



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

SERİ. A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- The cooperation in Earth Sciences between the University of Paris - XI (Paris - Sud, Orsay) and The University Cumhuriyet in Sivas**
Paris - XI (Paris - Sud, Orsay) ve Sivas Cumhuriyet Üniversiteleri Arasındaki Yerbilimleri Alanında İşbirliği
..... André M. POISSON and Ali ÖZTÜRK 1
- La Tectonique Recente dans le Bassin de Tosya (Partie Centrale de la Faille Nord Anatolienne, Turquie)**
Tosya Havzasının Güncel Tektoniği (Kuzey Anadolu Fayının Orta Kesimi, Türkiye).
..... Semir ÖVER, André M. POISSON, Haluk TEMİZ, Jean ANDRIEUX 3
- Recent Faulting in the Sivas Area (Sivas Basin, Central Anatolia - Türkiye)**
Sivas Yöresindeki Güncel Faylanma (Sivas Havzası, İç Anadolu - Türkiye)
..... Halil GÜRİSOY, Haluk TEMİZ, André M. POISSON 11
- Pliocene Thrust Tectonics in the Sivas Basin near Hafik (Turkey) : Southward Fore Thrusts and Associate Northward Back Thrusts.**
Hafik Yöresinde Sivas Havzasının Pliyosen Bindirme Tektoniği: Güney Yönlü Ön Bindirmeler ve Kuzey Yönlü Geri Bindirmeler (Türkiye).
..... André M. POISSON, Haluk TEMİZ, Halil GÜRİSOY 19
- Sivas Havzası Doğusunun Tektonostratigrafisi ve Kinematiki (Kemah - Erzincan)**
Tektonostratigraphy and Kinematics of The Eastern Tip of the Sivas Basin (Kemah - Erzincan)
..... Haluk TEMİZ, Jean Claude GUEZOU, André POISSON, S. Zeki TUTKUN 27
- Erzincan Güneybatısındaki Miyosen Yaşlı Karacaören Fosmasyonu Kumtaşlarının Sedimenter Petrolojisi**
The Sedimentary Petrology of the Sandstones of Miocene aged Karacaören Formation in the Southwest Erzincan Region.
..... Orhan ÖZÇELİK, Mehmet ALTUNSOY, Zeki ATALAY 35
- Keles (Bursa) Linyit Açık Ocak İşletmesinde Miyosen Yaşlı İstifin Stratigrafik, Sedimantolojik ve Tektonik İncelemesi.**
Stratigraphical, Sedimentological and Tectonic Study of the Miocene Sequence in Keles (Bursa) Open - Pit Lignite Mine.
..... Abdurrahim ŞAHBAZ, Sezay GÖRMÜŞ 41
- Hekimhan Baseninde Kretase - Tersiyer Geçişinin Jeolojik Konumu, Mineralojisi ve Jeokimyası.**
Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of the Cretaceous - Tertiary Transition at the Hekimhan Basin, Malatya Province, Turkey.
..... Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA 49
- Atlas - Çaykoz (Sivrihisar - Eskişehir) Dolayının Jeolojisi ve Mermer Yatakları**
Geology of Atlas - Çaykoz Area (Sivrihisar - Eskişehir) and Marble Deposits
..... Olcay TÜRKAY, Mustafa KUŞÇU 59
- Sivas Güneydoğusundaki Gipslerin Çözünürlük Özellikleri**
Solubility Characteristics of gypsum in the southeastern part of Sivas.
..... Ergun KARACAN 67
- Orta - Batı Pontidlerdeki Küre Yöresi (Kuzey Kastamonu) Magmatit - Metamorfiterinin Petrografisi ve Magmatitlerin Ana Element Jeokimyası.**
Petrography of the Magmatites - Metamorphites and the Major Element Geochemistry of the Magmatites in the Küre Region, N Kastamonu, Central - Western Pontides.
..... Durmuş BOZTUĞ 75

CİLT : 9

SAYI : 1

ARALIK - 1992

VOL : 9

NO : 1

DECEMBER - 1992

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University
SERİ. A - YERBİLİMLERİ
SERİ. A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

The cooperation in Earth Sciences between the University of Paris - XI (Paris - Sud, Orsay) and The University Cumhuriyet in Sivas Paris - XI (Paris - Sud, Orsay) ve Sivas Cumhuriyet Üniversiteleri Arasındaki Yerbilimleri Alanında İşbirliği André M. POISSON and Ali ÖZTÜRK	1
La Tectonique Recente dans le Bassin de Tosya (Partie Centrale de la Faille Nord Anatolienne, Turquie) Tosya Havzasının Güncel Tektoniği (Kuzey Anadolu Fayının Orta Kesimi, Türkiye). Semir ÖVER, André M. POISSON, Haluk TEMİZ, Jean ANDRIEUX	3
Recent Faulting in the Sivas Area (Sivas Basin, Central Anatolia - Türkiye) Sivas Yöresindeki Güncel Faylanma (Sivas Havzası, İç Anadolu - Türkiye) Halil GÜRSOY, Haluk TEMİZ, André M. POISSON	11
Pliocene Thrust Tectonics in the Sivas Basin near Hafik (Turkey) : Southward Fore Thrusts and Associate Northward Back Thrusts. Hafik Yöresinde Sivas Havzasının Pliyosen Bindirme Tektoniği : Güney Yönlü Ön Bindirmeler ve Kuzey Yönlü Geri Bindirmeler (Türkiye). André M. POISSON, Haluk TEMİZ, Halil GÜRSOY	19
Sivas Havzası Doğusunun Tektonostratigrafisi ve Kinematiki (Kemah - Erzincan) Tectonostratigraphy and Kinematics of The Eastern Tip of the Sivas Basin (Kemah - Erzincan) Haluk TEMİZ, Jean Claude GUEZOU, André POISSON, S. Zeki TUTKUN	27
Erzincan Güneybatısındaki Miyosen Yaşlı Karacaören Formasyonu Kumtaşlarının Sedimenter Petrolojisi The Sedimentary Petrology of the Sandstones of Miocene aged Karacaören Formation in the Southwest Erzincan Region. Orhan ÖZCELİK, Mehmet ALTUNSOY, Zeki ATALAY	35
Keles (Bursa) Linyit Açık Ocak İşletmesinde Miyosen Yaşlı İstifin Stratigrafik, Sedimentolojik ve Tektonik İncelemesi. Stratigraphical, Sedimentological and Tectonic Study of the Miocene Sequence in Keles (Bursa) Open - Pit Lignite Mine. Abdurrahim ŞAHBAZ, Sezayi GÖRMÜŞ	41
Hekimhan Baseninde Kretase - Tersiyer Geçişinin Jeolojik Konumu, Mineralojisi ve Jeokimyası. Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of the Cretaceous - Tertiary Transition at the Hekimhan Basin, Malatya Province, Turkey. Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA	49
Atlas - Çaykoz (Sivrihisar - Eskişehir) Dolayının Jeolojisi ve Mermer Yatakları Geology of Atlas - Çaykoz Area (Sivrihisar - Eskişehir) and Marble Deposits Olca TÜRKAY, Mustafa KUŞÇU	59
Sivas Güneydoğusundaki Jipslerin Çözünürlük Özellikleri Solubility Characteristics of gypsum in the southeastern part of Sivas. Ergun KARACAN	67
Orta - Batı Pontidlerdeki Küre Yöresi (Kuzey Kastamonu) Magmatit - Metamorfiterinin Petrografisi ve Magmatitlerin Ana Element Jeokimyası. Petrography of the Magmatites - Metamorphites and the Major Element Geochemistry of the Magmatites in the Küre Region, N Kastamonu, Central - Western Pontides. Durmuş BOZTUĞ	75

CİLT : 9

SAYI : 1

ARALIK - 1992

VOL : 9

NO : 1

DECEMBER - 1992

THE COOPERATION IN EARTH SCIENCES BETWEEN THE UNIVERSITY OF PARIS-XI (PARIS-SUD, ORSAY), AND THE UNIVERSITY CUMHURİYET IN SIVAS.

Paris-XI (Paris-Sud, Orsay) ve Sivas Cumhuriyet Üniversiteleri Arasındaki Yerbilimleri Alanında İşbirliği

André M. POISSON Université de Paris-Sud, Orsay, France
Ali ÖZTÜRK Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

This cooperation started in 1988-89 and was officialized in 1991. It includes a scientific project centered on the geological evolution of the Central Anatolian basins and margins, mainly the Sivas basin and the adjacent smaller basins (from the North Anatolian fault zone to the Tauric belt). Another part of this cooperation concerns the exchanges of students and researchers. Three thesis are going on codirected by researchers from Orsay and Sivas.

SCIENTIFIC RESULTS

A special attention has been given in this first part of the project to the Kirşehir Masif, located at the NW side of the Sivas basin (thesis of M. Alpaslan), and to the Eastern end of the Sivas basin (Kemah area-thesis of H. Temiz). Recent tectonics are the subject of the thesis of S. Över in the Kurşunlu - Kargı areas along the North Anatolian fault zone (Over et al, this book), and of researches around Sivas. The consequences for seismic risks are under estimation. Some of the most significative of these scientific results are the subject of the following 5 papers included in this volume.

The main result concern the Sivas basin, the Eastern part of the Kirşehir metamorphics, and the North Anatolian fault zone in the Tosya basin; They can be summarized as following:

In the Sivas basin the more significative new results concern:

- **Stratigraphy:** the "Hafik formation" (Kurtman 1973), which includes the massive gypsum and the gypsiferous sequences is stratigraphically localized below the marine Lower Miocene limestones and detritics. According to Vertebrate faunas it could be Oligocene in age (Sumengen et al 1991). (Poisson et al., this volume.).

- **Tectonics:** the most important result is the discovery of large scale thrusts involving all the sedimentary pile of the basin but also the basement of the basin. These thrusts are directed towards the South (main direction of tectonic transport well documented in the Kemah area - Temiz et al., this book), or towards the North as well (interpreted as back thrusts, for example in the Hafik area - Poisson et al., this volume.). The Sivas fault previously interpreted as a reverse fault, or as a strike slip fault is one of these back thrusts. The age of these tectonic events is post Lower Pliocene. The Quaternary (Holocene) terraces are affected by normal faults which cross through the site of the city of Sivas. Due to the Recent age of these faults, the seismic risks for the region will be re-examined (Gürsöy et al., this book).

In the Kirşehir thrust complex studies have been focused on the structural and metamorphic evolution of the Eastern part of the masif around Yıldızeli a brittle deformation related to Mio-Pliocene thrusting towards the South has been discovered and studied. This thrust system involved all the lithostratigraphic pile (including the Pliocene sequences), into an imbricate system of folding and thrusting. The ductile deformation has been studied in the basement, and the metamorphic grade has been determined. It reaches the upper amphibolite facies in a barrovian, or intermediate, type of metamorphism (T and P determination)

PROGRAM OF EXCHANGES

The exchanges of researchers and doctorants have concerned both Orsay and Sivas universities. From Orsay four researchers have engaged field research and have participated to teaching (conferences, field assistance to doctorants). From Sivas five teachers and research assistants came in France in the framework of the cooperation for technical stages and for teaching and common research programs. These exchanges would have to be developed in the second step of this cooperation.

LA TECTONIQUE RECENTE DANS LE BASSIN DE TOSYA (PARTIE CENTRALE DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE, TURQUIE)

Tosya Havzasının Güncel Tektoniği (Kuzey Anadolu Fayının Orta Kesimi, Türkiye)

Semir ÖVER Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas
André M. POISSON Université de Paris-Sud, Orsay, France
Haluk TEMİZ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas
Jean ANDRIEUX Université de Paris-Sud, Orsay, France

ÖZ : Tosya havzası, Kuzey Anadolu Fayının (KAF) orta kesiminde yer alır. KAF'nın bu kesimi, doğu ve batı kesimlerine oranla daha az sismik aktiviteye sahiptir ve bu yörede KAF'nın kinematik özellikleri yeterince bilinmemektedir. Tosya havzası genel sedimanter istifini başlıca iki formasyonla temsil edilmektedir; Alt Pontus Formasyonu (gösel kireçtaşı, marn ve kumtaşı) ve Üst Pontus Formasyonu (kumtaşı, konglomera ve marn). Bu formasyonların yaşları iyi bilinmemekle birlikte, Alt Pontus formasyonunun yaşı Üst Miyosen-Alt Pliyosen (?), Üst Pontus Formasyonunun yaşı ise Üst Pliyosen-Pleyistosen olarak kabul edilmiştir. Bölgedeki süreksizliklerin belirlenmesi amacıyla ilk çalışmalar SPOT görüntüleri yardımıyla yapılmıştır. Bu çalışmayı, havzayı sınırlayan ve kesen ana faylarla ilgili saha çalışması izlemiştir. Fay düzlemi ölçümleri bilgisayar destekli çalışmayla değerlendirilmiştir. Bu çalışmalar sonucunda; 1) bölgede büyük ölçekli doğrultu atımlı faylar gözlenmemiştir, 2) yörede egemen faylar tansiyon faylarıdır, 3) yörede gözlenen ters faylar ve küçük ölçekli bindirme fayları, Tosya havzasının kuzey kenarının yükselmesiyle ilişkili olarak gözükmektedir, 4) havza gelişimi, Üst Miyosen'de tansiyon faylı bir sistem içerisinde başlamış olabilir.

RECENT TECTONIC EVENTS IN THE TOSYA BASIN (CENTRAL PART OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT) (TURKIYE) - PRELIMINARY RESULTS

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The Tosya basin is located in the central part of the North Anatolian Fault (NAF) in an area which is seismically less active than the Eastern and Western parts of the NAF and which is badly known for its recent cinematic evolution. A part of our program concerning the NAF is focused on this area where sedimentary basins provide good exposures of the late Miocene to Recent deposits and offer the possibility of detailed studies of the numerous fault planes along the cut roads. We have used the stratigraphical data as proposed by Barka (1984), who followed the lithostratigraphical scale of Irritz (1971-1972) established in the neighbouring basins farther East along the NAF. The general sedimentary sequence of the Tosya basin is composed of two members: Lower Pontus (lacustrine limestones and marls with subordinate sands and marls), and Upper Pontus (gravels, sands and conglomerates with subordinate clays and marls). The ages of these deposits are not well constrained. A Late Miocene (to Early Pliocene?) age has been attributed to the Lower Pontus while the Upper Pontus could be Late Pliocene and Pleistocene. A preliminary study using SPOT imagery gave us a general overview of the fracturation. This work was followed by field observations on the main faults bordering the basin and crossing it (fig. 1). Measurements on faults planes (with striations) have been studied using a computer aided method (Carey et Brunier, 1976; Carey, 1979).

Our studies have been focused on a small number of sites which provide good exposures (fresh cut roads) for fault plane measurements, localized in different levels of the stratigraphic pile and in the basement of the basin. In the basement measurements have been carried out in the sites 1, 2, 3, 4 and 6 (see fig. 1 for localization). In all of these sites numerous faults cut through volcanics and volcanodetritic sequence of Late Miocene age (pre-Pontus). The faults are normal faults corresponding to an extensional event which could correspond to the basin initiation during the Late Miocene. The site 6 is the only one which is covered by the Pontus deposits. It gives an NW-SE direction for the tensional event. The other sites are localized either in the Pontus formation or in more recent deposits (Holocene terraces). There, numerous normal faults have been measured. The reversed faults (or small thrust faults) (fig. 1) are mappable but they have not been observed in enough good conditions and they have not yet provided cinematic datas.

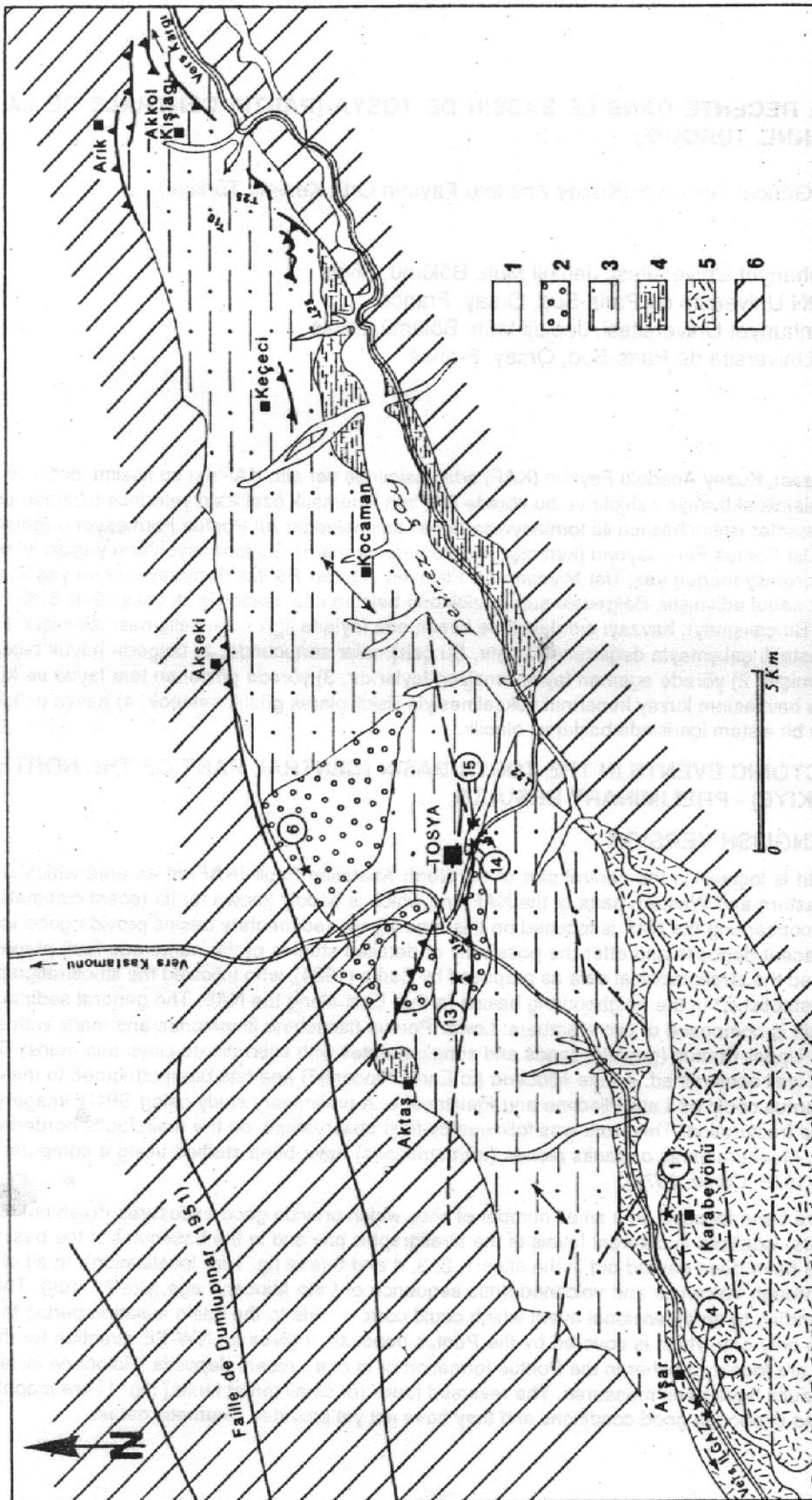


Fig. 1 - Carte géologique schématique. Localisation des sites microtectoniques.

1- Alluvions du Devrez çay et de ses affluents. 2, Pontus supérieur: conglomérats gris. 3- Pontus supérieur: limons ocres et sables. 4- Pontus inférieur: marnas, sables et calcaires lacustres. 5- Miocène supérieur volcanogène. 6- Socle métamorphique.

Fig. 1 - Geological sketch map and location of microtectonic sites.

1- Alluviums of the Devrez çay and tributaries. 2- Upper Pontus: grey conglomerates. 3- Upper Pontus: ochre silty clays and sands. 4- Lower Pontus: marls, sands and lacustrine limestones. 5- Late Miocene, volcanogenic. 6- Metamorphic basement.

These preliminary results allow us to point out the following main aspects of the Recent tectonic evolution of the Tosya basin:

- We have not observed large scale strike slip faults;
- The predominant faults are tension faults;
- Reverse faults and small scale thrusts have been observed and they seem to be related to the uplift of the northern margin of the Tosya basin. This uplift is also responsible for the disymetry of the basin;
- The basin could have been initiated in a system of tension faults during Late Miocene but the sedimentary sequence is not yet well enough known;
- Studies are going on.

INTRODUCTION

Le bassin de Tosya est allongé selon une direction N 075. Il est situé dans la partie centrale de la faille Nord-Anatolienne qui correspond à la zone de courbure de cette faille. Cette région est restée sismiquement moins active que les régions voisines depuis le début du siècle et, en partie de ce fait, a été moins étudiée. La faille active la plus proche est celle de Dumlupinar (séisme de 1951). Elle passe à quelques kilomètres au Nord du bassin de Tosya et ne recoupe pas ce dernier.

La géométrie générale de la faille Nord-Anatolienne (FNA) est bien connue. Il s'agit d'un grand linéament intracontinental de 1200 km de long subparallèle aux côtes Sud de la mer Noire depuis Karliova à l'Est jusqu'au golfe de Saros à l'ouest. Cet accident est lié à la collision Arabie - Anatolie - Eurasiatique. Il est défini classiquement comme une zone de décrochement dextre bien individualisé morphologiquement et sismiquement actif. Il sépare actuellement un Neobloc anatolien d'un bloc mer Noire (Ketin 1948, 1969, Allen 1969, Ambrasey 1970, Mc Kenzie 1972, Dewey et Sengör 1979, Hancock et Barka 1983, Lyberis 1984, Suzanne 1990). Le mouvement de décrochement dextre de cet accident a été mis en évidence sur des critères géologiques et morphologiques (Allen 1969, Tatar 1978), les ruptures en surface des grands séismes [Ketin 1948, 1969, Ambrasey 1970] et les mécanismes au foyer (Canitez et Uçal 1967, Mc Kenzie 1972, 1978, Jacson et Mc Kenzie 1984).

Les bassins à remplissage sédimentaire et volcano-sédimentaire qui sont alignés le long de la FNA, et qui résultent du jeu de cette faille, sont importants pour la reconstitution des étapes de la cinématique de la FNA. En effet, les séries sédimentaires ont enregistré ces étapes et elles permettent d'en retracer la chronologie dans la mesure où on peut les dater avec précision ce qui n'est pas toujours facile. Nous avons axé la première partie de notre programme sur la partie centrale de la FNA, qui correspond à la zone de courbure de cette faille. C'est celle qui est sismiquement la moins active et où morphologiquement la faille est la moins bien tracée. C'est une zone qui présente beaucoup d'intérêt

du fait de son activité réduite entre deux tronçons très actifs, et du fait du changement de direction. Nous présentons les premiers résultats obtenus dans l'un des bassins situés dans cette zone: le bassin de Tosya.

LE BASSIN DE TOSYA

Morphologie générale.

Le bassin de Tosya (Fig. 1) a une forme allongée selon une direction N 075 qui est à peu près la direction de la FNA dans ce secteur. Il est drainé longitudinalement par le Devrez Cay (affluent du Kizilirmak), dont la vallée est excentrée à la bordure SE du bassin, pour la période la plus récente de son histoire. Les affluents rive gauche du Devrez ont une orientation moyenne NNW-SSE qui est orthogonale à celle du bassin. Les affluents rive droite sont très courts et ne drainent qu'une bordure escarpée elle-même étroite. Le bassin a une origine tectonique cependant les failles bordières ne sont pas bien visibles du fait du remplissage postérieur qui les a recouvertes. Néanmoins, au Nord de Tosya on peut encore observer une partie de la marge Nord du bassin, très certainement une ancienne faille, et le long du bord Sud, le plus escarpé actuellement, des gradins superposés évoquent également la présence de failles probablement normales.

Stratigraphie

Nous n'avons pas de données nouvelles concernant la stratigraphie du bassin (Fig. 2) et nous reprenons celle utilisées par Barka (1984), d'après Irritz (1971, 1972). La séquence présente dans le bassin de Tosya n'est datée que par comparaison avec celles des bassins plus orientaux étudiés par Irritz. Il y a donc incertitude sur les âges et les recherches en cours apporteront peut-être des modifications.

Le bassin de Tosya est rempli de dépôts lacustres et fluviaux peu consolidés attribués à la formation du Pontus. Le Pontus inférieur est constitué de marnes à Gastéropodes lacustres et Ostracodes et, en bordure, de graviers et sables. Ces dépôts affleurent uniquement au SE du bassin. Au Nord de Tosya on observe des calcaires lacustres à oncoïdes agaires reposant directement sur le substratum et recouverts en discordance angulaire

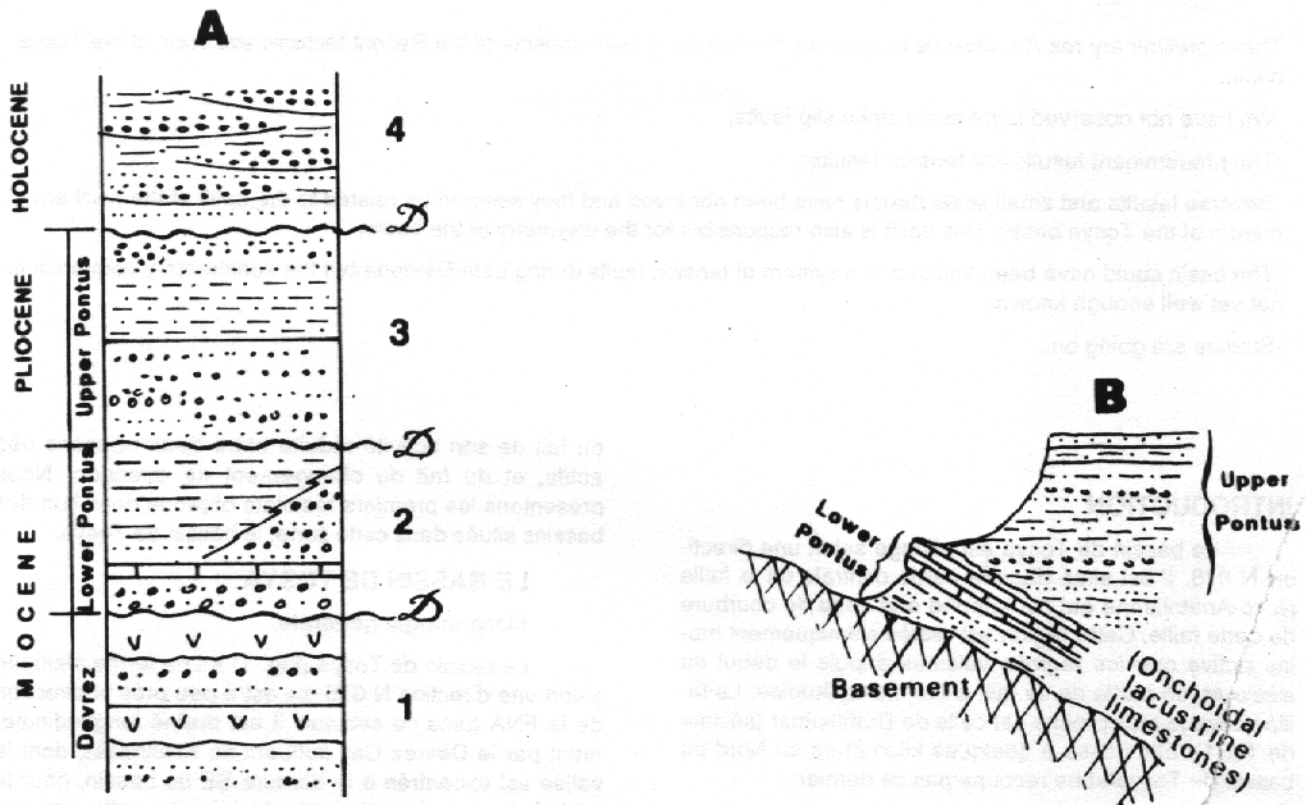


Fig. 2. A- Colonne lithostratigraphique des formations néogènes et quaternaires du bassin de Tosya.

1- Formation du Devrez çay (volcanogénique).

2- Pontus inférieur: Calcaires lacustres, marnes à Gastéropodes d'eau douce, sables et limons. 3- Pontus supérieur: conglomérats et limons ochres, conglomérats gris au sommet.

4- Terrasses fluviales holocènes.

B- Détail du contact Pontus inférieur-Pontus supérieur sur le bord Nord du bassin de Tosya.

Fig. 2. A- Lithostratigraphic columnar section of the Neogene and Quaternary formations of the Tosya basin.

1- Devrez çay formation (volcanogenic). 2- Lower Pontus: lacustrine limestones, marls with fresh water Gastropods, sands and silty clays. 3- Upper Pontus: conglomerates and ochrous silty clays, grey conglomerates at the top. 4- Holocene fluvial terraces.

B- Detail of the contact between the Lower and Upper Pontus formations. Northern margin of the Tosya basin.

par les sables, marnes et garviers du Pontus supérieur. La discordance atteint ici 50°, elle est en général beaucoup plus faible dans le centre du bassin où elle peut passer inaperçue. Le Pontus supérieur est constitué de dépôts plus grossiers: graviers et conglomérats à géométrie lenticulaire peu consolidés intercalés dans des sables argileux. L'ensemble a une teinte rousse à la base. Le sommet de teinte plus claire (grise) est essentiellement constitué de conglomérats. Du point de vue stratigraphique le Pontus inférieur correspondrait au Miocène supérieur et au Pliocène basal, alors que le Pontus supérieur comprendrait le Pliocène supérieur et le Pléistocène. Il y aurait donc une lacune entre Pontus inférieur et Pontus supérieur. Cette formation est profondément entaillée par l'érosion récente du Devrez Çay et de ses affluents. Les dépôts holocènes sont constitués par les terrasses de ces torrents, et par des li-

mons rouges qu'il est quelquefois difficile de distinguer du Pontus qu'ils remanient.

ETUDE TECTONIQUE PRELIMINAIRE

La morphologie générale du bassin montre son origine tectonique, bien que les failles originelles ne soient pas bien préservées, ou non masquées par les dépôts plus récents. Nous avons effectué des mesures sur les failles visibles dans les tranchées fraîches des routes (tectonique distensive essentiellement). La tectonique compressive est plus difficile à mettre en évidence. Elle se traduit par des esquisses de chevauchements à la bordure Nord et dans la partie Est du bassin (fig. 1), mais elle n'a pas encore fait l'objet de mesures précises faute d'affleurements convenables.

L'essentiel des mesures présentées ici correspon-

dent à des failles normales. Les mesures ont été effectuées dans des niveaux stratigraphiquement distincts pour essayer de mettre en évidence une évolution au cours du temps. Les mesures effectuées sur les plans de failles ont été traitées selon la méthode (Carey

Table 1- Paramètres des tenseurs calculés à partir des données cinématiques des failles. ND indique le nombre de failles mesurées pour chaque site.

Table 1- Parameters of the stress tensors computed from fault kinematics of Late Miocene - Holocen in the Tosya basin. ND give the number of faults used for the computation of each solution.

Site	ND	latitude	longitude	σ_1		σ_2		σ_3		R
				azim	dip	azim	dip	azim	dip	
1	6	40°57'00"	33°59'50"	155	90	290	0	20	0	0.73
3	4	40°57'00"	33°57'10"	120	90	345	0	255	0	0.95
4	17	40°57'00"	33°56'00"	130	90	346	0	256	0	0.99
6	8	41°02'10"	34°03'50"	15	90	240	0	150	0	0.87
13	7	41°00'50"	34°00'50"	15	57	277	5	184	33	0.367
14	5	41°01'00"	34°03'50"	208	76	23	14	113	1	0.722
15	12	41°00'50"	34°03'40"	179	81	28	8	297	4	0.866

Mesures effectuées dans les formations ante-Pontus

Une étude préliminaire de fracturation, effectuée à partir de l'imagerie SPOT, avait permis de repérer parmi les nombreux linéaments observés, les failles qui pouvaient avoir joué un rôle dans la formation initiale du bassin, en particulier dans la partie SW. Les sites 1 à 4 sont localisés précisément dans ce secteur où la morphologie en gradins suggère l'existence de failles que nous avons pu observer et mesurer. Ces failles affectent des dépôts volcanogènes attribuables au Miocène supérieur ante-Pontus. Cependant, ces failles ne sont pas recouvertes par le Pontus et leur âge ne peut être précisé. Dans le site 1 la majorité des mesures concernant de petites failles normales. La présence de petites failles nettement décrochantes conduit à une résultante décrochante avec compression ESE-WNW et une extension avec σ_3 sub horizontal NNE-SSW. C'est un exemple de cas complexe qui est encore trop isolé pour être concluant. Les sites 3 et 4 voisins sont localisés dans la même formation volcanique miocène et ils indiquent une direction d'extension WSW-ENE. Le site 6 est le seul qui soit cacheté par la formation du Pontus, σ_1 est compressif (compression NE-SW) alors que σ_3 horizontal indique une direction d'extension NW-SE (formations métamorphiques-route de Kastamonu).

Mesures effectuées dans les formations Pliocènes et Quaternaires

Les meilleurs sites sont situés autour de la ville de Tosya le long des routes nouvelles en tranchée recoupant le Pontus. Le site 13 est localisé à l'Ouest de Tosya dans des limons rouilles avec galets et blocs. Il est

et Brunier, 1974; Carey, 1979) (Table 1 et Fig. 3,4).

plus à proximité de l'une des rares failles inverses (ou décrochante) soupçonnée dans le bassin. Le traitement des données révèle un des cas complexes avec une composante compressive WNW-ESE et une extension NE-SW. Dans les dépôts plus récents recoupés par la déviation de Tosya (terrasses holocènes?) de nombreuses failles normales ont été mesurées dans les sites 14 et 15. Leur analyse montre l'existence d'extensions E-W à ESE-WNW.

Le petit nombre de sites ne permet pas d'établir une évolution dans le temps des directions de la contrainte extensive. On remarquera dans ces sites l'absence de failles inverses et de décrochements importants.

CONCLUSIONS

Nous ne disposons pour le moment que d'un petit nombre de sites, qui, bien que localisés dans des formations d'âges variés (du Miocène à l'Holocène) sont insuffisants pour retracer l'évolution du bassin.

On remarque toutefois que failles normales sont nettement plus nombreuses que les failles décrochantes ou que les failles inverses. Ces failles normales donnent des directions d'extension autour de N 090 à N 120. Ces directions sont obliques par rapport à la direction d'allongement du bassin (N 075). Elles correspondent à une phase récente puisqu'elles affectent les terrasses holocènes. Nous n'avons pas observé de grandes failles décrochantes, néanmoins dans les sites localisés dans les dépôts les plus anciens nous avons observé un nombre limité de petites failles décrochantes. Les directions de compression qui peuvent en être déduites sont assez divergentes (ESE-WNW et NE-SW) et ne sont pas concluantes dans l'état actuel des recherches.

Les petites structures compressives : failles inverses ou petits chevauchements sont intéressantes dans la mesure où elles ne sont pas isolées dans le contexte régional de la FNA. Dans le bassin voisin d'Ilgaz, Tokay (1973) et Barka et Hancock (1984) ont signalé de telles structures dont l'interprétation reste à faire. Les études en cours dans le bassin d'Ilgaz apporteront des réponses.

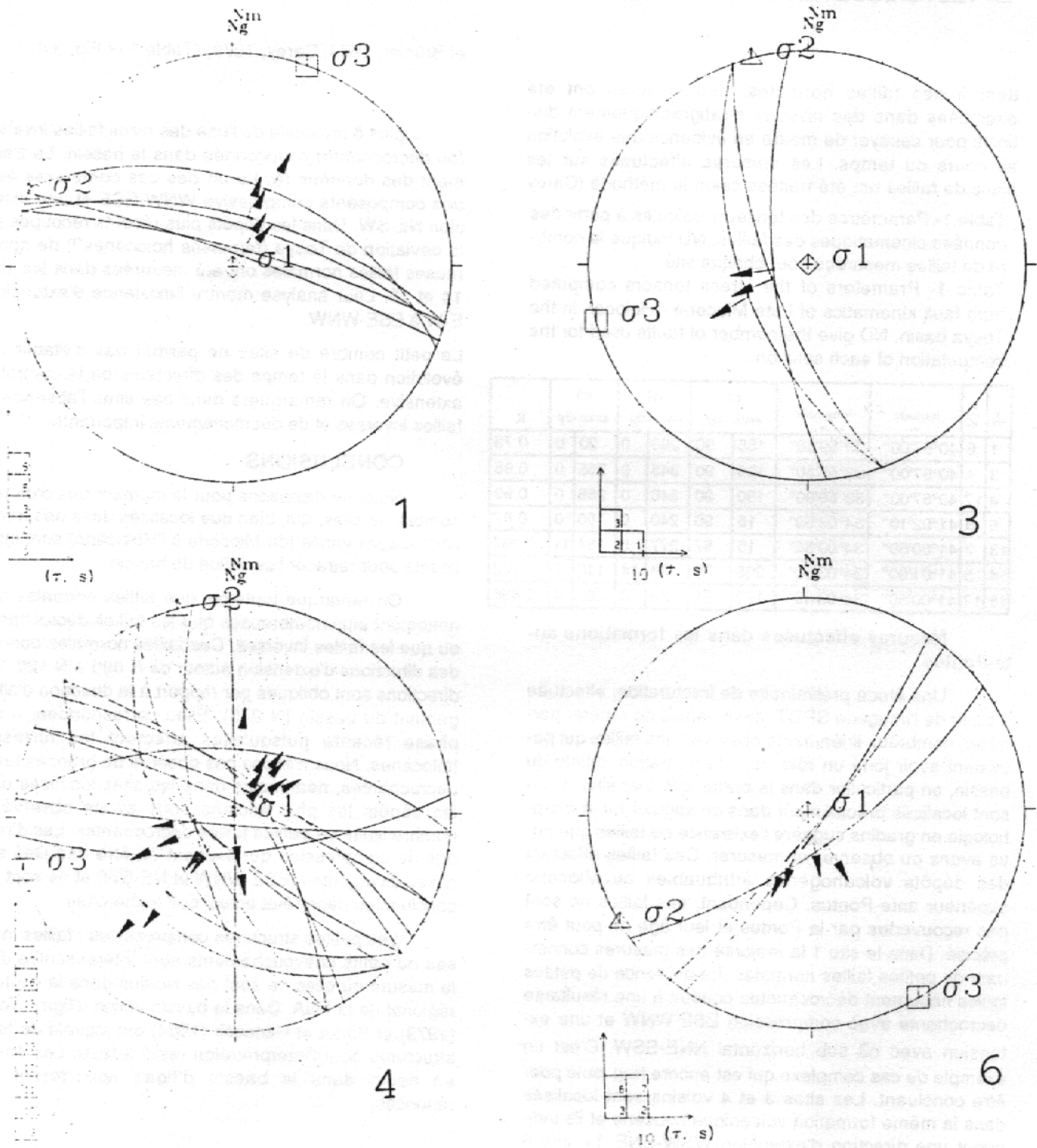
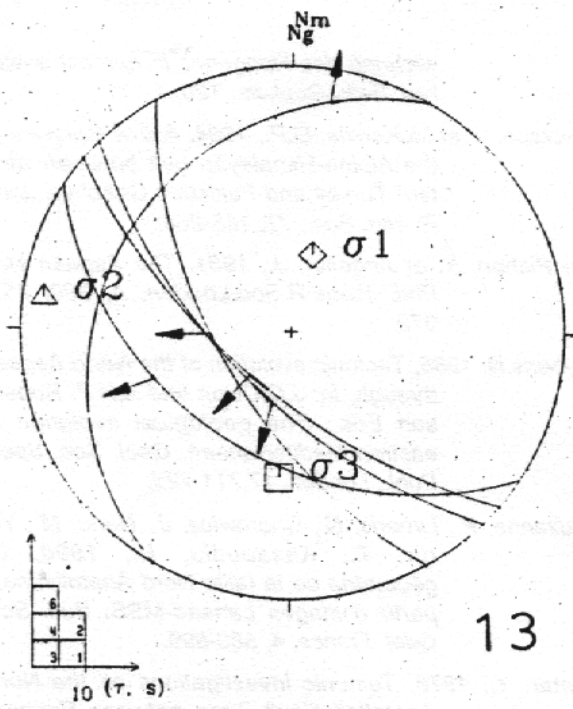
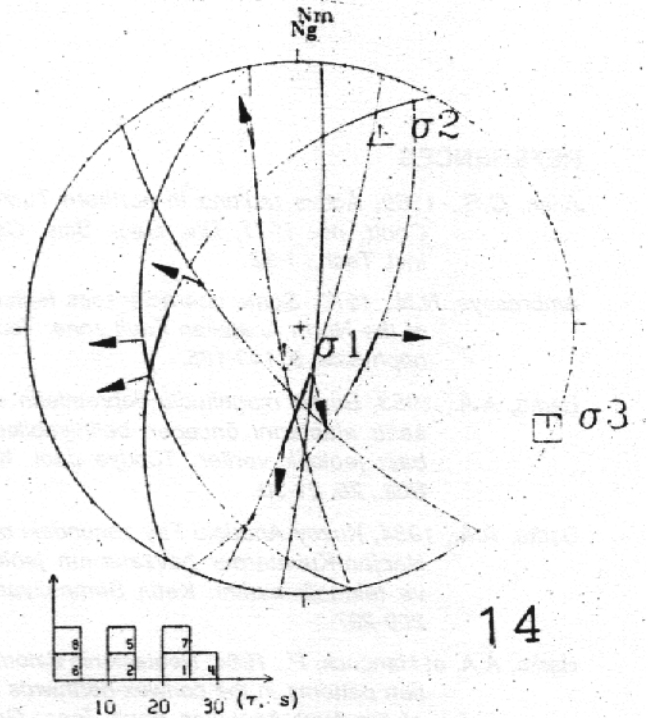


Fig. 3- Données utilisées pour le calcul des tenseurs moyens pour les sites. Les flèches sur les traces des plans de failles correspondent aux stries mesurées sur les plans (canevas de Wulf, hémisphère inférieur);

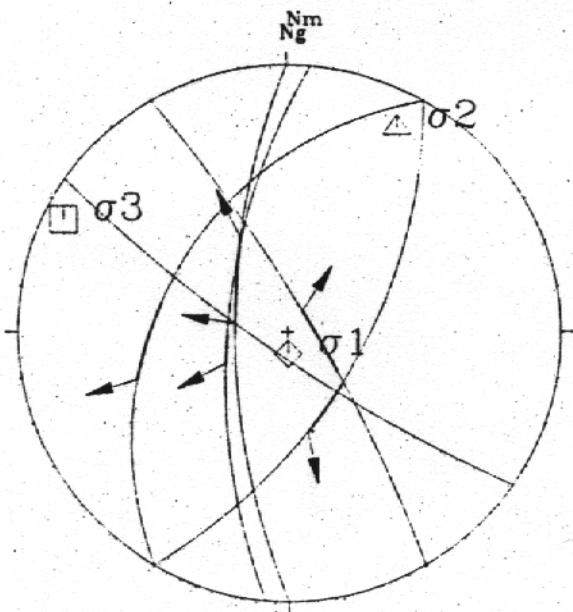
Fig. 3 - Fault data used to compute the mean state of stress for the dicussed here. Arrow attached to the fault correspond to the sites measured slip vector (Wulf stereonet, lower hemisphere).



13



14



15

Fig. 4 Données utilisées pour le calcul des tenseurs moyens pour les sites. Les flèches sur les traces des plans de failles correspondent aux stries mesurées sur les plans (canevas de Wulf, hémisphère inférieur);

Fig. 4- Fault data used to compute the mean state of stress for the discussed here. Arrow attached to the fault correspond to the sites measured slip vector (Wulf stereonet, lower hemisphere).

REFERENCES

- Allen, C.R., 1969, Active faulting in northern Turkey: Contr. no. 1577, Div. Geol. Scie. Calif. Inst. Tech., 1-32.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristics features of the North Anatolian Fault zone: *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Barka, A.A., 1983, Büyük magnitudlu depremlerin episantr alanlarını önceden belirliyebilecek bazı jeolojik veriler: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 26, 21-30.
- Barka, A.A., 1984, Kuzey Anadolu Fay zonundaki bazı Neojen-Kuvaterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi: *Ketin Sempozyumu*, 209-227.
- Barka, A.A. et Hancock, P., 1984, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault Zone: *Geol. Soc. London, sp. pub. no 17,763-774*.
- Barka, A.A. et Gülen, L., 1988, New constraints on ge and total offset of the North Anatolian Fault Zone: Implications for tectonics of the eastern Mediterranean regions; In Melih Tokay *Geology Symposium, Spec. Publ. Middle East Tech. Univ., Ankara*.
- Canitez, N. et Ucer, B., 1967, A catalogue of focal mechanism diagrams for Turkey and adjoining areas: *Tectonophysics*, 4, 235-244.
- Carey, E., 1979, Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles: *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 57-66.
- Carey, E. et Brunier, B., 1974, Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér D 279*, 891-894.
- Dewey, J.F. et Sengor, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continental tectonics in a convergent zone: *Geol. Soc. of America Bull.*, 90, 82-92.
- Hancock, P.L. et Barka, A.A., 1983, Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian Fault Zone: *J. Struct. Geol.*, 5, 217-220.
- Irritz, W., 1971, Neogene and older Pleistocene of the intermontane basins in the Potic region of Anatolia: *Newsel. Stratigr.*, 1, 33-36.
- Irritz, W., 1972, Lithostratigraphie und tectonische Entwicklung des Neogenes in nordost anatolien: *Beih. Geol. Jb.*, 120, 1-111.
- Jackson, J. et McKenzie, D.P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. Jour. R. astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Le Pichon, X. et Angelier, J., 1981, The Aegean sea: *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 300, 357-372.
- Lyberis, N., 1985, Tectonic evolution of the North Aegean through, In: J.G. Dixon and A.H.F. Robertson Eds., *The geological evolution of eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 17, 711-725.
- Suzanne, P., Lyberis, N., Chorowicz, J., Nurlu, M., Yürür, T., Kasapoğlu, E., 1990, La géométrie de la faille Nord-Anatolienne à partir d'images Landsat-MSS: *Bull. Soc. Geol. France*, 4, 589-599.
- Tatar, Y., 1978, Tectonic investigations on the North Anatolian Fault Zone between Erzincan and Refahiye: *Yerbilimleri*, 4, 201-236.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, MTA., Ankara*.

RECENT FAULTING IN THE SİVAS AREA (SİVAS BASIN, CENTRAL ANATOLIA-TÜRKİYE)

Sivas Yöresindeki Güncel Faylanma (Sivas Havzası, İç Anadolu-Türkiye)

Halil GÜRSOY : Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas
Haluk TEMİZ : Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas
André M. POISSON : Université de Paris-Sud, Orsay, France

ÖZ : İnceleme alanında Geç Tersiyer-Kuvaterner yaşlı çökeller yüzeylenmektedir. Bölgede yüzeyleyen Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri oldukça yoğun olarak faylanmaya uğramışlardır. Normal fay özelliğindeki bu fayların büyük çoğunluğu içerisinde geliştikleri kayatürü nedeniyle yüzeyden farkedilememektedir. Ancak akarsu çökellerinde açılan yarma ve kum ocaklarında gözlenebilmektedir. Farklı düzeylerde gözlenen akarsu çökelleri ve Kızılırmak nehrinin bugünkü konumu, bu fayların denetiminde gelişmiştir. Ancak bu gözlemlere rağmen tarihsel ve aletsel deprem kayıtlarında yıkıcı-büyük ölçekte bir depremin varlığı bilinmemektedir. Bölgedeki çalışmalarda saptanan faylara ait veriler bilgisayarda değerlendirilmiş ve KKB-GGD yönlü bir tansiyonel gerilmenin varlığı saptanmıştır. Bu sonuçlar, bugüne kadar bilinen İç Anadolu Bölgesindeki kompresyonel rejimle uyusmamaktadır.

INTRODUCTION

The Sivas basin one of the Central Anatolian basins. It was actively subsiding during Paleogene and at a smaller rate during Early-Middle Miocene. The Neogene period is characterized in this area by an important increase of the N-S tectonic shortening due to the collision processes involving Eurasia and Africa-Arabia plates and the Central Anatolia area.

The present day nearest more active seismic zone (North Anatolian Fault Zone), is located at about 100 Km, in the North. Despite the existence of numerous faults the Sivas area has not been the site of important destructive seisms during the historical period. Nevertheless the 1939 Erzincan earthquake provoked destructions in the district of Hafik (40 Km. in the east of Sivas). The Sivas basin cannot be considered as outside of the area which could be affected by the effects of the N-S regional shortening. The underground of the city of Sivas has revealed numerous faults which have been observed in several excavations for building and in quarries outside of the city.

PLIOCENE AND QUATERNARY DEPOSITS

A-Pliocene. The Pliocene deposits have been described and dated a long time ago (Yalçınlar, 1955). They crop out on both sides of the Kızılırmak valley. They are thicker along the North side of this valley: from the North of Sivas city towards the West (main Ankara

road). They consist in two formations:

1- At the bottom are poorly cemented channelized conglomerates and sands. These rather thick deposits (300m near Sivas), correspond to the infill of a basin located approximately at the present day emplacement of the Kızılırmak valley.

2- Near the top are green marls surrounded by lacustrine limestones (50 to 100m thick).

The age of these formations is Pliocene: Lower Pliocene Vertebrate fauna has been found in several localities in the conglomerates near Sivas (Yalçınlar 1955), and farther West near Gemerek (Sümengen et al, 1990), below the lacustrine limestones. The whole sequence has been deposited in a short time, in a basin which had been created just before the Pliocene, and which was probably bounded by faults (normal faults?).

B- Quaternary deposits. The Quaternary deposits consist in silty clays (limons) and terraces of the Kızılırmak river. They are not precisely dated but they could be attributed to Late Quaternary. The best outcrops have been found in several quarries and excavations in the west of Sivas (Fig.1-location of the tectonic sites). Three distinct facies have been observed, which correspond to three different types of deposition and environments: fluvial terraces, silty clays and green marls.

1- Fluvial terraces. They are the site of active extraction of gravels and sands and they are located on both sides of the Kızılırmak. The highest (site 1), is at an elevation of 60 m above the river. Another one (site 6), is only 10 m above

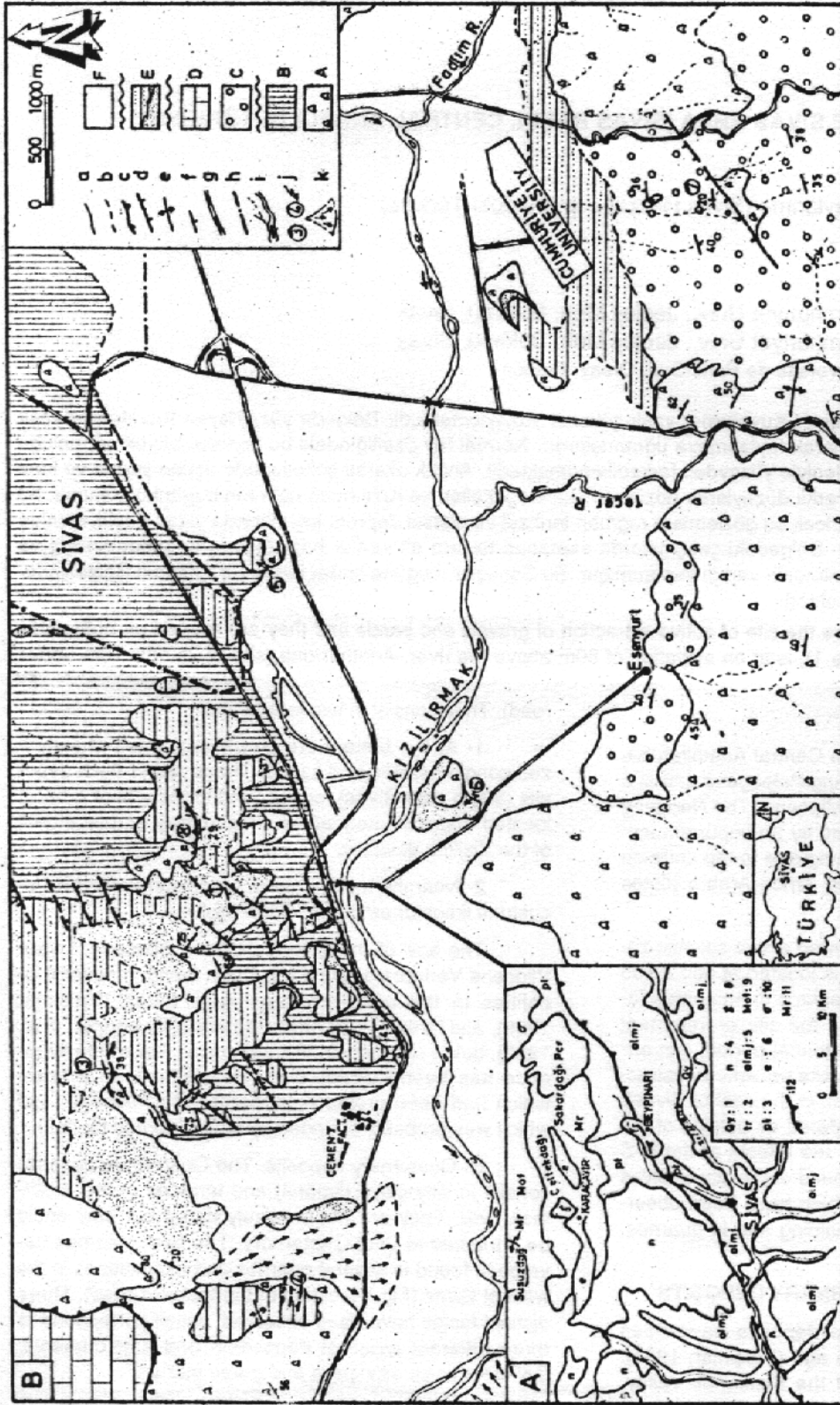


Fig. 1. A- Location of the Sivas area. General geology: 1: Alluvial plain-Quaternary, 2: Quaternary travertines, 3: Pliocene, 4: Undifferentiated Neogene, 5: Oligo-Miocene (Oligocene gypsiferous sequence and marine Lower Miocene), 6: Eocene (Pontides), 7: Volcanics, 8) Granodiorites, 9: Ophiolitic melange, 10: Ultrabasites, 11: Kırşehir massif, 12: Sivas thrust.

B- Geological map of the studied area. A) gypsiferous sequence (Oligocene), B) Marine marls (Lower Miocene). C) conglomerates (Pliocene), D) lacustrine limestones (Pliocene), E) Quaternary terraces and limons. F) Alluvial plain. a) Formation boundaries, b) Supposed boundaries, c) Sivas thrust, d) Faults, e) Fold axis, f) Dip, g) Main roads, h) Extension of city of Sivas, i) Rivers, j) Locations of the micro-tectonic sites, k) Alluvial fan.

Şekil 1. A-Sivas bölgesinin konumu. Genel Jeoloji. 1:Alüvyon düzlüğü-Kuvaterner, 2:Kuvaterner travertenleri, 3: Pliyosen, 4: Ayırtılmamış Neojen, 5: Oligo-Miyosen (Oligosen jipsli seri ve denizel Alt Miyosen), 6:Eosen (Pontidler), 7:Volkanitler, 8: Granodiyoritler, 9: Ofiyolitik melanj, 10: Ultrabazikler, 11: Kırşehir Masifi, 12: Sivas Bindirmesi.

B - Çalışma alanının jeoloji haritası. A) Jipsli seri (Oligosen), B) Denizel marllar (Alt Miyosen), C) Konglomeralar (Pliyosen), D) Gölisel kireçtaşları (Pliyosen), E) Kuvaterner teras ve toprakları, F) Alüvyon düzlüğü, a) Formasyon sınırı, b) Olayı sınırlar, c) Sivas Bindirmesi, d) Faylar, e) Kıvrım eksenleri, f) Katman durumu, g) Ana yollar, h) Sivas yerleşim alanı sınırı, i) Akarsular, j) Mikroteknik düşüm siteleri, k) Alüvyon yelpazesi.

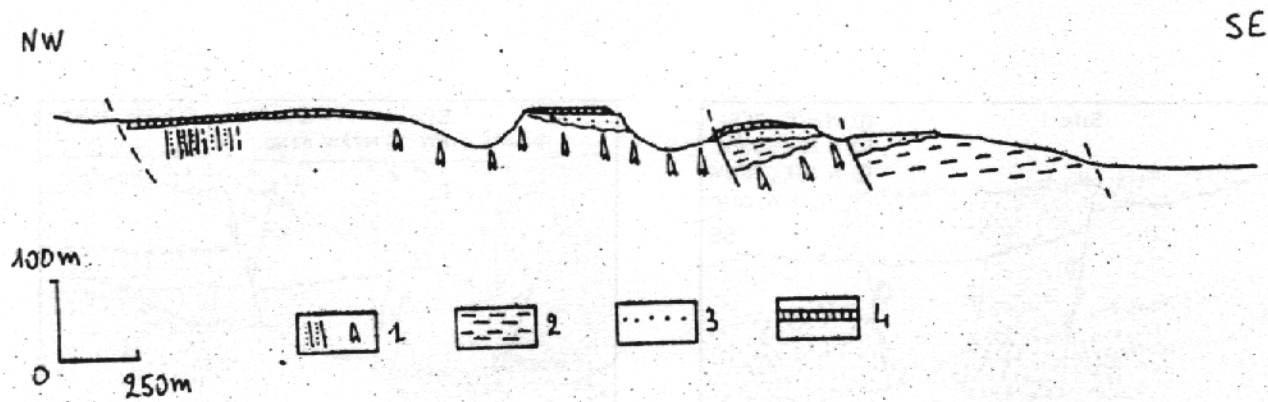


Fig. 2. Structural section (location fig. 1) 1: Gypsiferous sequence (Oligocene), 2: Marine marls (Lower Miocene), 3: Terraces, 4: Silty clays (limons).

Şekil 2. Yapısal kesit (lokasyon Şek. 1) 1: Jipsli seri (Oligosen), 2: Denizel marırlar (Alt Miyosen), 3: Teraslar, 4: Siltli kil (topraklar).

the river. The deposits consist in pebbles, gravels and sands (more or less coarse). Some subordinate lenses of clays can be observed from place to place. The thickness of these terraces is about 10 to 15m in the quarries. The environment of deposition was the bed of a river.

2- Silty clays (corresponding to "limons" in French). They have been observed in the highest quarry (site 3). They consist in fine grained brown clays and silty clays. The traces of superposed paleosoils can be frequently observed (at least three). They indicate a succession of cycles of sedimentation (inundated alluvial plain), followed by dry periods accompanied by plant colonization. The thickness could reach 8m. These limons rest on top of the terraces in the site 1. The environment of deposition was an alluvial plain submitted to periodical inundations.

- Green to brown marls. They have been observed in the site 5, at the level of the present day alluvial plain, in an old quarry. Four metres of grey to green-brown fine grained marls are surrounded by 3 to 5m of sands and limons showing many traces of a pedogenetic activity (nodulisations of calcite in nodules near the surface). The marls are richly fossiliferous, they contain fresh water Gastropods. The corresponding environment of deposition was a flat place permanently inundated (small lake in an alluvial plain?).

FAULT ANALYSIS

Due to the fresh exposures provided by the quarries actively worked (in the terraces), or recently worked (limons), numerous fault planes have been observed and have been the site of microtectonic studies.

In the quarries we have noticed at first the great density of faults:

- In the site 5: 8 important faults in a 10m long outcrop.

- Site 3: one fault plane every 5m along a front of the quarry in limons.

- In the site 1: one fault plane every 10 to 15m have been observed. This quarry is actively worked and the front line is renewed every month.

The faults have a vertical offset which could reach 2m. These faults are in their great majority normal faults. Reverse faults have been observed in only one site (Site 8). The great majority of the faults cannot be detected outside of the quarries due to their limited vertical offset, and also a due to the nature of the deposits (poorly cemented). Some of the most important of the faults have not yet been observed directly: in fact in the sites 3 and 5, the Quaternary beds dip of about 10° towards the North. This dip could be related to a tilting of huge blocks along non observed normal faults which would trend approximately parallel to the smaller one (NE-SW).

Kinematics of the faults populations have been defined using the striations on the fault planes and a computer aided method has been used for calculations (method of Carey and Brunier 1974, Carey 1979). The results concerning this analysis are presented table 1 and Fig. 4 and 5:

- Sites located in the terraces: in the site 6 (South of the Kizilirmak), and in the site 1 tension faults indicate a NW-SE extension.

- Sites in the limons: N-S extension can be deduced from the diagrams and calculations.

- Sites in the green marls: the direction of extension is NNW-SSE.

- The site 7 is located in the Pliocene along the Southern margin of the basin. The direction of extension is NW-SE.

- The site 8 is the only one with reversed faults

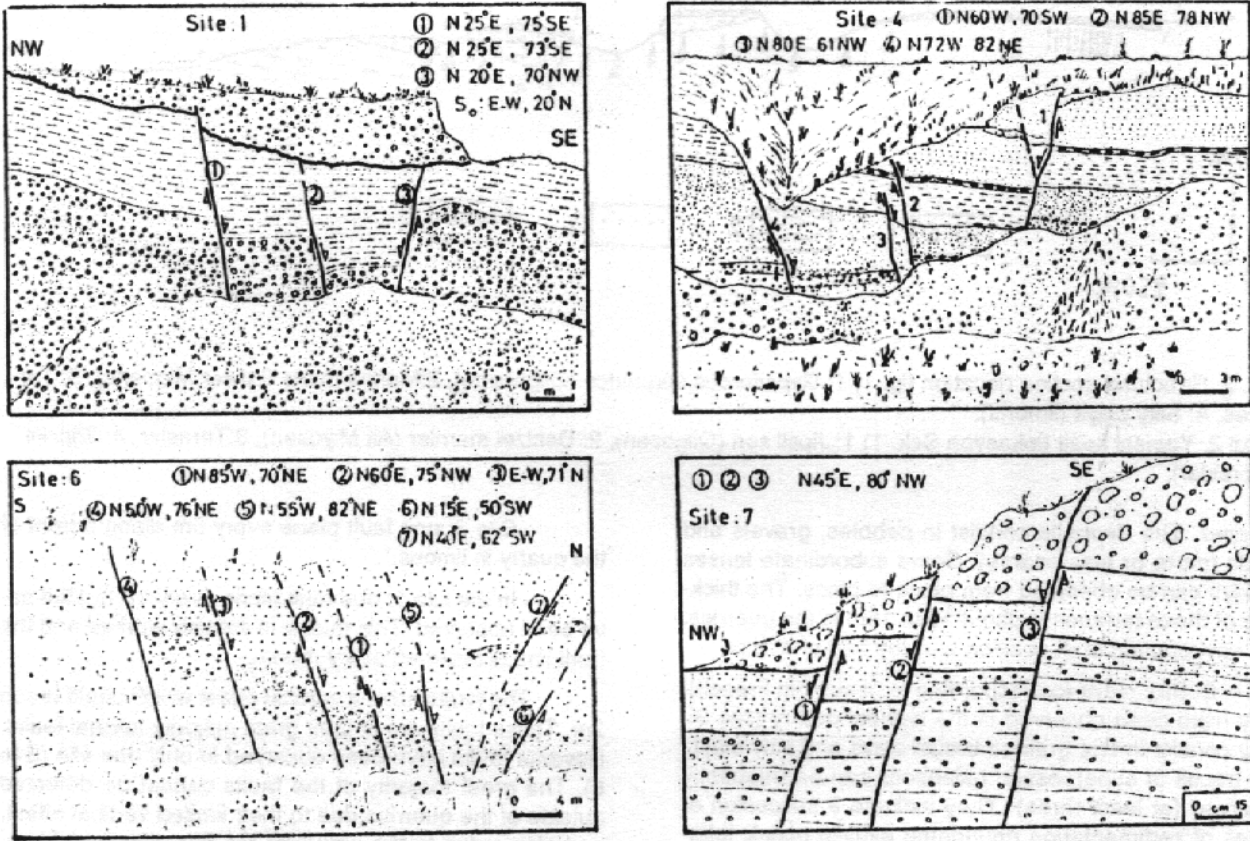


Fig. 3. Examples of faults in different sites (after photo), in the Quaternary (1,4,6) and in the Pliocene (7).

Şekil 3. Pliyosen(7) ve Kuvaternerde(1,4,6) farklı sitelerdeki fayların örnekleri (fotoğraftan çizilmiştir).

Table 1. Parameters of the stress tensors computed from fault kinematics. ND: gives the number of faults used for the computation of each solution. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ give the principal stress directions and "R", the stress ratio of the optimum model. ($\sigma_1 - \sigma_2 / \sigma_3 - \sigma_1$)

Tablo 1. Fay kinematiklerinden hesaplanan gerilme eksen parametreleri, ND: Her bir çözümün hesaplanmasında kullanılan fay sayısı. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ana gerilmeler, "R", en iyi durum gerilme oranı. ($\sigma_1 - \sigma_2 / \sigma_3 - \sigma_1$)

Site	NO	Latitude		Longitude		G1		G2		G3		R	Age
		"N	"E	azim	dip	azim	dip	azim	dip				
1	25	39°45'00"	36°59'00"	71	86	212	1	302	1	0,997	0		
3	11	39°45'00"	36°56'40"	175	86	271	0	1	4	0,927	0		
4	4	39°44'30"	36°56'20"	44	80	264	8	174	6	0,552	0		
5	10	39°44'50"	37°01'00"	97	53	244	32	344	16	0,784	0		
6	10	39°43'00"	37°00'00"	88	88	203	1	293	2	0,992	0		
7	6	39°42'40"	37°03'30"	110	58	205	3	296	32	0,636	0		
8	7	39°45'00"	36°59'15"	55	22	165	41	304	41	0,855	0		

which indicate a NE-SW direction of compression which is incompatible with the other sites if they have the same age.

DISCUSSION AND CONCLUSION

There is a great density of Late Quaternary faults in the area of Sivas. The great majority of these faults cannot be detected from the surface. This density outlined a rather important tectonic activity during the Late Quaternary. The present day morphology of the Kizilirmak valley results from this activity. The river bed is presently established 3 to 4m below the more recent alluvial plain. This indicates that the river is burying its alluvial plain. During this period of faulting extensional processes predominated. The reverse faults are not explained in this context (with the same trend). A distinct phase seems necessary during the same period.

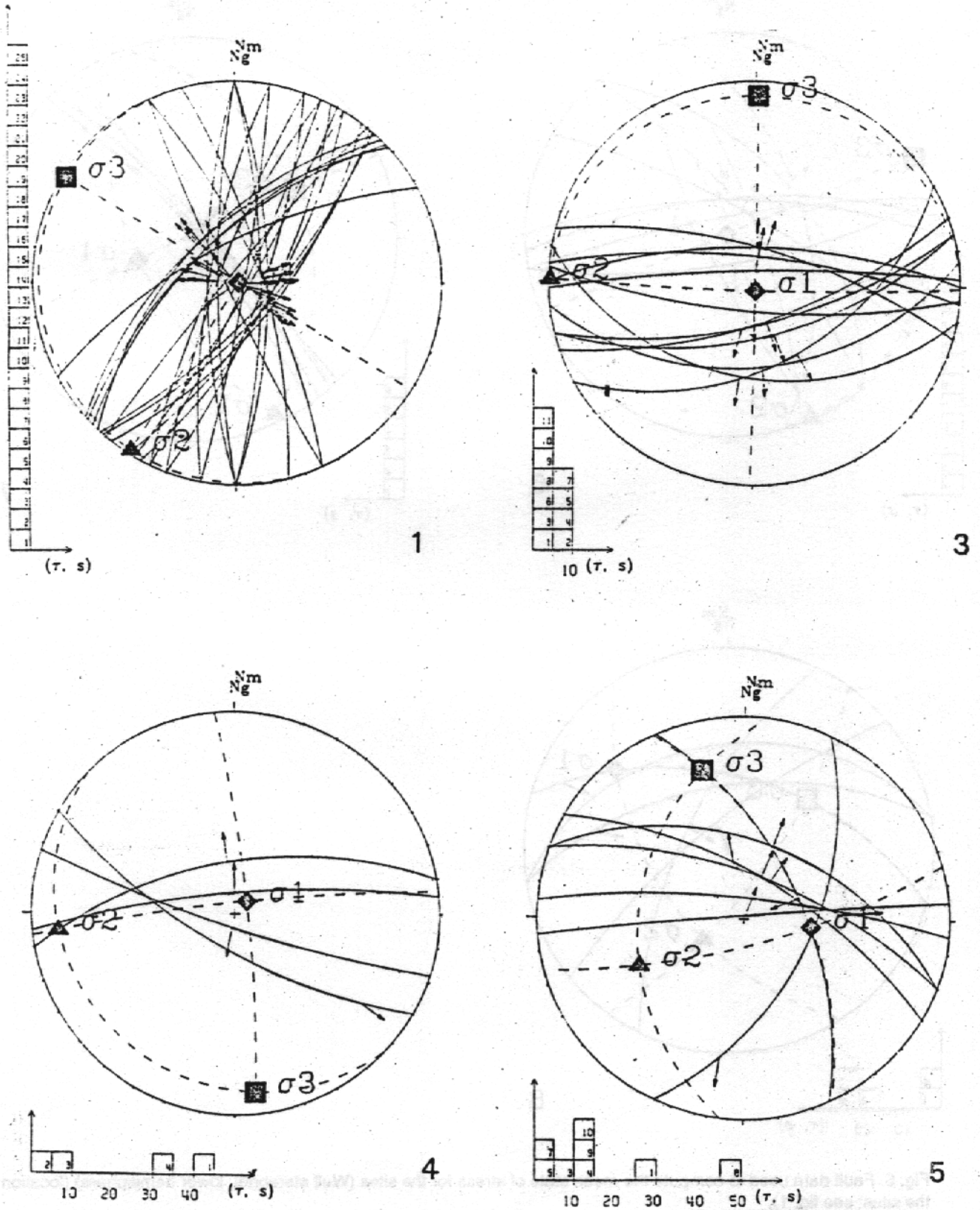
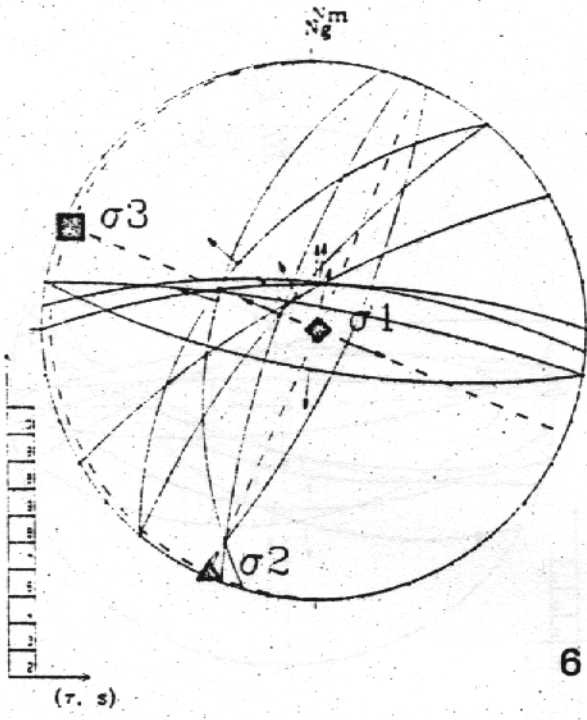
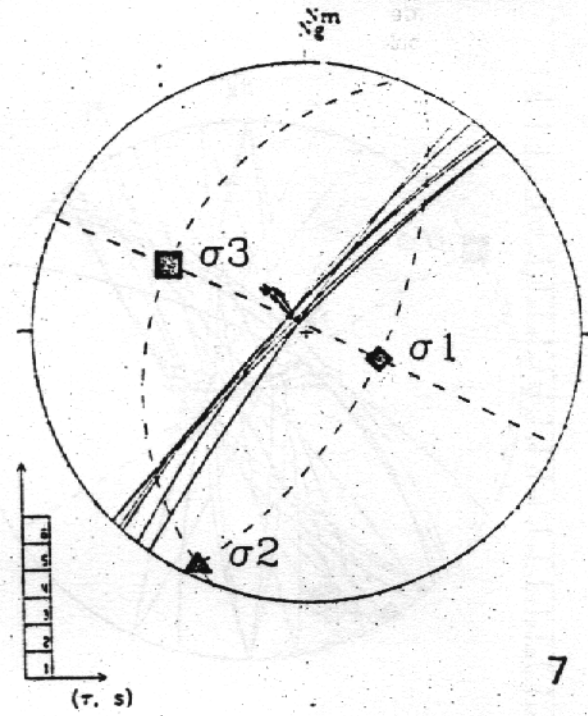


Fig. 4. Fault data used to compute the mean state of stress for the sites (Wulf stereonet, lower hemisphere) (location of the sites: see fig. 1).

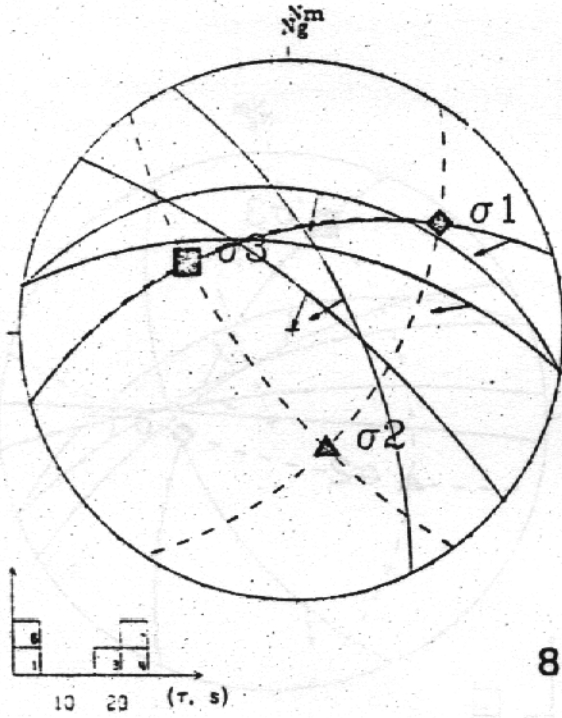
Şekil 4. Sitlerde ana gerilme durumunun saptanmasında kullanılan fay verileri (Wulf ağı, alt yarım küre) (Sitlerin yerleri için Şek. 1'e bakınız).



6



7



8

Fig. 5. Fault data used to compute the mean state of stress for the sites (Wulf stereonet, lower hemisphere) (location of the sites: see fig. 1).

Şekil 5. Sitlerde ana gerilme durumunun saptanmasında kullanılan fay verileri (Wulf ağı, alt yarım küre) (Sitlerin yerleri için Şek. 1'e bakınız).

REFERENCES

- Carey, E, and Bruner B., 1974. *Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles.* C.R.Ac.Sc. Paris, 279, 891-894.
- Carey, E, 1979 *Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles.* Rev. Géogr. Dyn. Géogr. Phys. Paris, 21, 1, 57-66.
- Sumengen, M., Unay E., Saraç G., Bruun, H., Van De, Terlemez, I., Gürbüz, M., 1990 *New Neogen Rodent assemblages from Anatolia (Turkey).* In: E.H.Lindsay et al. (eds): *European Neogene Mammal Chronology.* Plenum Press, New York pp. 61-72.
- Yalçınlar, I., 1955, *Sivas bölgesi 1:100.000 Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor.* Unpubl. Rep. N° 2577, MTA. Ankara.

PLIOCENE THRUST TECTONICS IN THE SIVAS BASIN NEAR HAFİK (TURKEY) : SOUTHWARD FORE THRUSTS AND ASSOCIATE NORTHWARD BACK THRUSTS

Hafik Yöresinde Sivas Havzasının Pliyosen Bindirme Tektoniği: Güney Yönlü Ön Bindirmeler ve Kuzey Yönlü Geri Bindirmeler (Türkiye)

André M. POISSON Université de Paris-Sud, Orsay, France

Haluk TEMİZ Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

Halil GÜR SOY Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

ÖZ : Sivas ve Hafik yörelerinde geniş alanlarda yüzeyleyen jipsli çökeller, Alt Miyosen yaşlı denizel çökellerin tabanında yer almaktadır. Gemerek yöresindeki güncel veriler (Sümengen ve diğ. 1990) jipsli çökellerin yaşının Oligosen olduğunu göstermektedir. Bu nedenle, jipsli çökellerin denizel Miyosen çökellerini üzerlediği kesimlerde bu iki birim arasındaki dokanak tektonik olmalıdır. Bu son gözlemler dikkate alındığında, Miyosen istifinin kalınlığı önceden kabul edilenden daha azdır ve sadece denizel kireçtaşı (hemen tabanında yer alan kırıntılılar), marnlar ve istifin tavanında yer alan, her yerde yüzeylemeyen kırmızı renkli karasal konglomeralardan oluşur. Buna karşın, jips, konglomera, kırmızı renkli kumtaşı, kiltaşından oluşan Oligosen yaşlı istif daha önce belirtilenden daha kalındır.

Bölgesel ölçekli K-G yönlü kısalma süreci içerisinde, Sivas havzası Tersiyer çökelleri oldukça önemli oranda K-G yönlü tektonik kısalma ve kalınlaşmaya uğramıştır. Havzada tektonik deformasyon bindirme fayları ile kontrol edilmektedir. Genel tektonik taşınma yönü güneye doğrudur. Bununla beraber, KKD'ya doğru taşınma yönüne sahip önemli geri bindirmeler (back thrusts) de gözlenmektedir. Sivas bindirmesi, bu faylara en güzel örneği oluşturur. Bindirme faylarının yaşı, Alt Pliyosen sonrası, olasılıkla Kuvaterner'dir. Bu önemli sıkışma tektoniği sadece Hafik yöresinde değil, Sivas havzasının genelinde gözlenmektedir (Alpaslan ve diğ., 1991.; Temiz ve diğ., 1991, 1992).

I- INTRODUCTION

The Sivas basin is one of the Central Anatolian basins located above the main structural line which separated the Pontic belt (ie. southern margin of the Eurasian plate), and the Kirsehir massif to the North, from the Taurus, belt (ie. Eastern end of the Apulo-Anatolian block) to the South.

Contrasting with the adjacent belts the Sivas basin was the site of an active deep marine sedimentation during Paleocene-Eocene times. It became continental at the end of Eocene and was then the site of clastic and evaporitic deposits. The basin was invaded again by the sea during the latest Oligocene (?) - lower Miocene. It emerged definitively during middle-upper Miocene.

The geodynamical evolution of the Sivas basin has to be understood in the general context of the N-S collision between the Eurasian plate, the Apulo-Anatolian block and the Afro-Arabian plate. Our studies have been

focused, first on the Sivas basin among the other Central-Anatolian basins (in the framework of the project between the Cumhuriyet and Paris-Sud universities), and second on the Neogene period. We present here the first results concerning the region of Hafik (northern central part of the Sivas basin).

II- PREVIOUS WORKS

The first general and detailed studies in the Sivas basin started with the, 1:100 000 scale mapping and the accompanying stratigraphical studies (Yalçınlar 1955). The first important paper concerning the general geology (Kurtman 1973), remains up to now a very good reference; ore detailed and, or, more specialized papers have been given later. They could concern the pre-Neogene deposits (Gökçen 1981, Gökçen and Kelling 1985, Norman 1990), or the whole basin (Aktimur et al 1990, Cater et al 1991). The general maps are the regular 1:500 000 Sivas sheet (Baykal and Erentöz 1966), and the more recent new serie at 1:100 000 scale Sivas sheet F23 (Akti-

mur 1988), and G23 (Yılmaz 1989), Divriği sheet F25 (Tütüncü and Aktimur 1988) and F26 (Aktimur 1988).

III- GENERAL STRATIGRAPHY

The basement of the basin, despite the complicated tectonic imbrications observed in many places, is exposed towards the North along the Azap çay and the Kömür dere valleys. There, outcrops of metamorphic rocks (Kirsehir Massif), are overlain by a sequence which includes micritic planktonic bearing dark red coloured limestones, marls and sandstones. This sequence (Late Cretaceous?), is tectonically surrounded by an ophiolitic melange which includes: serpentines, gabbros, lavas, radiolarites and fragments of carbonate sequences. These sequences are tectonically imbricated in a complex stack of southwards verging thrust sheets. Such a tectonic disposal had been previously described along the southern margin of the Pontic belt (South of Çamlıbel, Tatar 1982). The basement and its Tertiary cover are tectonically imbricated altogether all along the northern margin of the Sivas basin. The stratigraphic studies of the basin sequences are consequently more complicated. The general lithostratigraphic succession observed in the Hafik area is under revision. We use here the general lithostratigraphic formations described by Kurtman (1973), which are the first proposed and which remain the best before a complete revision. The new terminology proposed in Gökten and Kelling (1991) could introduce confusions as it uses the ancient names for completely different formations (Bahçecik for instance). The general succession of formations is as following from bottom to top (Fig. 1-3) :

- Bahçecik conglomerates (Paleocene-Early Eocene)
- Hafik formation (Oligocene)
- Karacaören formation (Lower Miocene)

A-The Bahçecik conglomerates and marls

These conglomerates represent here first sequence which could be attributed to the Sivas basin. It rests stratigraphically onto the ophiolitic melange and consists in coarse grained, thickly bedded polygenic conglomerates. Cross bedding and channel are frequent. Despite the lack of fossils Kurtman attributed them to the Lower Eocene. New finding of fossils (Gastropods of the genus *Battalaria*) (Gökten and Kelling 1991 and our findings), suggest that the base of the formation could be Late Paleocene and the main part Lower Eocene. The top most part seems to be in lateral transition with Nummulitic sands and marls of the Lower Lutetian in the South of Bahçecik. (Kurtman 1973 and our findings). We have not given a new name for this Nummulitic deposits attributed to the Bozbel formation by Kurtman (1973). A revision of these deposits would be necessary. In the East of Bahçecik these Nummulitic marls and sandstones (flysch type sequence) are surrounded by dark red coloured conglomerates the age of which is not known. They could represent continental deposits corresponding to the

general emersion of the area in Late Eocene times.

The thickness of the Bahçecik conglomerates is about 1500 m after Kurtman and only 300 m according to Gökten and Kelling (1991). Due to the numerous thrust faults which cut the sequence on one hand, and in some places, especially in the west of Bahçecik, due to the Pliocene cover on another hand, the exact thickness of this formation is difficult to estimate precisely (probably more than 500 m).

B-Hafik formation

This formation corresponds to the gypseous deposits of the Sivas basin. The general succession includes from bottom to top:

- sandstones and conglomerates
- a reddish sequence of clays alternating with gypsum layers;
- massive gypsum sequence.

In the Hafik area the massive gypsum sequence predominate This disposal could have a paleogeographic origin for a part but is essentially due to tectonic reasons. As we shall see later the massive gypsum sequence is largely allochthonous along the northern margin of the Sivas basin and is quite completely disconnected from the underlying red beds. From place to place we can observe some well preserved ten of metres of sandstones and marls which certainly represent the transition from the underlying detritics to the quite purely gypsum sequence. The sandstones are fine grained, azoic and present thin cross bedding and ripple marks corresponding to a very shallow environment. Intercalated in these deposits, the gypsum layers are thickening upwards and grade into the thick beds of gypsum between which thin layers of red clays and fine grained sands are intercalated from place to place (irregularly).

No fossils have been discovered in the gypsum beds and their age has been hardly disputed until recently. It had been considered Miocene at first (Nebert 1956. Kurtman 1961, 1973), and Oligocene later (Artan and Sestini 1971). Recent works in the Gemerek area (Western part of Sivas basin) have shown that the layers which surround the thick gypsum mass in this area are Oligocene (Sümengen et al 1990). We confirm here, following Gökten and Kelling (1991) that the marine deposits are stratigraphically above the gypsum in all the sites visited around Sivas and Hafik. It is nevertheless necessary to interpret correctly as tectonic superpositions (easy to demonstrate), the superpositions which seem to indicate the contrary (see later the tectonic interpretations). We have revisited all the sites which could be disputed. Kurtman (1961, 1973) took arguments in favour of a Miocene age for the Hafik formation from the site of Çorağın Bayırı located in the NW of the village Eskiboğazkesen (anciently Boğazkesen) (SE of Sivas). In this site we have observed a pile of thin thrust sheets thrus-

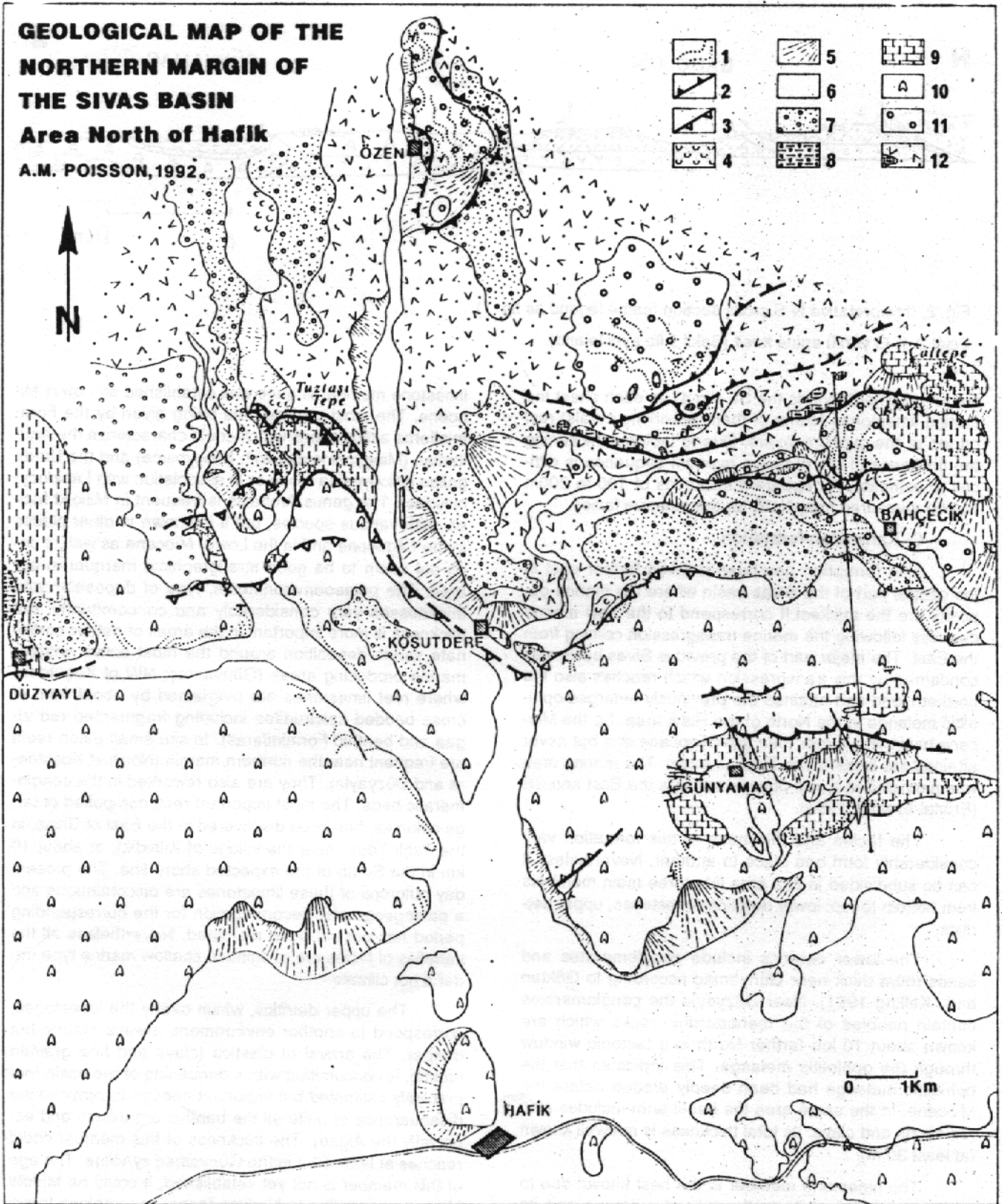


Fig. 1. Geological map of the northern margin of the Sivas basin (area north of Hafik). 1) traces of bedding-lithology. 2) southwards verging thrusts (forethrusts). 3) northwards verging thrusts (backthrusts). 4 and 5 recent slope deposits. 6) alluvial plains. 7) Pliocene (conglomerates, sands, silty clays). 8) Late Miocene (lacustrine marls with coal seams). 9) Lower (to Middle?) Miocene (conglomerates, marine limestones and marls) (Karacaören formation). 10) Oligocene (gyppiferous Hafik formation). 11) Paleocene (Bahçecik conglomerates) and Eocene (Nummulitic marls and turbiditic sandstones). 12) Ophiolitic melange including blocks of limestones.

Şekil 1. Sivas havzasının kuzey kenarının jeolojî haritası (Hafik kuzeyi). 1) kalınma uzanımı. 2) güneye doğru bindirmeler. 3) kuzeye doğru bindirmeler (geri bindirmeler). 4 ve 5 güncel yamaç depoları. 6) alüvyon. 7) Pliyosen (konglomera, kum, silili kil). 8) Üst Miyosen (kömür bantlı gösnel marllar). 9) AR (Orta?) Miyosen (konglomera, denizel kireçtaşı ve marllar) (Karacaören formasyonu). 10) Oligosen (jipsli Hafik formasyonu). 11) Paleosen (Bahçecik konglomeraları) ve Eosen (Nümmülli marllar ve türbiditik kumtaşıları). 12) Kireçtaşı blokları içeren ofiyolitik melanj.

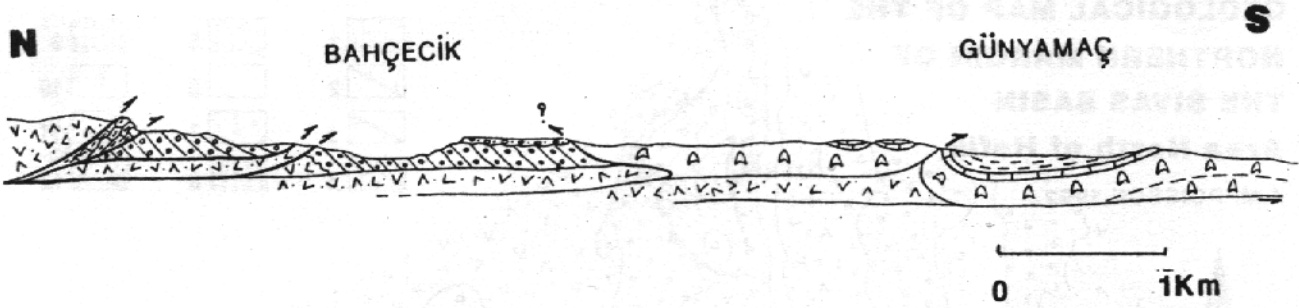


Fig. 2. Interpretative N-S cross section (same legend as fig. 1).

Şekil 2. K-G yönlü enine kesit (Şekil 1 ile aynı lejand).

ted on together towards the SE (fig 4). In each sheet the marine limestones (some of them reworking corals) rest on top of the gypsum layers. Due to tectonic thickening the thickness of the massive gypsum sequence is difficult to estimate. An apparent thickness of 100 to 200m can be measured near Hafik for the massive facies.

C- Karacören formation

This formation has been defined farther east in the central part of the Sivas basin where the marine deposits are the thickest. It correspond to the new marine deposits following the marine transgression coming from the East. The major part of the previous Sivas basin was concerned by this transgression which reaches also the northern land and attained the previously emerged ophiolitic melange in the North of the Hafik area. So the Miocene basin was larger than the Oligocene one but never attained the limits of the Eocene basin. The marine area was restricted to a gulf opened towards the East and SE (Erünel-Erentöz 1956).

The facies and thickness of this formation vary considerably from one place to another. Nevertheless it can be subdivided in this area into three main members from bottom to top: lower detritics, limestones, upper detritics.

The lower detritics include conglomerates and sands (60m thick near Günyamaç according to Gökten and Kelling 1991). Near Düzyayla the conglomerates contain pebbles of the metamorphic rocks which are known about 10 km farther North in a tectonic window through the ophiolitic melange. This indicates that the ophiolitic melange had been deeply eroded before the Miocene. In the same area the basal term includes also red sands and clays. Its total thickness is not well known (at least 30 m).

The limestone member is the best known due to its large extension, its well exposed outcrops and its richly shallow marine fossiliferous content which has been studied by various authors since Stchepinsky (1939), Yalçınler (1955-general stratigraphy), Erünel-Erentöz (1956-Molluscs) and Dizer (1962-Foraminiferas), for the most important works. So the stratigraphic position of the

limestone member is quite well established as Lower Miocene. The most precise data being given by the Foraminiferas associations which could characterize the Aquitanian (*Miogypsinoidea* with *Miogypsina*) and the Burdigalian (*Miogypsina* alone or in association with *Lepidocyclinidae*). The genus *Archaias* is frequent in Miliolid facies, with various species, but it is known in other places in the Oligocene and in the Lower Miocene as well. It does not seem to be good stratigraphical marker in our area. The palaeoenvironments, type of deposition and thicknesses vary considerably and concomitantly: the thickness is more important in the areas of detritic carbonate sands deposition around the most active shallow marine producing areas (Günyamaç; NW of Koşutdere where reef limestones are overlain by about 60m of cross bedded calcirudites including fragmented red algae and benthic Foraminiferas). In situ small patch reefs are frequent near the northern margin (North of Koşutdere and Düzyayla). They are also reworked in the conglomeratic beds. The most important reef, composed of large colonies, has been discovered in the East of Sivas, in the Taşlı Tepe (near the village of Kilhidik), at about 10 km in the South of the expected shore line. The present day outcrops of these limestones are discontinuous and a paleogeographic reconstruction for the corresponding period has not yet been attempted. Nevertheless all the varieties of facies are of agitated shallow marine type under a hot climate.

The upper detritics, which overly the limestones, correspond to another environment, always marine but deeper. The arrival of clastics (clays and fine grained sands), is concomitant with a deepening of the basin (not precisely estimated but important enough to provoke the disappearance of quite all the benthic organisms and especially the Algae). The thickness of this member could reaches at least 50m in the Günyamaç syncline. The age of this member is not yet established, it could be Middle Miocene according to Mollusc faunal assemblages found in the neighbouring areas (Yalçınlar 1955).

D- Late Miocene continental deposits

These deposits are never thick in this area. This

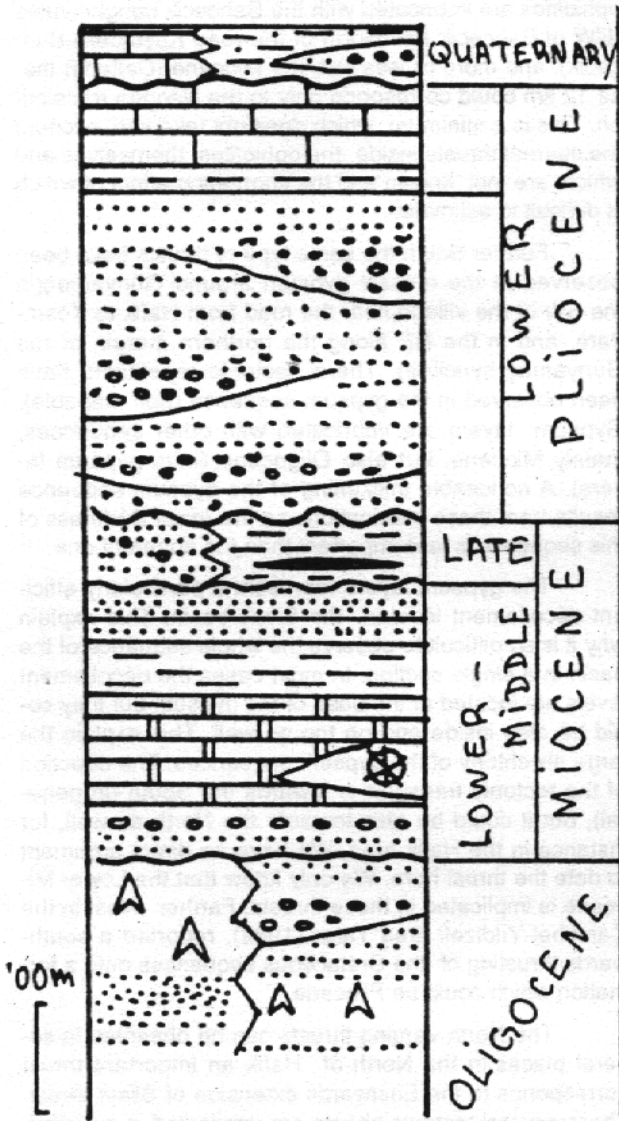


Fig. 3. Lithological succession in the studied area. This general lithostratigraphic column is valuable for the northern margin of the Sivas basin between Sivas and Hafik.

Oligocene: massive gypsum in Hafik area-conglomerates, sandstone and marls with subordinate gypsum beds in Sivas area.

Lower Miocene: conglomeratic lower beds (lower detritic), fossiliferous marine limestones with corals-marls and sandstones (upper detritic).

Upper Miocene: red conglomerates and sandstones and locally lacustrine marls with coal seams.

Lower Pliocene: channelized continental conglomerates and sands, green marls and lacustrine limestones.

Quaternary: travertines on top of the Pliocene and along the slopes. Recent terraces and alluvial plain deposits (limons and lacustrine marls).

Şekil 3. İnceleme alanı litolojik istifi. Bu litolojik kesit, Sivas ve Hafik arasında Sivas havzasının kuzey kenarı için geçerlidir.

Oligosen: Hafik yöresinde masif jips-Sivas yöresinde konglomera, kumtaşı, marn ve az oranda jips.

Alt Miyosen: Alt konglomeratik seviyeler (alt kırıntılılar), fosilli denizel kireçtaşları-marn ve kumtaşları (üst kırıntılılar).

Üst Miyosen: Kırmızı renkli konglomeralar ve kumtaşları, yersel kömür bantı.

Alt Pliyosen: Kanallı konglomera ve kumtaşları, yeşil marn ve gölsel kireçtaşları.

Kuvaterner: Pliyosen tavanında yer alan travertenler. Güncel akarsu taraçaları ve alüvyon düzlüğü çökelleri (gölsel marnlar).

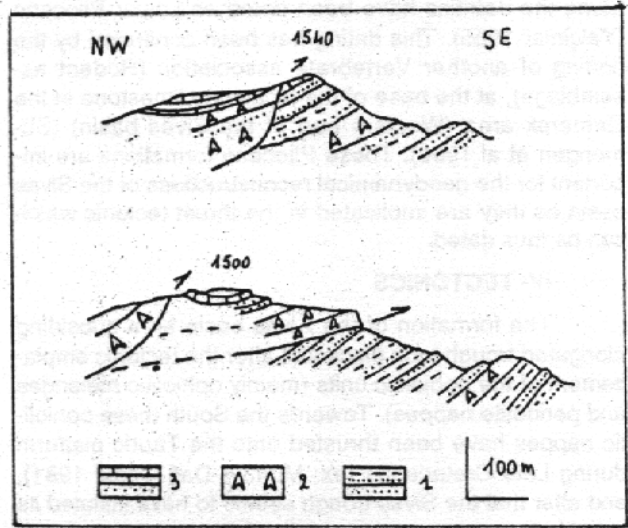


Fig. 4. Çorağın bayırı sections. In the SE of Sivas. New interpretation of the locality described at first by Kurtman (1961, 1973) and which show the marine Miocene layers (conglomerates and fossiliferous limestones) resting on top of gypsiferous beds (conglomerates, sands and marls with subordinate lenses of gypsum). The superposition of the gypsum beds onto the limestones is tectonic. The southeastwards verging thrusts, approximately orthogonal to the general thrust system correspond here to a lateral ramp in global thrust system observed in the Sivas-Hafik area.

Şekil 4. Sivas 'in güneydoğusunda yer alan Çorağın bayırı yöresi kesitleri. İlk olarak Kurtman (1961, 1973) tarafından tanımlanan ve denizel Miyosen çökellerinin, jipsli çökellerin (konglomera, kumtaşı, marn ve jips) tavanında yer aldığı gözlemlendiği lokasyona ait yeni yorumlama. Jipsli çökellerin kireçtaşları üzerindeki konumu tektoniktir. Güneydoğuya doğru gelişen bindirmeler, bu yörede lateral rampa karşılık gelen ve Sivas-Hafik yöresinde gözlenen genel bindirme sistemine yaklaşık olarak ortogonaldır.

is probably due for a part to the important erosion which occurred at the Mio-Pliocene boundary. They consist in redish clays and conglomerates conformably surrounding the marine formations (ie; south of Hafik near Celalli-outside the area studied here). In the North of Düzyayla dark marls with coal seams have delivered a rich lacustrine fauna of Molluscs and some vertebrate fragments under study. These deposits are probably Late Miocene in age.

E- The Pliocene

The Pliocene deposits unconformably overlie all the previous formations. They have been deposited on top of an erosional surface which cut the ancient topographies. This surface is gently dipping towards the North in the Hafik area. The deposits are poorly and irregularly cemented conglomerates, sandstones and subordinate lacustrine limestones. In the North of Sivas the same detritics are concordantly surrounded by pale yellow more thick lacustrine limestones. On the basis of Vertebrate

fauna the detritics have been dated as Lower Pliocene (Yalçınlar 1955). This dating has been confirmed by the finding of another Vertebrate association (Rodent assemblage), at the base of the lacustrine limestone in the Gemerek area (Western part of the Sivas basin) (Sümmengen et al 1990). These Pliocene formations are important for the geodynamical reconstructions of the Sivas basin as they are implicated in the thrust tectonic which can be thus dated.

IV- TECTONICS

The formation of the Sivas basin as a subsiding elongated trough took place just after the tectonic emplacement of the ophiolitic units (mainly ophiolitic melanges and peridotite nappes). Towards the South these ophiolitic nappes have been thrust onto the Tauric platform during Late Cretaceous (ex: Munzur Dağ-Ozgül 1981), and after that the Sivas trough seems to have initiated its subsidence.

In the Hafik area the subsidence has never been important. The Paleocene-Eocene deposits consist only in the Bahçecik conglomerates and Nummulitic flysch like sequences (some hundred metres against some thousand metres farther South). These deposits overlie the ophiolitic nappes and the eastern end of the Kirşehir metamorphics as well. The present day folds and fault thrusts observed in the Hafik area Neogen in age as the Miocene and the Pliocene are affected. We have no data concerning the tectonic events which could have occurred during Paleogene times. Kurtman (1973), tried to separate the directions of fold axis and joints in several distinct formations (in metamorphics, Cretaceous-Paleocene, Eocene, Oligocene and Miocene). The directions are rather similar: they vary from NE-SW to E-W. They are not significantly different and they are probably all Neogene (or at least they have been reoriented during the Neogene events).

The deformation of the whole lithostratigraphic pile of the Hafik area is controlled by thrust systems, involving the Sivas basin sequence and its basement as well (ophiolitic unit). Two types of fault thrusts have been discovered and mapped (fig. 1 and 2):

- south verging thrusts in the north of the area
- north verging thrusts in the central part

The South verging thrusts are consistent with the general direction of tectonic transport observed in several sites along the Northern margin of the Sivas basin and in the Pontic belt (Tatar 1982, Temiz et al. 1991, and this book, Alpaslan et al. 1991). The ophiolitic sequences are largely allochthonous from North to South. In fact along the N-S line from Çakmak (3 km in the North of Özen, fig. 1), the ophiolitic sequences are completely allochthonous resting on top of the marbles and on top of Bahçecik conglomerates which crop out in tectonic windows near Çakmak and Özen. The measurable minimum horizontal translation of the ophiolites is 12 km.,

but, of course, it is in fact largely more important. As the ophiolites are imbricated with the Bahçecik conglomerates (NW of Bahçecik and North of the road Kuşutdere-Bahçecik), and more or less with the Miocene (Çaltepe) these 12 km could correspond only to the Neogen translation. This is a minimum which does not take into account the internal thrusts inside the ophiolites themselves and which are not known and the shortening effect of which is difficult to estimate.

Further South the same type of thrusts have been observed in the massive gypsum around Günyamaç (in the SW of the village, near the road from Hafik to Kosutdere, and in the NE along the northern margin of the Günyamaç syncline). There, tectonic repetitions have been observed in the gypsum sequence (non mappable). Gypsum layers are imbricated with other sequences, mainly Miocene, but also Oligocene (infra-gypsum layers). A noticeable thickening of the gypsum sequence results from these imbrications so the exact thickness of this sequence is less important than the apparent one

The gypsum layers represent a particularly efficient décollement level in the Sivas basin. This explains why it is so difficult to observe the whole sequence of the basin in a single section. In most cases the décollement levels are located at the base of the gypsum but they could be also inside and on top as well. This explains the large allochthony of the gypsum sequences. The direction of the tectonic transport is towards the South (in general), but it could be also towards the North as well, for instance in the Hafik area. We have no direct argument to date the thrust here. We only know that the Lower Miocene is implicated in these thrusts. Farther West in the Çamlıbel-Yıldızeli area Tatar (1982), reported a southwards thrusting of the Cretaceous sequences onto a formation which could be Pliocene.

The North verging thrusts can be observed in several places. In the North of Hafik an important thrust corresponds to the Eastwards extension of Sivas thrust. There several tectonic sheets are implicated in an imbricate system. The village of Düzyayla is built on top of Miocene limestones onto which the massive gypsum has been thrust. In the NW of Kosutdere the gypsum is also thrust onto Miocene limestones which are themselves cut in several sheets thrust onto the ophiolitic mélange (Tuztasi tepe). In the East of Kosutdere the gypsum is thrust onto both the ophiolitic mélange and the Pliocene conglomerates. In this site the direction of thrusting is towards the NW or NNW. The thrust fault is very flat. The dip of the thrust plane is 5 to 10° towards the SE. The bedding of the Pliocene is also gently dipping towards the SE. Around Kosutdere the allochthony of the gypsum is of at least 3km from SE to NW. The age of this thrusting is post-Lower Pliocene (the postulated age of the conglomeratic deposits) This age is quite similar, and possibly identical to the age of the North to South thrusts. The regional direction of tectonic transport is

from North to South and the thrusts from South to North could be explained as back thrusts in a model of deep seated thrust faults near the bottom of the basin.

V-CONCLUSIONS

The following new data result from our studies:

1-Stratigraphy,

-the gypsum sequence in the Hafik and Sivas area (and it seems to be the case for the entire Sivas basin), is always below the marine deposits the age of which is Lower Miocene. More precisely in the Gemerek area the gypsum sequence is Oligocene according to the most recent data. When the gypsum overlies the marine Miocene the contact between the two is tectonic and not stratigraphic.

-as a consequence the Miocene sequence is thinner than previously estimated and includes only the marine limestones (and immediately underlying detritics), and marls, and the upper continental red conglomerates (which does not exist everywhere).

-on the contrary, the Oligocene, including the gypsum sequence, conglomerates, red sandstones and clays is thicker than previously admitted.

2-Tectonics.

-in the regional context of N-S shortening at the scale of Anatolia, and more generally at the scale of the Middle East, the Sivas basin has been the site of an important N-S shortening and concomitantly of an important tectonic thickening of the pile of Tertiary deposits.

-the tectonic deformations are controlled by thrust faults. The general direction of tectonic transport is towards the South. Nevertheless important back thrusts (several kilometres), towards the NNW have been frequently observed. The Sivas thrust is one of the best examples of such back thrusts.

-the age of these thrust faults is very young: post Early Pliocene and possibly Quaternary. Such an important compressional event is not localized in the Hafik area but is general in the Sivas basin and is well known from the West (Alparslan et al. 1991) to the East as well (Temiz et al. 1991, 1992). It concerns also, as shown here, the Pontic belt as a whole including the North Anatolian fault zone where many reversed faults (which are thrust faults in reality, Över et al. this volume), have been reported (Tokay 1973, Barka and Hancock 1984). In the southern part of the Tauric belt analogous observations have been reported (Lyberis et al. 1992). There the East Anatolian Fault (EAF), is not a pure strike-slip fault but is the site of thrusts onto at least the Late Miocene flysch deposits.

REFERENCES

- Aktimur, H.T., 1988, 1:100 000 scale geological map of Turkey, F 26 sheet, Explanatory text, M.T.A., Ankara.
- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasinin Jeolojisi: M.T.A. Bull., 111, 25-36.
- Alparslan, M., Guezou, J.C., Poisson, A. and Boztug, D., 1991, Structure, kinematic and timing of the eastern Kirsehir thrust complex: TERRA abstracts, 269.
- Artan, U. and Sestini, G., 1971, Geology of the Beypinari-Karababa area, Sivas province: M.T.A. Bull., 76, 72-89.
- Baykal, F. and Erentoz, C., 1966, Explanatory text of the geological map of Turkey. Sivas sheet scale 1:500 000, M.T.A., 116p., Ankara.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. and Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey: Tectonophysics, 195, 29-46.
- Dizer, A., 1962, Foraminifera of the Miocene of the Sivas Basin (Turkey): I, U., Fen Fakultesi Mec., Seri B, Sayi 1-2, Istanbul.
- Erdal-Erentoz, L., 1956, Stratigraphie des bassins néogènes de Turquie, plus spécialement d'Anatolie Meridionale et comparaisons avec le Domaine Méditerranéen dans son ensemble: M.T.A., Seri C, N0:3, Ankara.
- Gökçen, S.L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki paleojen istifinin sedimentolojisi ve paleocoğrafik evrimi: Yerbilimleri, 8, 1-25.
- Gökçen, S.L. and Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey): evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin: Geol. Rundschau, 74-1, 139-153.
- Kurtman, F., 1961, Stratigraphie der Gipsablagerungen im Bereiche von Sivas (Zentral Anatolian): MTA. Bull., 56, 13-16.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapisi: MTA. Bull., 80, 1-33.
- Lyberis, N., Yurur, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., and Gündoğdu, N., 1992, The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt; Tectonophysics, 204, 1-15.
- Nebert, K., 1956, Zur Stratigraphischen Stellung der Gipsserie im Raum Zara-İmranlı (Vilayet Sivas): MTA. Bull., 48, 79-85.
- Norman, T., 1990, On the structural evolution of melange belt north of Hafik (Sivas), central Turkey: 8. Petrol, Congr, Turkey, Turkish As-

Aktimur, H.T., 1988, 1:100 000 scale geological map of Turkey, F23 sheet, Explanatory text, M.T.A., Ankara.

soc. Petrol. Geol., Proceedings, 107-112.

- Özgül, N., 1981, *Munzur dağlarının jeolojisi: MTA. Unpub. rep., no 6995, 136 p., Ankara.*
- Stchepinsky, V., 1939, *Faune miocène du vilayet de Sivas (Turquie): MTA. Monogr., no 1, Ankara.*
- Sumengen, M., Unay, E., Sarac, G., Bruijin, H., Terlemez, I. and Gürbüz, M., 1990, *New Neogene Rodent Assemblages From Anatolia (Turkey): European Neogene Mammal Chronology; Edited by E.H. Lindsay et al., Plenum Press, New York.*
- Tatar, Y., 1982, *Yıldızeli (Sivas) kuzeyinde Çamlıbel Dağlarının tektonik yapısı: KTÜ, Yerbilimleri, 2-12, 1-18.*
- Temiz, H., Poisson, A., Guezou, J.C. and Tutkun, S.Z., 1991, *The tectonic style, timing and rate of shortening at the Eastern end of the Sivas Basin, Kemah, Turkey: Terra abstract, 3, 1, p 269.*
- Temiz, H., Guezou, J.C., Poisson, A. and Tutkun, S.Z., 1992, *Tectonostratigraphy and kinematics of the eastern tip of the Sivas basin (central eastern Turkey): implications for the so called "Anatolian Block"; Geological Journal (submitted).*
- Tütüncü, K., and Aktimur, H.T., 1988, *1:100.000 scale geological map of Turkey Divriği F 25 sheet. Explanatory text, MTA. Ankara.*
- Yalçınlar, İ., 1955, *Sivas bölgesi 1:100.000 Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor: Unpub. rep. no: 2577, Ankara.*
- Yılmaz, A., 1989, *1:100.000 scale geological map of Turkey; Sivas G 23 sheet. Explanatory text, MTA. Ankara.*

SİVAS HAVZASI DOĞUSUNUN TEKTONOSTRATİGRAFİSİ VE KİNEMATİĞİ (KEMAH-ERZİNCAN)

Tectonostratigraphy and Kinematics of the Eastern Tip of the Sivas Basin (Kemah-Erzincan)

Haluk TEMİZ Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

Jean Claude GUEZOU Université de Paris-Sud, Orsay, France

André POISSON Université de Paris-Sud, Orsay, France

S.Zeki TUTKUN Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

ÖZ : Sivas baseninin doğu ucu, Erzincan'ın batısında Kemah alt basenine karşılık gelir. Kemah alt baseninin stratigrafisi, Sivas baseni için tanımlanan genel stratigrafi ile benzerlik sunar; Üst stratigrafik istif Burdigaliyen yaşlı kireçtaşı ile başlar. Bu birimi üste doğru izleyen (gri renkli marn, kumtaşı ve konglomeralar) birimin yaşı, olasılıkla Üst Miyosen-Plio-Kuvaterner yaş aralığına karşılık gelir. Alt stratigrafik istif fosilsiz olup (Üst Oligosen?) başlıca karasal çökellerle (tabanda kilitaşı, silttaşı ve jips üste doğru konglomera, kumtaşı, ince bir volkanik seviye ve kireçtaşı) temsil edilir. Havza çökelleri ve temel kayalar (yay volkanitleri, volkanoklastikler ve ofiyolitler) G-GD taşınma yönüne sahip bindirme sistemlerini içerirler. Bindirme gelişimi, faylanmanın geometrisinden ve bindirme gelişimini gösterir stratigrafik özelliklerden yararlanılarak ortaya konmuştur. Bindirme gelişimi, kuzeyden eski bindirmeleri kesen yeni bindirme faylarının ve kıvrımların gelişimini göstermekte ve genel "break-back" gelişim sekansı içerisinde yer almaktadır. Havzanın güney kenarında, ofiyolitik melanj, kuzeye eğimli Munzur kireçtaşlarını üzerlemektedir. Burdigaliyen yaşlı kireçtaşının kılavuz seviye olarak kullanılmasıyla hazırlanan ilk dengelenmiş enine kesit (balanced cross-section) denemesinde 12 km'lik kesit boyunca 11 km'lik minimum yerdeğiştirme miktarı elde edilmiştir.

ABSTRACT

The eastern tip of the Sivas basin, just west of Erzincan corresponds to the Kemah subbasin. The lithostratigraphy of the Kemah subbasin is akin to the general characteristics described for the Sivas basin: the upper stratigraphic sequence begins with the limestones of Burdigalian age. Above-lying sediments (grey limy marls, sandstones and conglomerates) are not yet dated, but probably span late Miocene to Plio-Quaternary times. The lower sequence is made of (late Oligocene?) non fossiliferous, mainly continental deposits (variegated clays, silts and gypsum at the base, conglomerates sandstones and some volcanics in the footwall of the limestones). The whole basin deposits and the substratum (arc-volcanics, volcanoclastics and ophiolites) are involved into thrust systems with displacements consistently directed to the S-SE. The sequence of thrusting deduced from the geometric pattern of the imbricate and the stratigraphic records includes at least to stages of thrust propagation. The sequence shows the rise of successive waves of active new thrusts and folds from the north, cutting through earlier thrusts in a general "breakback" sequence. The southern edge of the Neogene basin against the ophiolites covering the Munzur limestones (Taurides) shows a moderate northward tilting. A first trial of incomplete balancing cross-section and restoration along the datum Burdigalian limestones gives a minimum displacement of 11 km along a section length of 12 Km.

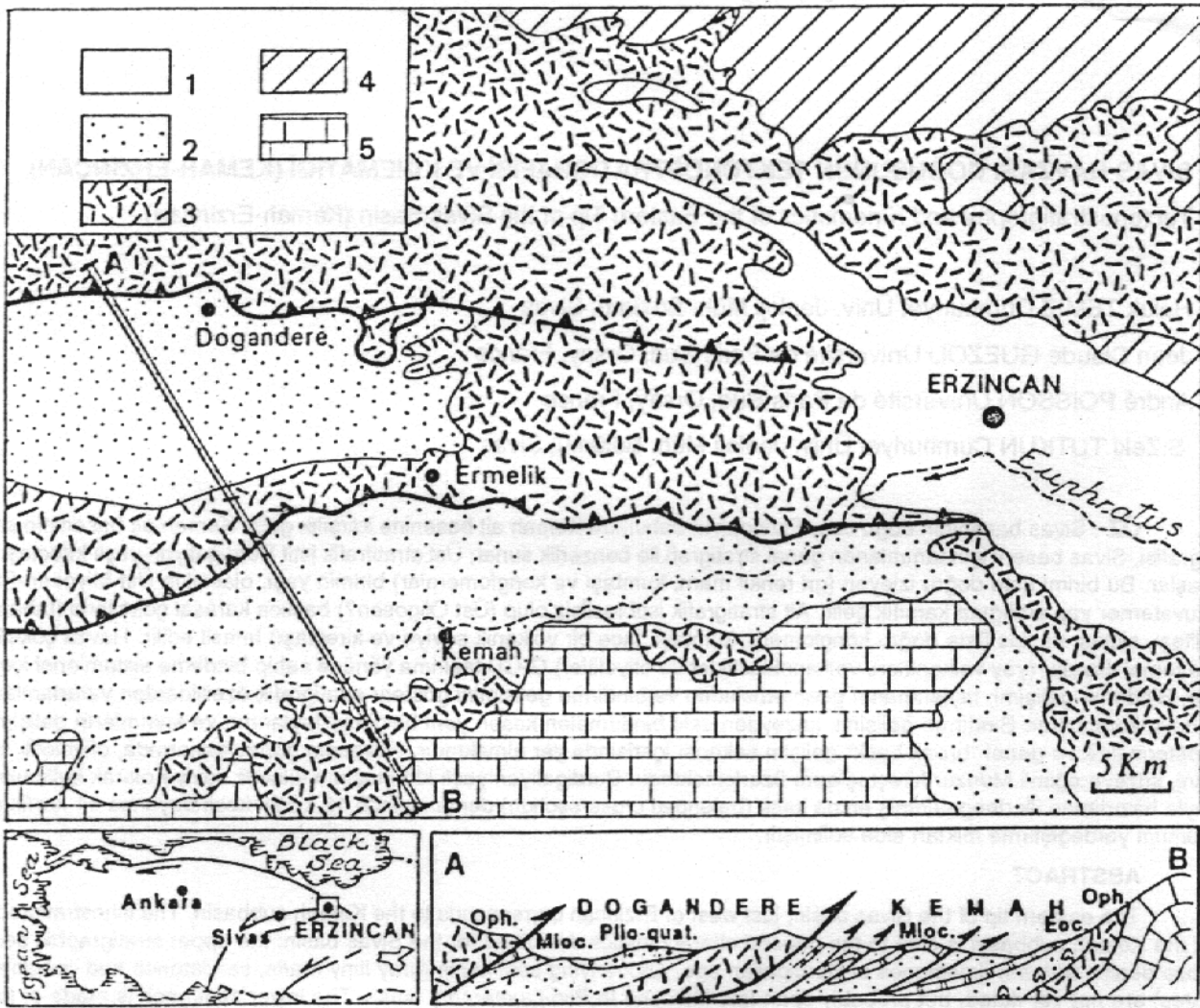
1) Giriş

Orta Anadolu havzaları, D-B uzanımlı Toros ve Pontid dağ kuşakları arasında yer alan, batıya eğimli geniş Anadolu platosunu örterler. Toros ve Pontid dağ kuşakları, kuzeyde Avrasya levhası ile güneydoğuda Arap-Afrika levhaları arasındaki çarpışma süreci sonunda ortaya çıkmışlardır. Bu iki ana levha arasında, Menderes, Toros ve Kırşehir gibi bir çok küçük bloğun veya kıtasal mikrolevhanın varlığı genel olarak kabul edilmiştir. Çarpışma, Üst Kretase'de başlamış, Paleosen'de gelişmiş ve Eosen'e değin sürmüştür (Lütesiyen öncesi genel ola-

rak kabul edilmiştir).

Orta Anadolu havzaları, K-G yönlü kısalma süreci altında şekillenmeye başlamıştır. Havzalar, Mesozoyik okyanusunun kapanmasıyla oluşan suture zonu boyunca yer alırlar.

Bu havzaların günümüzdeki son geometrisi ve yapısı, Neojen'deki kısalma sürecinin sonucu olarak ortaya çıkmıştır. Bu kısalma sürecinin artarak gerçekleşmiş olması, havzaların kısmen taşınmış (allokton) olabileceğini göstermektedir. Dengelenmiş enine kesit (balanced cross section) denemeleri yardımıyla bu havzaların ilksel



Şekil 1 : Kemah alt baseninin yer buldurusu; Kemah ve Doğandere alt basenlerinin yalınlaştırılmış haritası ve şematik enine kesiti: 1) Erzincan Kuvaterner havzası, 2) Neojen havzaları, 3) Volkanikler, ofiyolitler, Eosen volkanoklastikleri, 4) Pontidler 5) Toridler-Munzur kireçtaşı.

Fig. 1: Location of the Kemah subbasin; Structural sketch map and schematic cross-section in Kemah-Doğandere subbasin. 1)Erzincan Quaternary basin, 2)Neogene basins, 3)Volcanics, ophiolites, Eocene volcano-clastic sediments, 4) Pontides, 5)Taurides-limestones of Munzur dağ.

genişliklerinin saptanması, bu çalışmanın ana amacını oluşturmaktadır. İlk aşama olarak, Sivas havzasının doğu ucu ele alınmaktadır.

II) Kemah Neojen Alt Baseninin Tektonostratigrafisi (Sivas havzasının doğusu)

1. Jeolojik konum

Sivas havzası, Orta Anadolu havzaları arasında en geniş yayılıma sahip havzalardan birisidir. Havza, batıda Kayseri'den doğuda Erzincan'a doğru uzanır ve Erzincan yöresinde havzanın doğu kenarını Kuzey Anadolu Fayı oluşturur. Havza çökelleri, başlıca iki çökelim döneminde incelenebilir;

ilk dönem, Üst Kretase'de, Neotetis okyanus tabanının üzerlemesinden sonra başlamıştır ve bunu evaporit içeren Üst Paleojen yaşlı karasal çökeller izlemiştir. İkinci dönem, Burdigaliyen'de doğudan yeni bir deniz ilerlemesiyle başlamış ve Üst Neojen'de sona ermiştir. Üst Miyosen'den Pliyosen'e değin yeniden karasal birimler çökelmiştir.

2. Önceki çalışmalar

Özgül (1981), Munzur Mesozoyik istifini ayrıntılı olarak incelediği çalışmasında, Kemah Neojen birimlerinin genel litostratigrafik tanımlamasını yapmıştır. Diğer çalışmalar Sivas havzasının geneli üzerine yoğunlaşmıştır.

tır. Kemah yöresini içeren özel bir çalışma yoktur. Genel stratigrafik ve yapısal veriler 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasında (Sivas paftası, Baykal ve Erentöz, 1966) ve daha da güncel olarak 1/100.000 ölçekli harita serisinde F23 paftası (Aktimur, 1988), G23 paftası (Yılmaz, 1989), F25 paftası (Tütüncü ve Aktimur, 1988), F26 paftası (Aktimur, 1988) tarafından verilmiştir. Havzanın orta kesimi için referans çalışma Kurtman (1973) tarafından yapılmıştır. Aynı yörede, Oligo-Miyosen yaşlı çökeltiler Gökçen ve Kelling (1985) tarafından daha ayrıntılı olarak incelenmiştir. Diğer çalışmalar, havzanın genel litostratigrafisi üzerinde yoğunlaşmıştır (Aktimur ve diğ., 1990). Cater ve diğ., (1991), Sivas havzasının Tersiyer'deki gelişimine genel olarak değinmişlerdir.

3. Kemah Alt Baseni

Sivas havzasının en doğu ucu, Torosların doğu uzanımını oluşturan Munzur dağlarına doğru daralır. Bu daralma iki biçimde açıklanabilir; Paleocoğrafik değişim ve tektonik kısalma. Sivas havzasının bu doğu ucu (Şekil 1), D-B uzanlı ana bindirme fayları tarafından iki alt basene ayrılmıştır; Doğandere ve Kemah alt basenleri (Şekil 1). Kemah alt baseni, Fırat vadisi boyunca doğuya Erzincan'a değin uzanır ve bu yörede kesilir. Sivas havzasının tektonostratigrafisi bu yörede (Temiz ve diğ., 1991) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu yöre aynı zamanda, Orta Anadolu havzalarının güney kenarına da karşılık gelir. Havzanın güney kenarında, havza çökelleri, Üst Kretase'de, Munzur sığ denizel karbonat platformu üzerine yerleşmiş Neotetis ofiyolitleri üzerinde yer alır. Havzanın kuzey kenarında ise yay volkanitlerinden oluşan kalın bir tektonik dilim, havza çökelleri üzerine bindirmiştir. Bu volkanitler, Doğandere alt baseninin temelini oluştururlar.

Kemah ilçe merkezinin hemen kuzeyinde yer alan Kömür çay vadisi boyunca K-G yönlü doğal bir enine kesit yüzülemektedir. Yörenin jeoloji haritasında beş ana tektonik ünite gösterilmiştir (Şekil 2). Ana bindirme fayları boyunca gelişen yerdeğiştirmeye karşın, Neojen birimlerinin stratigrafisi, üniteler arasında büyük değişim göstermemektedir. Neojen yaşlı birimlerin temel istifi alttan üste doğru; Burdigaliyan yaşlı sığ denizel kireçtaşı, planktonca zengin gri renkli marn, mikritik kireçtaşı ve turuncu, bej renkli kumtaşı ve konglomeralarla temsil edilir. Bu istifi üzerleyen, kalın, masif jips kütlelerinin stratigrafik konumu tam olarak belirlenememiştir. Bu jips kütlelerinin yüzeylenimi, alttan tektonik dokunaklı, tektonik bir kütle görünümündedir. Sivas havzasının diğer kesimlerinde jipsler, stratigrafik olarak Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarının altında yer alır ve bu nedenle yaşları Oligosen olarak kabul edilmiştir (Gökten ve Kelling, 1991).

Burdigaliyan yaşlı kireçtaşları, üniteler arasında litostratigrafik ve haritalama açısından denestirilebilen kılavuz seviyeyi oluştururlar. Bu kireçtaşları, sığ denizel nitelikli olup bol fosil içerirler. Bu fosiller foraminiferler (Miogypsinidae), kırmızı algler (Rodolithes), pelecypod'lar (bol pecten), gastropod'lar (Terebralia bidentata),

ve bazı yerlerde mercan resifleridir. Kireçtaşları, genelde tek bir tabaka olarak izlenirler ve kalınlığı oldukça değişkendir. Kemah civarında 70m'ye ulaşan kalınlık kuzeye doğru azalır ve 10-20 m kalınlığa iner. Bu kılavuz seviye batıya doğru kaybolur. Kireçtaşlarının çökeliminden sonra havza 500 m'den daha fazla çökmüş olabilir (planktonik çamur). Bu olay, Doğu Akdeniz ve Ortadoğu'da gözlenerek incelenmiş olup, Üst Burdigaliyan'de izlenmekte (Gutnic ve diğ., 1979), ve bu bölgede derin deniz çökeli mi en azından Orta-Üst Miyosen sonrasında kadar, Akdeniz havzalarının bazı kenar bölgelerinde ise Tortoniye'ye kadar devamlılığını korumuştur. Kemah alt baseninde, derin deniz koşulları kısa sürelidir ve istifin üst kesimlerine doğru sığ denizel ve kesin yaş verilemeyen karasal çökellere geçilir. Bununla birlikte, Sivas havzasının orta kesimlerinde, Hafik civarında, gölsel kömürlü çökeller içinde Alt Tortoniye'ye memelileri belirlenmiştir.

III) Kemah Alt Baseninde Gelişen Bindirme Sistemleri

Kemah alt baseni birimlerinin deformasyonu, temel (yay volkanetleri ve ofiyolitler) ve örtü birimlerinin kalınlaşmasını sağlayan bindirme sistemleri tarafından denetlenir.

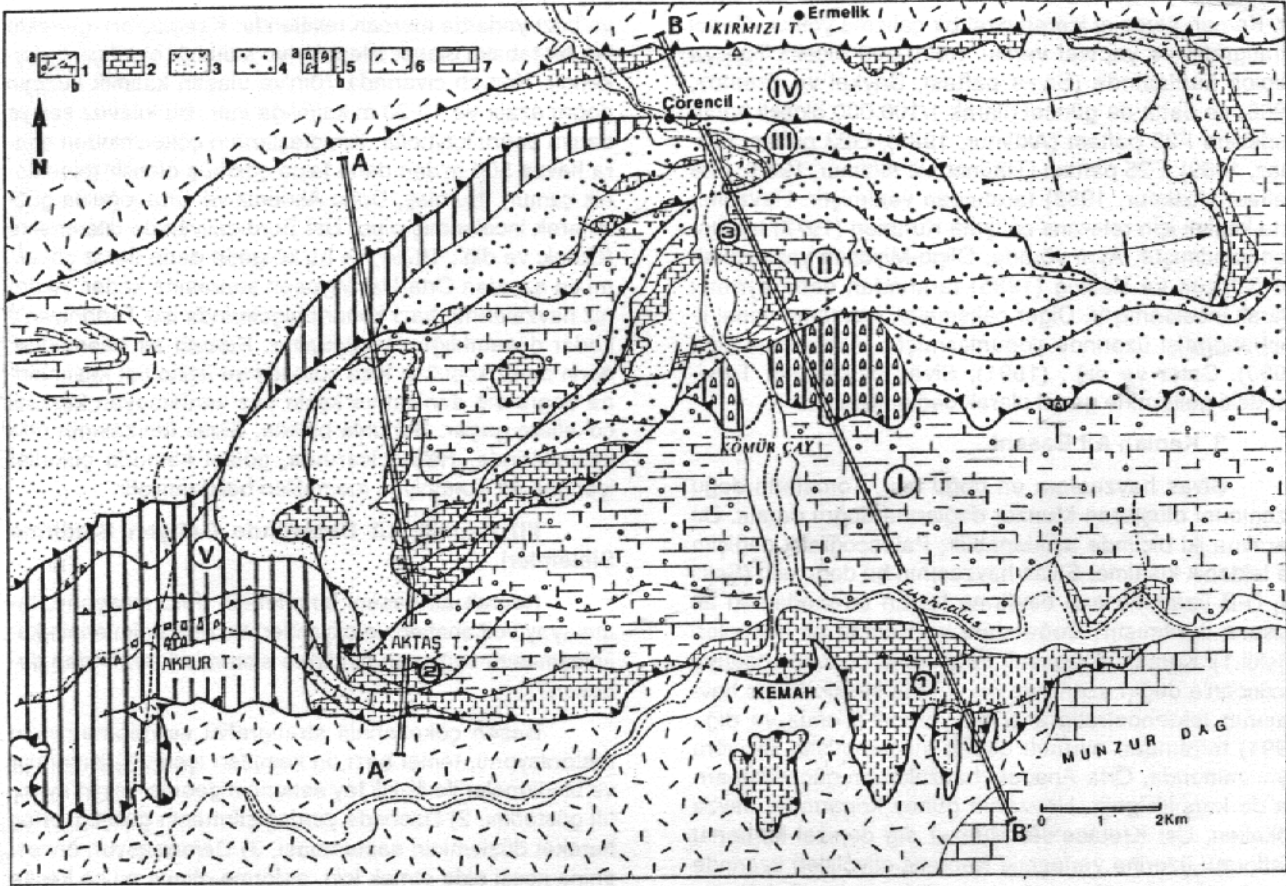
Basen çökellerinin stratigrafisi ve geometrisinin restorasyonu, temel bazı ön koşulları içerir. 1) Kıvrımlar ve bindirmeler ile ilişkili fay setlerinin geometrisinin ayrıntılı gösterimi, 2) Üzerinde yerdeğiştirmenin geliştiği orta ç hareket düzleminin saptanması, 3) Deformasyon öncesi enine kesiti elde etmek için, deforme olmuş enine kesite uygulaması gereken yerdeğiştirme gelişim sıralanımının oluşturulması.

1. Kıvrım ve Bindirmelerin Geometrisi

Yörenin yalınlaştırılmış tektonik haritasında (Şekil 2) ana tektonik üniteler güneyden kuzeye doğru, yapısal konumlarına göre verilmiştir. Bölgede beş farklı ünite ayrılmış olup, en alt ünite inceleme alanının batısında yer almaktadır.

Birinci ünite Kemah civarında, Fırat vadisi boyunca yüzeyler. Bu yörede, Alt Miyosen yaşlı kireçtaşları, Orta Eosen yaşlı volkanosedimanter istif üzerine doğrudan gelir. Doğuda, bu seviye Munzur kireçtaşları üzerinde yer alır. Orta Eosen yaşlı volkanitlerin üst kesimlerini izleyen decollement fayı üzerinde yokuş antiklinali (ramp anticline) gelişmiştir (Şekil 3). Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarının tavanında marn, kumtaşı ve konglomeralardan oluşan kalın bir istif yer alır. Bu birimleri Pliyo-Kuvarterner yaşlı eski akarsu taraçları uyumsuzlukla örter. Bej renkli molas nitelikli bu kalın örtü birimleri 5-10° kuzeye eğimlidirler ve geniş monoklinal bir yapı sunarlar. Birim içerisinde katmanlanma yüzeyleri boyunca üzerinde atım gelişmiş açık faylanma gözlenmemektedir. Alt Miyosen yaşlı kireçtaşları içerisinde gelişen bindirme sistemleri, üzerinde yer alan fazlaca deforme olmamış bu kalın örtü çökelleri tarafından örtülmüştür.

İkinci ünite, Kömür çayı vadisi orta kesiminde yer



Şekil 2 : Kemah alt baseninin yalınlaştırılmış jeoloji haritası. 1a) Bej renkli, molas nitelikli kumtaşları ve konglomeraları, 1b) Gri renkli marllar, 2) Burdigaliyen yaşlı kireçtaşları, 3) Gri, sarı renkli kumtaşları ve volkanikler, 4) Kırmızı renkli silttaşları ve kumtaşları, 5) Kırmızı ve gri renkli marl ve jipsler, 6) Yay volkanitleri, ofiyolitler, Eosen yaşlı çökeller, 7) Munzur kireçtaşı.

I : Kemah ünitesi, II : Orta Kömür çayı ünitesi, III : Çörençil ünitesi, IV : Kırmızı tepe ünitesi, V : Akpür dupleksi.

1,2,3 ; Şekil 4'de yer alan stereografik izdüşümlerin lokasyonları.

Fig. 2 : Schematic geological map of the KEMAH basin. 1a) Sandstones and conglomerates of the "beige Molasse". 1b) Grey marls with thin limy horizons. 2) Burdigalian Kemah Limestones. 3) Green-grey Sandstones with volcanics. 4) Red siltstones and sandstones. 5) Red and green marls gypsum beds 6) Arc-volcanics, ophiolites, Eocene sediments. 7) Munzur Limestones.

-I : Kemah unit, II : Central Kömür unit, III : Çörençil unit, IV : Kırmızı tepe unit, V : Akpür duplex.

1.2.3. Localities corresponding to stereographic plotes in Fig. 4

alan antiklinal çevresinde yüzeyler (Şekil 2). Bu ünitenin güney kenarında kalın jips kütlesi yer alır ve bej renkli molas nitelikli birim ile olan dokanağı ana bindirme fayı tarafından sınırlanır. Batıda, bu bindirme fayı, tavan blokta yer alan kömür ünitesi (II) ile, Kemah ünitesinin (I) orta kenarında gelişen fay gelişim kıvrımlarını (fault propagation folds) (Suppe ve Medwedeff, 1984) birbirinden ayırır (Şekil 2).

Çalışma alanının batı kesiminde, Kömür ünitesi-

nin (II) tabanında yüzeyleyen jips, kırmızı renkli kumtaşı ve silttaşından oluşan kaya topluluğu ayrı bir ünite oluşturur. Bu ünite (Ünite V) Akpür ünitesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 2).

Akpür ünitesinin tektonik deformasyon biçimi tipik bir duplekstir (Şekil 3, Kesit A-A'). Haritada sadece ana bindirmeler gösterilmiştir. Stratigrafik istifin tabanında düzenli jips seviyeleri yer alır ve ünite, kalınlıkları 100-300 m arasında değişen horları içeren hors topluluğundan

(herd of horses) (Boyer ve Elliott, 1982) oluşmuştur.

Akpur dupleksinin tavanında volkanik bir seviyenin varlığı ve dupleksin güney kenarında yapraklanmalı jips kütlelerinin Eosen yaşlı volkanosedimanter birimler üzerinde doğrudan yer alması, Eosen yaşlı birimleri ve ofiyolitleri içeren kenar imbrike sistemin varlığını ortaya koymaktadır. Böyle bir dupleksin konumu, ancak Akpur dupleksinin, güneyde Munzur kireçtaşları üzerinde yer alan Orta Eosen yaşlı volkanosedimanter istif ile kuzeyde yüzeyleyen volkanitlerden (Ünite IV) oluşan iki ana kaya dilimi arasında ikincil bir sistem olması ile açıklanabilir (Banks ve Warburton, 1986).

Ünite II'de, orta kesimdeki antiklinalin çekirdeğinde yer alan birimler ile güneybatıdaki imbrike marn, kireçtaşları ve doğuda yüzeyleyen kırmızı renkli kumtaşlarının yapısal ilişkileri yeterince açık değildir. Yörede yüzeyleyen stratigrafik istif alttan üste doğru şöyledir (Şekil 2 ve 3); Bej renkli molas nitelikli kumtaşları, Burdigaliyen yaşlı kireçtaşı, yeşil renkli marnlar ve kırmızı renkli kumtaşı ve silttaşlarıdır.

Stratigrafik istifin alt kesimleri IV ve V nolu ünite-lerde ayrıntılı olarak izlenmektedir (Şekil 2). Burdigaliyen yaşlı kireçtaşlarına benzer kireçtaşı ve marnlardan oluşan bir açık synform yapı (an open synform), Akpur dupleksinin tavan bindirme fayı boyunca yer alan kırmızı renkli kumtaşları içerisinde gelişmiş kalın imbrike topluluğun üzerinde yer alır. Benzer kaya birimleri kesit B (Şekil 2) de, Ünite III'ün tavan bloğunda da gözlenmektedir.

Bununla beraber, Ünite II'de kireçtaşlarının üzerinde stratigrafik dokanakla yer alan gri renkli marnların tavanında yüzeyleyen kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı aralanmasından oluşan birim, bej renkli molas nitelikli biri-

min tabanında yer alan decollement fayı tarafından verev olarak kesilmiştir. Bu molas nitelikli birim, Ünite III'ün taban fayı ile ilişkili olarak kıvrımlanmış ve küçük klipler tarafından örtülmüştür.

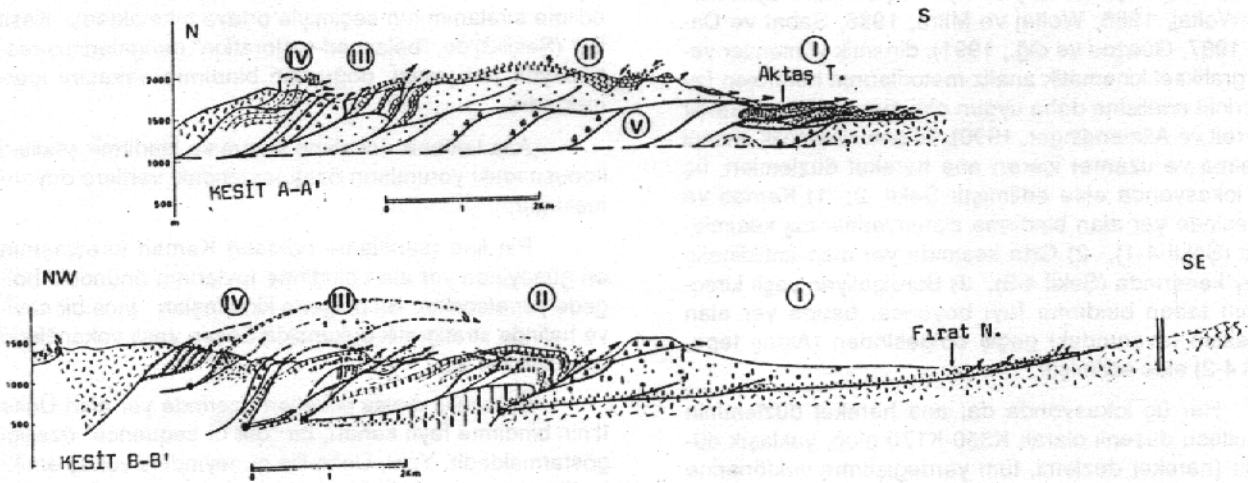
Bu kırmızı renkli birim içerisinde, kapanmayla ilgili olarak inceleme alanının orta kesiminde yer alan antiklinalin doğu kanadında dm'den metre boyutuna kadar değişen ve birim içi decollement faylara bağlı olarak kalınlaşma ve tekrarlanma yoluyla yığılmayı gösterir açık veriler vardır.

Kaya yığılmalarının, hem doğuda, hemde güneybatıda (Ünite II'nin güney kenarında kireçtaşları içerisindeki antiklinal-senklinallerden oluşan imbrike sistem) Kömürçay vadisi orta kesimindeki külmünasyon benzeri antiklinal tarafından ortaya çıkarılması olasıdır. Bu son gözlemler, Ünite II içerisindeki bir ikincil "out of sequence" bindirme sistemi gelişimi ile ilgilidir.

Ünite II'nin batı kenarı iyi bir bindirme yönüne yaklaşık paralel, lateral kıvrım örneği sunar (Şekil 3, AA').

Lateral kıvrımın üst kesimlerinde, kuzeye doğru dikçe eğimli, yer yer aşırıma uğramış kireçtaşları yer alır. Kıvrımın batı kanadı, eğim yönündeki sürüme kıvrımları (drag folds) ve batıya doğru gelişen normal faylanmadan etkilenmiştir. Bu oldukça keskin lateral sınır, karbonat çökellerinin paleocoğrafyasıyla ilgili olabileceği düşüncesini doğurmaktadır. Karbonatların bu kesimi diğer kesimlere oranla resif tipine çok daha yakın özelliklere sahiptir. Lateral antiklinalin çekirdeğinde, imbrike kumtaşları ve Ünite II'nin tabanında izlenen kırmızı renkli silttaşları yer alır.

Ünite III, Ünite IV ile ilişkili imbrikasyona sahiptir. Ünite II'yi tavadan sınırlayan bindirme fayının tavan blo-



Şekil 3 : A-A' enine kesiti ve BB' dengelenmiş enine kesiti (balanced cross section) denemesi.

Fig. 3 : Cross-section AA' and Tentative balanced cross-sections BB'.

ğunda, yukarıda belirtilen stratigrafik istifi sunan antiklinal yüzeyler. Bu istiftin, Burdigaliyen yaşlı kireçtaşının hemen altında kumtaşları içerisinde yer alan bazaltik volkanitleri ayrı tutmak gerekir. Antiklinalin ön kanadı, Ünite II'nin ön bindirmesi gibi, Akpur dupleksinin tabanında yüzeyleyen bir "cut-through" (Guezou ve diğ., 1991) bindirmesine karşılık gelen, taban blok bindirme fayı tarafından kesilmiştir. Ünite III'ün genel geometrisi, doğuda bir splay iken batıda aşınmış bir horstur. Çörençil'in hemen güneyinde, tavan blok bindirmesiyle birleşen iki ana dorsal fay yer alır. Bunlardan kuzeydeki, akma yapılı jips, kırmızı silttaşı ve kilaşlarından oluşur. Güneydeki ise, antiklinalin kuzey kanadında iki decollement yüzeyi arasında gelişmiş (kireçtaşlarının altında yer alan volkanitlerin taban ve tavanında yer alan gri renkli marnların içerisinde) bir minor duplaks karşılık gelir. Bu minor duplaks yapısı Ünite III'ün kenarında yer alan ana "out of sequence" bindirmesi tarafından kesilmiştir.

Ünite IV, kendi iç ikincil bindirme fayları boyunca yüzeyleyen jips, konglomera ve kumtaşlarından oluşan kalın bir imbrike küttedir. Bu ünitenin kuzey kenarı, Kemah Neojen alt baseninin kuzey kenarı boyunca Erzincan'a doğru uzanan volkanit diliminin tabanında yer alan Burdigaliyen yaşlı kireçtaşı ve marnların tekrarlanması ile temsil edilir. Bu ünite, Kömür çay vadisinin her iki tarafında da genişleyerek devam eder. Özellikle doğuya doğru genişleyen volkanitlerin tabanında gelişen tüm bindirme sistemleri Ünite IV'ün taban bindirme fayı boyunca gelişen yerdeğiştirmeyle doğrudan ilişkilidir.

2. Bindirme Sistemlerinin Kinematığı

Mezoskobik kinematik belirteçlerden (kıvrım asimetrisi, makaslama düzlemleri) açık olarak taşınma yönünün güneye doğru geliştiği belirlenmiştir. Güneye doğru bindirme gelişimi, ayrıca minor fay setleri ve katmanlanma yüzeyleri boyunca yer alan atım verileri ile desteklenmiştir. Günümüzdeki, çalışmalar bindirme gelişimi sırasındaki oldukça karmaşık ve yarı eş zamanlı faylanmanın (Woltaj, 1986, Woltaj ve Mitra, 1986, Sabat ve Casas, 1987, Guezou ve diğ., 1991), dinamik yöntemler yerine grafiksel kinematik analiz metodlarının heterojen fay setlerinin analizine daha uygun olduğunu göstermektedir (Marrett ve Allmendinger, 1990). İki ana kinematik eksen (kısalma ve uzama) içeren ana hareket düzlemleri, üç ayrı lokasyonda elde edilmiştir Şekil, 2). 1) Kemah ve çevresinde yer alan bindirme sistemlerinin dış kesimlerinde (Şekil 4-1), 2) Orta kesimde yer alan antiklinalin kuzey kenarında (Şekil 4-3), 3) Burdigaliyen yaşlı kireçtaşının taban bindirme fayı boyunca, batıda yer alan duplaksın tavanındaki geçiş bölgesinden (Aktaş tepe, Şekil 4-2) elde edilmiştir.

Her üç lokasyonda da, ana hareket düzleminin doğrultusu düzenli olarak K350-K170 olup, yaklaşık düşeydir (hareket düzlemi, tüm yerdeğiştirme vektörlerine uygun ve akan malzemenin yerdeğiştirme yüzeyine normal en iyi düzlem olarak tanımlanmıştır) (Şekil 4). Bu durum akma koşullarının, birkaç yerdeğiştirme yönüne

ve tek bir yerdeğiştirme düzleminde yerdeğiştirme yönlerinin yoğunlaşma eğiliminde olduğu kabulüne dayanır.

Bununla birlikte, herbir lokasyonda K120 doğrultulu oblik yerdeğiştirme bileşenin varlığı belirtilebilir (Şekil 4). Bu durum, ya katmanlanma boyunca gelişen ikincil yerdeğiştirme yönü olarak yada sağ yanallı doğrultulu atımlı hareket yönü olarak değerlendirilebilir. Bu durumun, kinematik olarak iyi denetlenen kıvrım ve bindirme sistemlerinin gelişimini izleyen veya eşlik eden lateral normal faylanma veya simetrik doğrultulu atım modellerine uygunluğu karşılaştırılabilir (Guezou ve diğ., 1991). Bu aşamada, iraksayan (divergent) yerdeğiştirmenin, Doğandere baseninin ön kenarında yer alan volkanik yükselmin bindirmesi ve domlaşmasıyla ilgili break-back bindirme gelişim sekansı tarafından ortaya çıkarılmış olduğunu kabul etmekteyiz.

3. Bindirme ve Dengelenmiş Enine Kesit (Balanced cross Section) Gelişim Sekansı

Şekil 3'de yer alan BB' enine kesiti, aşağıda tartışılan ayrıntılı verileri içermekte olup, ana yerdeğiştirme düzlemine paralel olarak hazırlanmıştır.

Birçok faktör, gözlenen doğal enine kesit boyunca daha gerçekçi dengelemenin yapılmasına izin vermemektedir.

-Birincisi, stratigrafik kalınlıklar tam olarak bilinmemektedir. Bu, karasal çökellerin özelliklerindedir.

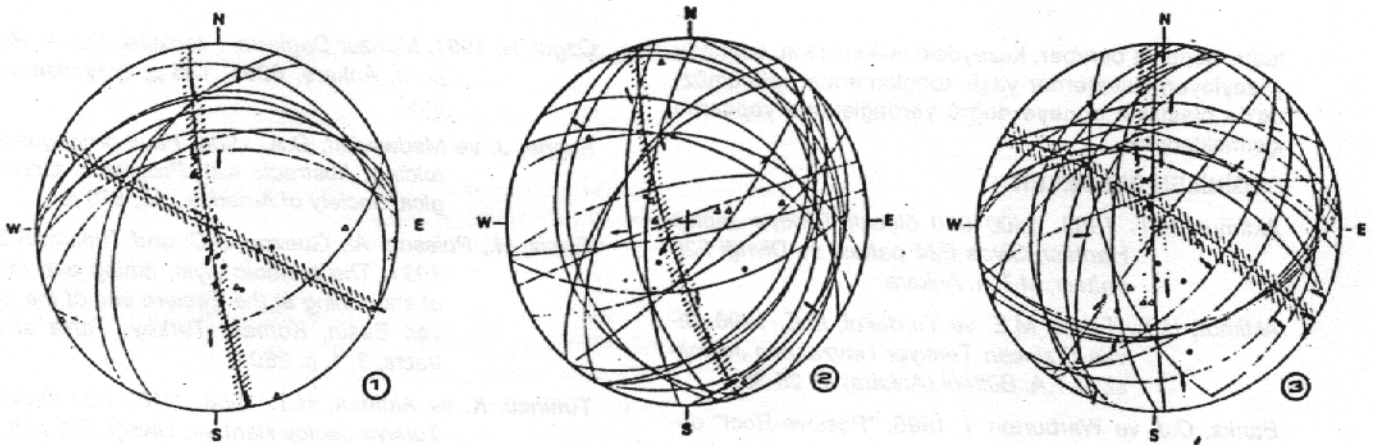
-İkincisi, veri değerlendirimi, yapıların yanallı değişimleri ve düşey kesitlerin sınırlı derinlikleriyle denetlenmektedir.

Burdigaliyen yaşlı kireçtaşı seviyesi, kılavuz seviyesi olarak düşünülmekte ve imbrike yapılar boyunca gelişen kısalma miktarının "line length" ölçümüyle hesaplanmasına izin vereceği kabul edilmektedir. Enine kesitlerin restore edilmeleri ve dengelenmesinde bir başka zorluk, fay setleri veya bindirmeler üzerindeki hareketin transfer edilme sıralanımının seçimiyle ortaya çıkmaktadır. Kesit BB' (Şekil-3)'de, "balanced-restoration" dengelenmiş-restorasyon tartışması, doğrudan bindirme sekansını içermektedir.

Ana tektonik ünitelerin kıvrım ve bindirme şekilleri konusundaki yorumların özeti, aşağıdaki verilere dayanmaktadır;

Pin line (sabitleme noktası) Kemah kireçtaşının en güneyinde yer alan bindirme faylarının önündeki bölgede yer alacaktır. Bu bölgede kireçtaşları ince bir seviye halinde stratigrafik dokunakla Eosen yaşlı volkanitlerin üzerinde yer alır.

Bej renkli molas çökelleri üzerinde yer alan Ünite II'nin bindirme faylı kenarı, bir "out of sequence" özelliği göstermektedir. Yani, Ünite I'in güneyindeki yokuş antiklanilleri (ramp anticlines), Ünite II'nin taban bindirme fayı boyunca, bindirme gelişimiyle ilgili değildir. Piggy-back gelişim durumunda, mekaniksel problem, Burdigaliyen



Şekil 4 : Stereografik izdüşümler; noktalar : Katmanların kutup noktasını; Üçgenler : fayların kutup noktasını, oklar : kayma çizgiği ve atım yönünü; taralı yay parçaları, kinematik hareket düzlemlerini göstermektedir.

Fig. 4 : Stereographic plots : dots=poles to bedding; triangles=poles to faults; arrows=striae (with slip direction indicated); ruled great circles correspond to the kinematic "plane of movement".

yaşlı kireçtaşında gelişen ikincil faylar arasındaki uzaklık olacaktır. Çünkü bej renkli molas nitelikli birimin tabanında, bindirme gelişimini gösterir yüzey verileri yoktur.

Bindirme sistemlerinde "out of sequence" gelişimini gösterir diğer veriler şöyledir;

-Ünite III'ün güney kenarında, bir "cut-through" fayının (Guezou ve diğ., 1991) "break-back" (Butler, 1987) gelişimi.

-Cut-through fayları boyunca ilk üç ünitenin yığılmasıyla ortaya çıkan külmasyon yapısı.

-Ünite II ve III'de yer alan önceki imbrike fayların kırırılma ve bindirme biçimleri,

-Külmasyon çevresinde Ünite IV'ün deformasyon geometrisi,

-Basenin tabanında bir "leaky duplex" (Butler, 1987)'in (Akpur duplexi)sonradan gelişimi,

-Kuzeydeki volkanik bindirme örtüsü üzerinde yer alan Plio-Kuvaterner konglomeralarında gelişen genç bindirme ve geri bindirmeler (back-thrusting).

Yukarıda sıralanan veriler ışığında, dengelenmiş B-B' enine kesitini temel alarak kısalma oranına (değişik restorasyonla) alternatif yaklaşımlarda bulunabiliriz;

Out of Sequence modelini göz önüne almazsak ve restorasyonu, kesitte üstte yer alan kireçtaşlarının genişliğini ele alırsak, kısalma oranını 0,630 olarak buluruz. Bu oran, deforma kesitin 12 km'lik uzunluğu boyunca 7 km'lik kısalma oranına karşılık gelir. Bunun yanısıra, kesitin alt kısmının daha gerçekçi restorasyonu ile kısalma oranı 0,52 ye ulaşır ve kısalma miktarı da 11 km'ye karşılık gelir.

IV) Sonuçlar

1. Sivas havzasının en doğu ucunda yer alan Kemah bölgesinde, bindirme gelişimini çok fazlı sekanslar içerisinde yer alan bindirme sistemleri boyunca yer değiştirmeler gerçekleşmiştir.

2. Bindirme ve imbrike sekansların geometrileri havza içerisinde yer alan iki litolojik istif tarafından denetlenmiştir; 1) Burdigaliyen öncesi yaşlı karasal kumtaşlarını (uyumsuzlukla?) ve doğrudan Eosen yaşlı temel kayalarını (vokanitler, volkanoklastik kumtaşları ve ofiyolitler) üzerleyen Miyosen yaşlı kireçtaşları ve marnlar; 2) Taban (Oligosen?) kumtaşları, marn ve jipsler.

Elde ettiğimiz sonuçlar, Gökçen ve Kelling (1985) tarafından Sivas baseninin orta kesiminden verilen litostatigrafik verilerle uyumluluk göstermektedir. Bununla beraber, yapısal tanımlamalarımız, ana stratigrafik istif içerisinde, bazı düzeltmelerin gerekliliğini ortaya koymaktadır.

3. Decollement fayları, temel kayalarının (alt karasal çökellerde şimdiye değin gözlenen özellikleri) aşamalı yükselimi sırasında başlamış olabilir. İlk decollement fayı havzanın güney kenarında Burdigaliyen kireçtaşları boyunca gelişmiş olabilir. Bu gelişim, kuzeyde yer alan bindirme diliminin (Ermelik) önünde gözlenen senklinik içerisindeki stratigrafik istifin çökmesi ile ortaya çıkar. Daha sonra, ön senklinik üzerinde yer alan kuzeydeki temel kayalarının (break back) sekansı ile kalınlaşması sırasında "out of sequence" sistemi gelişmiştir. Kemah havzasının tabanında bindirme gelişimi bu nedenle oldukça olağandır.

4. "Out of Sequence" bindirme sisteminin yaşı, bej renkli molas çökellerinden sonradır. Burada, ilk decollement fayları, bu son çökeller tarafından ortaya konmak-

tadır. Bununla beraber, kuzeydeki volkanitlerin, üzerinde yüzeyleyen Kuvaterner yaşlı konglomeralar, günümüzde'de olasılıkla güneye doğru yerdeğiştirme yapılarını içermektedirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H.T. 1988. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas E24 paftası ve Divriği F26 paftası, M.T.A. Ankara.
- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E. 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi, M.T.A. Bülteni,(Ankara) III, 25-36.
- Banks, C.J. ve Warburton, J. 1986. "Passive-Roof" duplex geometry in the frontal structures of Kirthar and Sulaiman mountain belt, Pakistan. *Journal of Struct. Geol.*, 8, 229-237.
- Baykal, F., ve Erentöz, C. 1966. 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas paftası, M.T.A. Ankara.
- Boyer, S.E. ve Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 66, 1196-1230s.
- Butler, R.W.H. 1983. Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. *Journal of Structural Geology*, 5, 125-137.
- Butler, R.W.H. 1987. Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*. London, 144, 619-634.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. ve Turner, P. 1991. Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Gökçen, S.L. ve Kelling, G. 1985. Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey): evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin. *Geologische Rundschau*, 74, 139-153.
- Gökten, E. ve Kelling, G. 1991. Hafik kuzeyinde senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği : Sivas-Refahiye havzası sınırında tektonik kontrol; Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, 113-123.
- Guezou, J-C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. ve Morel, J-L. 1991. Structure and kinematics of the prebetic nappe complex (southern Spain) : definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rii orocline. *Annales Tectonicae*, V, 32-48.
- Kurtman, F. 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. M.T.A. Bülteni, (Ankara), 80, 1-32.

Özgül, N. 1981. Munzur Dağlarının Jeolojisi. M.T.A. Raporu, Ankara, 6995, 136 p. (yayınlanmamış).

Suppe, J. ve Medwedeff, D.A. 1984. Fault-propagation folding. *Abstracts with Programs. Geological Society of America.*, 16, 670 p.

Temiz, H., Poisson, A., Guezou, J-C. and Tutkun, S.Z. 1991. The tectonic style, timing and rate of shortening at the Eastern end of the Sivas Basin, Kemah, Turkey. *Terra abstracts*, 3, 1, p. 269.

Tütüncü, K. ve Aktimur, H.T. 1988. 1:100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Divriği F25 paftası, M.T.A. Ankara.

Wiltshcko, D.V., Medwedeff, D.A. ve Millson, H.E. 1985. Distribution and mechanisms of strain within rocks on the northwest ramp of the Pine Mountain block, Southern Appalachia foreland. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 426-435.

Wojtal, S. 1986. Deformation within foreland thrust sheets by populations of minor faults. *Journal of Structural Geology*, 8, 341-360.

Wojtal, S. ve Mitra, G. 1986. Strain hardening and strain softening in fault zones from foreland thrusts. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 674-687.

Yılmaz, A. 1989. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas G23 paftası, M.T.A. Ankara.

ERZİNCAN GÜNEYBATISINDAKİ MİYOSEN YAŞLI KARACAÖREN FORMASYONU KUMTAŞLARININ SEDİMANTER PETROLOJİSİ

The sedimentary petrology of the sandstones of Miocene aged Karacaören formation in the southwest Erzincan region.

Orhan ÖZÇELİK
Mehmet ALTUNSOY
Zeki ATALAY

Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü Sivas
Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Bölge Müdürlüğü, Sivas

ÖZ: Erzincan güneybatısında Karacaören formasyonu gri-yeşil renkli kumtaşı, silttaşı, kumlu kireçtaşı ve marn aralanmasından oluşmaktadır. Kumtaşlarında hafif, ağır ve kil minerali incelemeleri yapılmıştır. Genellikle magmatik ve sedimanter kayalardan türeyen kırıntılar orta ve kötü boyanmalıdır. Kumtaşları, Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in geliştirdikleri QFL, QmFLt ve QpLvLs üçgen diyagramlarına göre değerlendirilmiştir. Bunları oluşturan kırıntılı materyaller magmatik yay provenansları ile rösiklik orojen provenanslarından türemiştir. Kuvarslı feldispatik, feldispatik litik ve litofeldispatik olarak adlandırılan kumtaşları yay önu (fore-arc) bir provenans alanını göstermektedirler.

ABSTRACT : Karacaören formation of greyish of greyish green sandstone, claystone, sandy limestone and the alternation of marl. Light, heavy and clay minerals analyses have been done. Essentialy, clastic rocks are medium and badly sorted which are belong to igneous and sedimentary rocks. The sandstone are studied using the QFL, QmFLt and QpLvLs triangle diagrams of Dickinson and Suczek (1979) and Dickinson (1982). All these detritic materials are generated from the magmatic arc provenance and recycled orogen provenances. They are named as feldispatik, feldispar lithic and lithofeldispatik in the fore-arc basin.

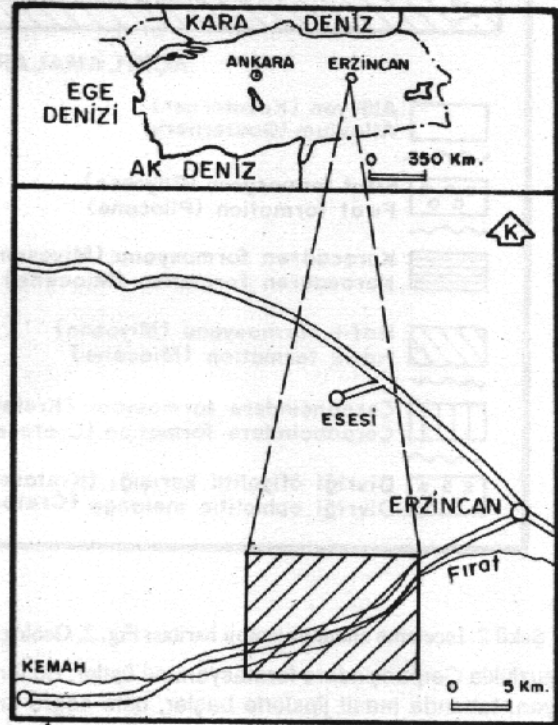
GİRİŞ

İnceleme alanı Erzincan İli güneybatısında, Erzincan-Kemah arasında yer alır (Şekil 1). Yörede daha önce yeterli sedimanter petrolojik çalışma yapılmamıştır. Bu nedenle Miyosen yaşlı Karacaören formasyonuna ait kırıntılı birimler sedimanter petrolojik açıdan incelenerek kırıntılıların kökeninin araştırılması ve kumtaşlarının klasik petrofasiyelerinin saptanması amaçlanmıştır.

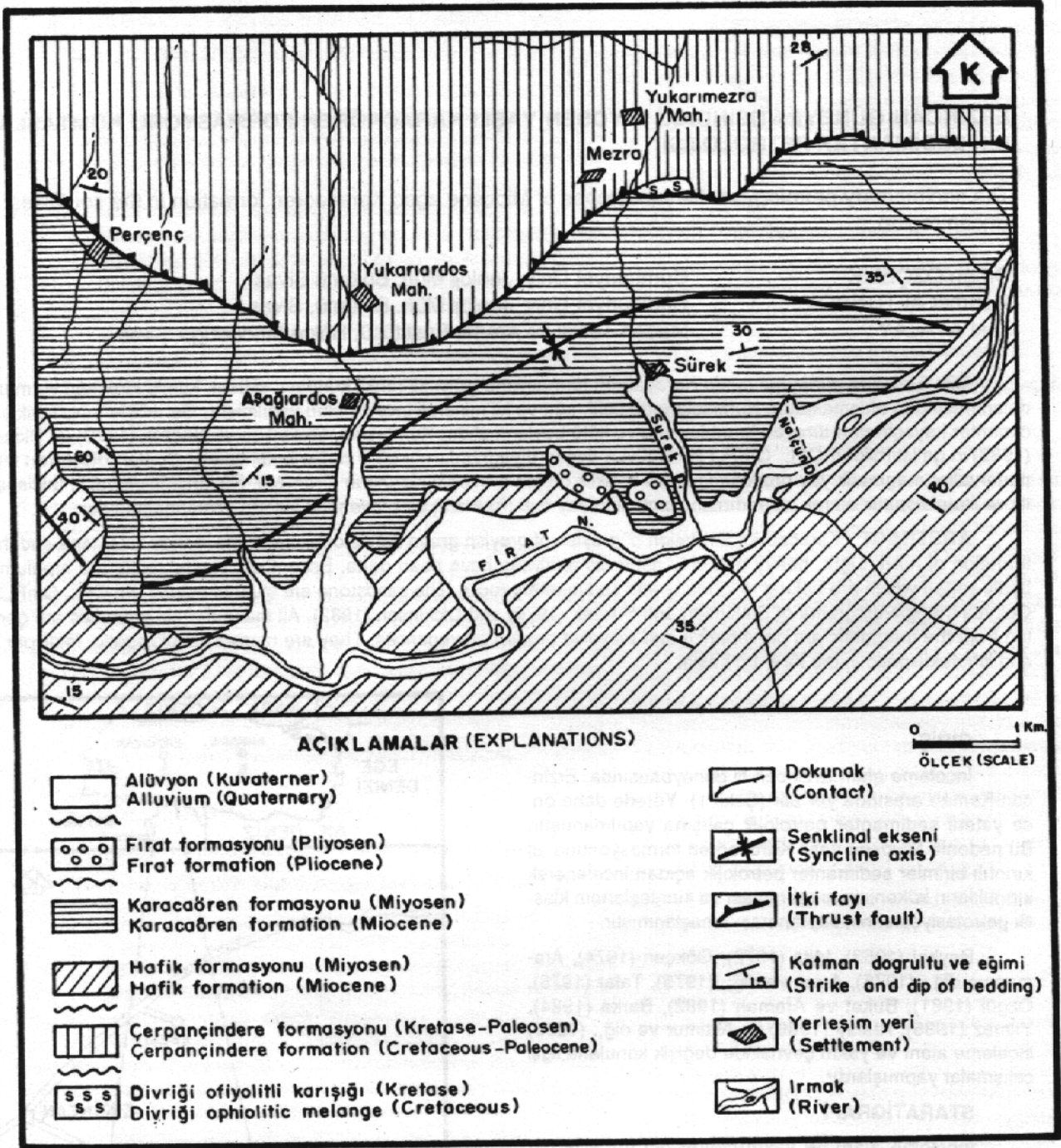
Baykal (1953), Irlitz (1972), Gökçen (1974), Ataman ve diğ., (1975), Arpat ve diğ., (1975), Tatar (1978), Özgül (1981), Buket ve Ataman (1982), Barka (1984), Yılmaz (1985), Atalay (1986) ile Aktimur ve diğ., (1990) inceleme alanı ve yakın çevresinde değişik konularla ilgili çalışmalar yapmışlardır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinin temelini üst Karbonifer-Alt Kretase yaşlı, yer yer masif, üst düzeylerde breşik ve sık dokulu, kısmen kristalize olan Munzur kireçtaşları oluşturur. Bu birimin üzerinde çalışılan alanda küçük bir yüzlekle izlenen Üst Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı yer alır (Tunç ve diğ., 1991) (Şekil 2). Üst Kretase-Paleosen yaşını veren siğ deniz çökelleriyle bazalt katkılarında meydana gelen Çerpançindere formasyonu daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla takip eder. Alt-Orta Miyosen yaşındaki Hafik formasyonu ise uyum-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası
Fig. 1. Location map of the investigated area



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası Fig. 2. Geological map of the investigated area.

suzlukla Çerpançindere formasyonunu üstler. Bu formasyon; tabanda masif jipslerle başlar, üste doğru kırmızı renkli, orta- kalın katmanlı kumtaşları ve çamur taşlarının ardalanması şeklinde devam ederek aynı yaşta Karacaören formasyonuna geçer. Gri-yeşil renkli ve katmanlı kumtaşı, silttaşı, marn, kumlu kireç taşı ve killi kireç taşlarından meydana gelen Karacaören formasyonu Hafik

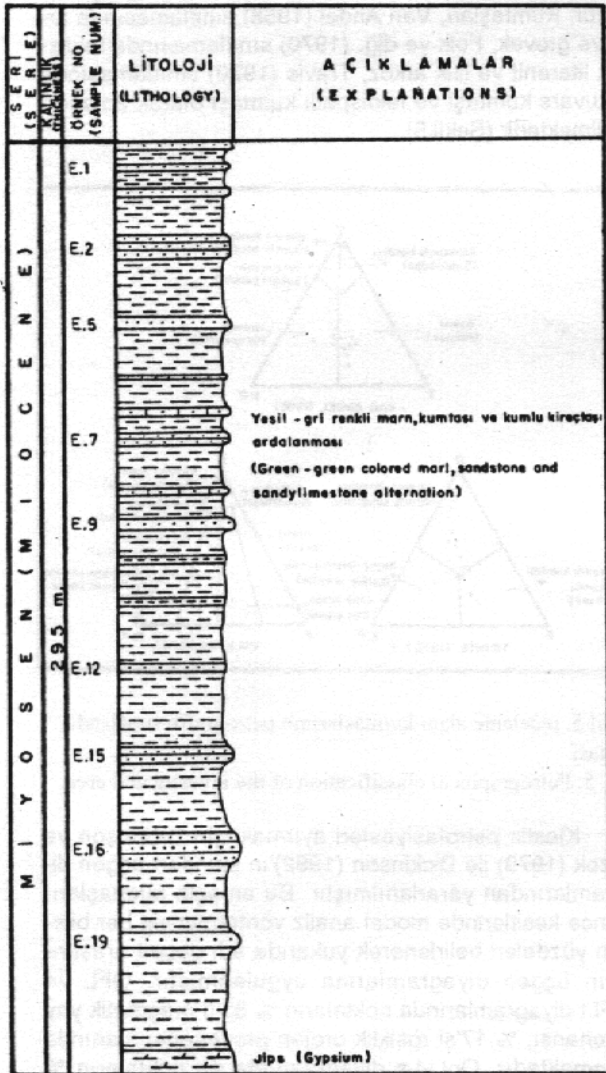
formasyonu ile yanal geçişlidir.

Karacaören formasyonunu Pliyosen yaşlı, kırmızı renkli, çakıltası, kumtaşı ve marn ardalanmasından oluşan Fırat formasyonu uyumsuzlukla örter. En üstte ise serbest çakıl ve kumların meydana getirdiği alüvyonlar yer alır.

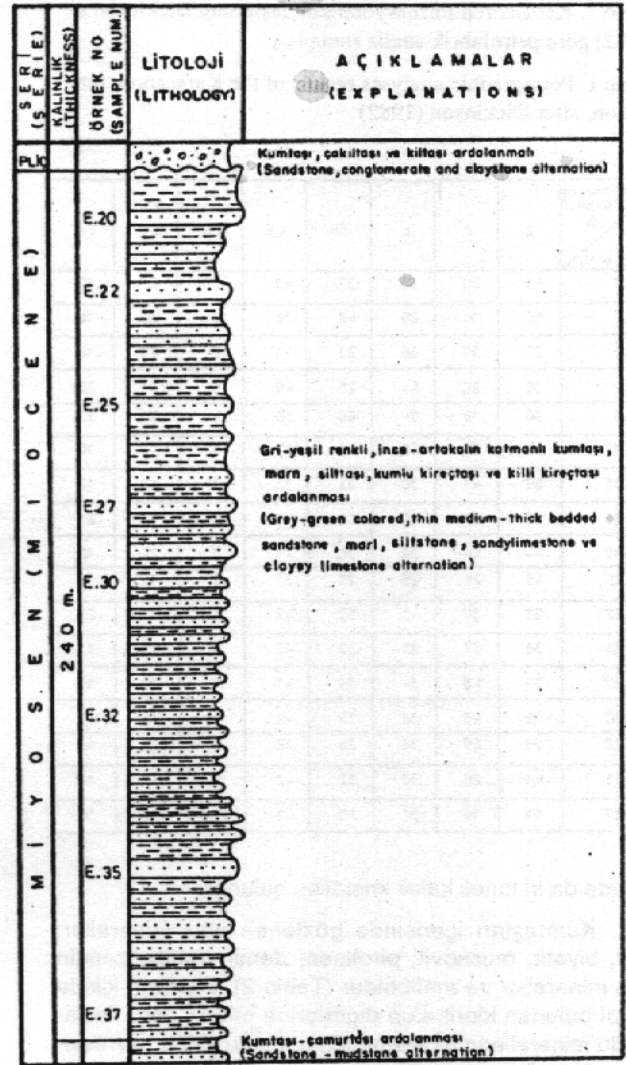
SEDİMANTER PETROGRAFI

Sedimanter petrografi çalışmaları, Miyosen yaşlı Karacaören formasyonuna ait ölçülü dikme kesitlerle alınan kumtaşı örneklerinin ince kesitleri ile killi örnekler üzerinde yapılan X-Ray Difraksiyonu incelemeleriyle ve öğütülmüş kumtaşlarından bromofrom yardımıyla ayrılan ağır mineraller üzerinde yapılan çalışmalarla gerçekleştirilmiştir (Şekil 3 ve 4).

Kumtaşları içerisinde monokristalin kuvars oranı %15-48 arasında değişmektedir (Tablo 1). Monokristalin kuvarslar çoğunlukla düz daha az olarak dalgali sönme sönme gösteren yarı yuvarlak taneler şeklindedir. %3-13 arasında özlenen polikristalin kuvarslar ise monokrista-



Şekil 3. Karacaören formasyonu Aşağıardas ölçülü dikme kesiti
Fig. 3. Measured columnar section of Karacaören formation in Aşağıardas



Şekil 4. Karacaören formasyonu Sürek ölçülü dikme kesiti
Fig. 4. Measured columnar section of Karacaören formation in Sürek

lin kuvarslara göre daha iri boyutludurlar.

Feldispatların büyük bölümünü ortoklas ve plajiyoklaslar oluşturur. Diğer feldispat türleri yok denecek kadar azdır. Kumtaşlarında potasyumlu feldispatların oranı %8-27 arasında değişirken, sodyumlu feldispatlar %2-19 arasındadır.

Kumtaşlarında metamorfik kayaç parçaları dışında diğer bütün kayaç parçalarını görmek olasıdır. Genellikle köşeli taneler şeklinde gözlenen magmatik kayaç parçaları %14-22 arasında bulunur. Kireçtaşı, silttaşı ve çörtler halinde gözlenen sedimanter kayaç parçaları %10-33 arasındadır. Diğerlerine göre çok daha az bulunan ofiyolitik kayaç parçaları ise % 1,5 oranındadır.

Bağlayıcı; % 90 oranında karbonat ve % 10 oranında kilden oluşmuştur. Ayrıca kumtaşı içerisindeki boş-

Tablo 1. Karacaören formasyonu kumtaşlarının Dickinson'a (1982) göre petrofabrik analiz sonuçları

Table 1. Petrographic analyses results of the Karacaören formation, after Dickinson (1982)

Parametre (Param.)	Q	F	L	Qm	Lt	Qp	Lv	Ls
E.1	42	20	36	37	43	5	21	17
E.2	56	14	25	42	36	10	16	12
E.5	27	37	36	23	41	5	20	16
E.7	30	25	44	25	49	5	21	23
E.9	30	16	54	25	58	4	21	33
E.12	49	23	28	40	37	9	18	10
E.15	25	41	30	25	33	3	18	12
E.16	25	31	40	23	46	6	15	21
E.19	44	24	32	35	41	9	22	10
E.20	45	25	25	37	37	8	17	10
E.22	22	37	41	20	43	2	19	22
E.25	38	27	35	30	43	8	24	11
E.27	25	40	34	15	41	7	15	15
E.30	15	43	38	15	42	4	16	22
E.32	35	25	32	33	38	6	16	16
E.35	41	25	33	32	42	9	19	14
E.37	51	15	30	35	43	13	14	16

luktarda da iri taneli kalsit kristalleri bulunur.

Kumtaşları içerisinde gözlenen ağır mineraller; klorit, biyotit, muskovit, piroksen, demir oksitçe zengin opak mineraller ve amfiboldür (Tablo 2). Bunların içinde en bol bulunan klorit olup diğerlerine oranla daha fazladır. Bu minerallerin inceleme alanında ve yakın çevresinde geniş bir bölgede yüzlek veren magmatik birimlerden türedği söylenebilir.

Tablo 2. Karacaören formasyonu kumtaşlarındaki ağır minerallerin dağılımı

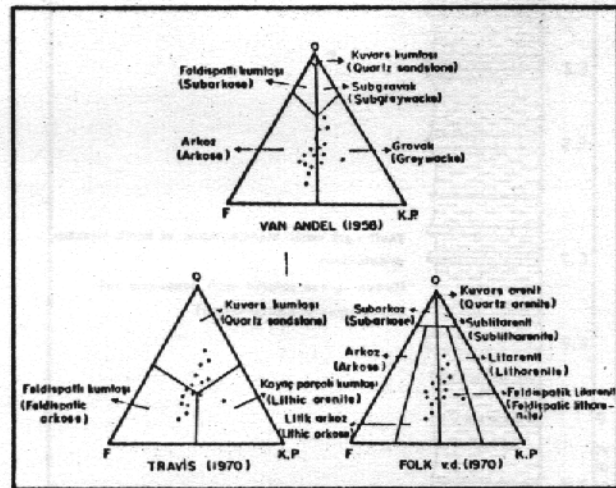
Table 2. Distribution of the heavy minerals in the Karacaören formation sandstones (xxx Yaygın/Common, xx Orta/Medium, x Az/Few)

Ağır Min. Örnek (Heavy Min. Sample No.)	Opak Min. (Opaque Mineral)	Muskovit (Musco.)	Biyotit (Biotite)	Piroksen (Pyrox.)	Klorit (Chlg.)	Amfibol (Amphi.)
E.2	xxx	-	-	-	xx	-
E.5	xx	xx	x	x	xxx	-
E.7	x	x	xx	-	xxx	x
E.12	xxx	-	-	x	xx	-
E.16	xxx	-	x	xx	xx	-
E.19	xx	x	xx	-	xxx	-
E.20	xxx	xx	-	-	x	-
E.25	xx	-	x	x	xxx	x
E.27	x	-	-	-	xxx	-
E.30	xxx	x	-	x	xx	-

En bol bulunan kil minerali simektittir. Simektit-kaolinit, kaolinit, illit ve klorit gözlenen diğer kil mineralleridir. Illit ve kloritin bazik kayalardan türediği, kaolinitin ise karasal ortamda oluştuğundan sonra çeşitli akıntılarla çökme ortamına taşındığı düşünülmektedir. Detritik olan bu mineraller havzaya çok fazla kırıntılı malzemenin taşındığını gösterir.

KUMTAŞI ADLAMALARI VE KLASTİK PETROFASİYESLER

Sivas Tersiyer Havzasının doğu ucunda yer alan Karacaören formasyonuna ait kumtaşını oluşturan kırıntılı ana bileşenler yaklaşık eşit miktarda bulunurlar. Bu bileşenlerin yüzde değerleri modal analiz yöntemleriyle bulunarak Van Andel (1958), Folk ve diğ. (1970) ve Travis (1970)'ün üçgen sınıflandırma diyagramlarına uygulanmış, noktaların birden fazla alanın içine düştüğü görülmüştür. Kumtaşları, Van Andel (1958) sınıflamasında arkoz ve grovak, Folk ve diğ. (1970) sınıflamasında feldispatik litarenit ve litik arkoz, Travis (1970) sınıflamasında ise kuvars kumtaşı ve feldispatik kumtaşı olarak adlandırılmaktadır (Şekil 5).

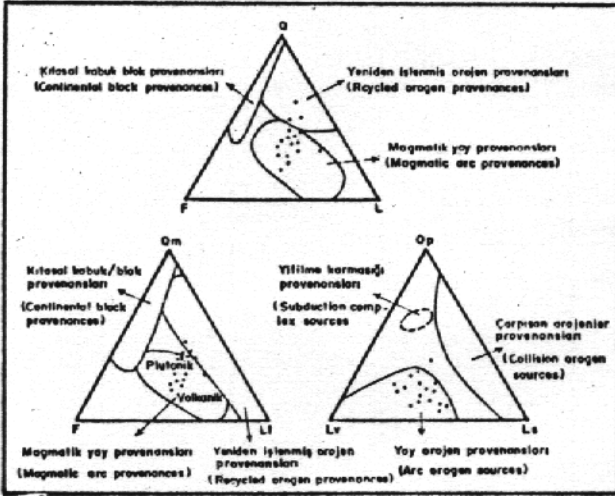


Şekil 5. inceleme alanı kumtaşlarının petrografik sınıflandırılması

Fig. 5. Petrographical classification of the investigated area.

Klastik petrofasiyeleri ayırmak için Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in standart üçgen diyagramlarından yararlanılmıştır. Bu amaçla kumtaşlarının ince kesitlerinde modal analiz yöntemleriyle her bileşenin yüzdeleri belirlenerek yukarıda adı geçen araştırmacıların üçgen diyagramlarına uygulanmıştır. QFL ve QmFLt diyagramlarında noktaların % 83'ü magmatik yay provenansı, % 17'si rösiklik orojen provenansı alanında bulunmaktadır. QpLvLs diyagramında da noktaların % 95'i yay orojen kaynaklarında, % 5'i ise karışık kaynaklar alanında (Şekil 6).

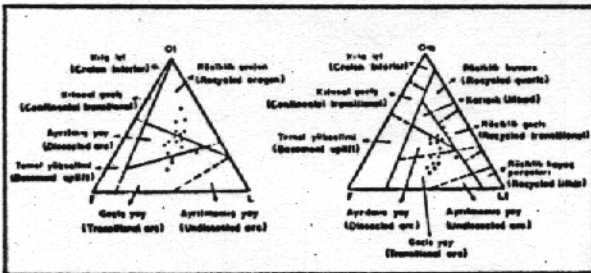
Geçiş provenansı alanlarını saptamak amacıyla da Dickinson ve diğ. (1983) ile Dickinson (1985)'in stan-



Şekil 6. İnceleme alanı kumtaşlarının tectonosedimanter sınıflaması (Dickinson ve Suczek, 1979)

Figure 6. Tectonosedimentary classification of the investigated area sandstones (Dickinson and Suczek, 1979)

dart üçgen diyagramları kullanılmıştır. QFL diyagramında noktaların % 35'i rösiklik erojen, % 42'si ayrılmış yay, % 23'ü geçiş yay alanındadır. QmFL diyagramında ise % 17'si rösiklik geçiş, % 10'u karışık, % 20'si ayrılmış yay ve % 47'si geçiş yay alanına düşmektedir (Şekil 7).



Şekil 7. İnceleme alanı kumtaşlarının geçiş provenansları (Dickinson ve diğ., 1983)

Figure 7. Transitional provenance of the investigated area sandstones (Dickinson et al., 1983)

Kumtaşı adlandırma ve klastik petrofasiyes üçgen diyagramlarında plutonik kökenden oluşan kuvarslı feldispatik, volkanoplutonik kökenden oluşan litofeldispatik ve volkanoklastik kökenden oluşan feldispatik litik petrofasiyelerine ait yay önü (fore-arc) kumtaşlarının varlığı ortaya çıkmaktadır.

Eosen öncesinde Anatolid/Torid ile Pontid levhası çarpışmıştır. Bölgede yer alan Eosen yaşlı kayaçların daha yaşlı tektono-stratigrafik birimleri açısız uyumsuzlukla örtmesi çarpışmanın sona erdiğini göstermektedir. Eosen'de düşey hareketler etkili olmuş ve bunun sonucunda Miyosen yaşlı birimler daha yaşlı birimlerin üstüne

uyumsuzlukla gelmiştir (Yılmaz, 1985).

İnceleme alanının güneyinde bulunan Munzurlar ve Kemah yönünden deniz ilerlemesi olmuştur. Bazı alanlarda da denizle bağlantısı olan lagünler gelişmiştir. Bu ortalama kuzey-güney yönünde çoğunluğu magmatik yay daha az olarak rösiklik provenanslardan türeyen materyaller taşınmıştır.

SONUÇLAR

Karacaören formasyonu kumtaşlarını oluşturan üç ana bileşenin miktarları birbirine yakın değerler verir. Folk ve diğ. (1970) ve Travis (1970)'in kumtaşı sınıflamalarına göre kuvarslı kumtaşı, litik arkoz ve feldispatik litarinit adını alırlar. Kumtaşları Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in klastik petrofasiyes sınıflamalarında magmatik yay provenanslarından türemiştir. Dickinson ve diğ. (1983) ile Dickinson (1985)'in geçiş petrofasiyes sınıflamalarında ise ayrılmış yay ve geçiş yay provenanslarının varlığı görülmektedir.

Kumtaşlarında ağır mineral olarak klorit, opak mineraller, biyotit, muskovit, piroksen ve amfiboller saptanmıştır. Bunlar inceleme alanının kuzey ve güneyinde yer alan magmatik provenanslardan türemiştir.

Formasyonda simektit, simektit-kaolinit, kaolinit, illit ve klorit gibi kil mineralleri belirlenmiştir.

Bütün bu verilerden kumtaşlarının magmatik yay provenanslarından türeyen yay önü (fore-arc) kumtaşları olduğu sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çizimlerdeki katkıları nedeniyle Teknik Ressam Veli KAYAOĞLU (C.Ü.)'na teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Aktimur, T.H., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının jeolojisi: M.T.A. derg., 111, 25-37.
- Arpat, E., ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: T.J.K. Bült., 18/1, 91-101.
- Atalay, Z., 1986, Erzincan yöresi Miyosen yaşlı kayaçların stratigrafik ve sedimentolojik incelemesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yük. Lis. Tezi, 144s (Yayınlanmamış).
- Ataman, G., Buket, E., ve Çapan, U.S., 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu bir paleobenioff zonu olabilir mi.: M.T.A. derg., 84, 112-118.
- Barka, A., 1984, Kuzey Anadolu fay zonundaki bazı Neojen-Kuvaterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi: T.J.K. Bildiri özetleri, s 39-41.
- Baykal, F., 1953, Çimen ve Munzur Dağları mıntıkasında jeolojik etüdlr: M.T.A. Rap. No: 2058 (Yayınlanmamış).
- Buket, E., ve Ataman G., 1982, Erzincan-Refahiye ultra-

mafik ve mafik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri: *Yerbilimleri*, 9, 5-18.

Dickinson, W.R., and Suczek, C.a., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: *A.A.P.G. Bull.*, 63, 2164-2182.

Dickinson, W.R., 1982, Composition of sandstones in circum pasific subduction complexes and fore-arc basins: *A.A.P.G. Bull.*, 66, 121-137.

Dickinson, W.R., Beared, L.S., Brankenrdge, G.R., Erjavac, J. A., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phnerozoic sandstone in relation to tectonic setting: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 222-235.

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. In: *Provenance of Arenites* (ed. by G.G. Zuffa), p. 333-361, NATO ASI Series C, Vol. 148, Reidel Dordrecht.

Flok, R.L., Andrews, P.B., and Lewis, D.W., 1970, Detrital seclimentary rock classification and nomenclature for use New Zeland : *N.Z.J. Geol. Grops.*, 12.

Gökçen, S.L., 1974, Erzincan-Refahiye Bölgesi sedimanter jeolojisi 1. olistolit, türbidit ve olistostrom fasiyeleri: *H.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Derg.*, 4, 179-205.

Irlitz, W., 1972, Lithostratigraphie und tectonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien: *Beihefte zum geologischen Jahrbuck*, Heft 120.

Özgül, N., 1981, Munzur Dağlarının jeolojisi: *M.T.A. Rap. No: 6995* (Yayınlanmamış).

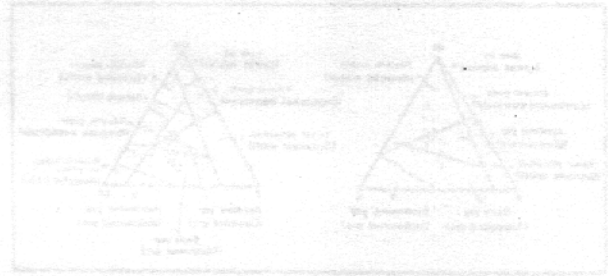
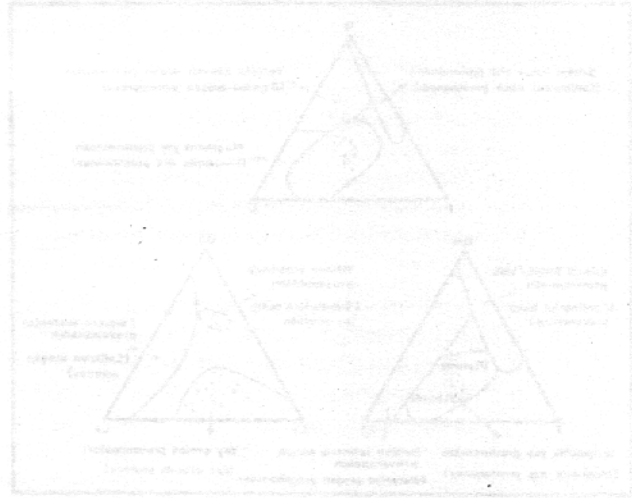
Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu fay zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler: *Yerbilimleri*, 4, 1-2, 201-236.

Travis, R.D., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks: *A.A.P.G. Bull.*, 54, 1095-1107.

Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S.Z., ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri: *Doğa*, 15, 225-245.

Van Andel, T.J.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous Paleocene and Eocene sandstone of Western Venezuela: *A.A.P.G. Bull.*, 42, 734-763.

Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi : *T.J.K.*, c. 28, 79-92.



KELES (BURSA) LİNYİT AÇIK OCAK İŞLETMESİNDE MİYÖSEN YAŞLI İSTİFİN STRATİGRAFİK, SEDİMANOLOJİK VE TEKTONİK İNCELEMESİ

STRATIGRAPHICAL, SEDIMENTOLOGICAL AND TECTONIC STUDY OF THE MIOCENE SEQUENCE IN KELES (BURSA) OPEN-PIT LIGNITE MINE

Abdurrahim ŞAHBAZ Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Beytepe Ankara

Sezayi GÖRMÜŞ Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Beytepe Ankara

ÖZ : İnceleme alanı Keles (Bursa) linyit açık ocak çevresini kapsamaktadır. Bu bölgede; Uludağ Masifine ait temel kayalar ile Miyosen yaşlı, ekonomik potansiyelde kömür damarları içeren, epiklastik, piroklastik kayalar ve kireçtaşlarından oluşan bir istif yüzeylenmektedir. Yaklaşık 150m. kalınlığındaki istifin, stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik incelenmesi ile çökme ortamı ve havzanın paleocoğrafik evrimi açıklanmaya çalışılmıştır. Yapı, doku ve kompozisyon çalışmaları sonucunda, piroklastiklerin farklı zamanlarda faaliyette bulunan güneyindeki volkanik aktivite ile, çakıl-kil boyu bileşenlerin akarsularla, kireçtaşlarının ise kimyasal olarak oldukça sığ bir göl ortamında çöktüğü belirlenmiştir. Paleokantı yönü ölçümleri ve petrografik analiz çalışmaları, havza kırıntılı çökellerinin provenansının, bölgenin kuzeyinde yer aldığını göstermektedir.

Diğer taraftan istiftaki kayalarda gelişmiş olan kırıklı yapılar da istatistiksel değerlendirilerek bu yapıların bölgenin tektonik rejimi içinde yaklaşık N-S yönlü gerilme kuvvetinin etkisi altında gelişebilecekleri belirlenmiştir.

ABSTRACT The area of study covers the Keles (Bursa) open-pit lignite mine and its close vicinity. In the region, the principal rock units consist of the basement rocks of the Uludağ Massif and the sedimentary sequence of Miocene age, formed by epiplastic and pyroclastic rocks, and limestones including lignite veins of economic importance. It is aimed to determine the depositional environment and explain the paleogeographical evolution of the basin through a detailed stratigraphical, sedimentological and tectonic study of this approximately 150 m. thick sequence. At the end of the various studies on structural, textural and compositional characteristics, it has been determined that, pyroclastics have deposited as a result of volcanic activity in the south at different times; gravel-clay size material has been transported by rivers, whereas limestones have deposited in a quite shallow lacustrine environment by chemical activity. Parent rocks of the detritic material in the basin are determined to be situated in the north, and it has been concluded that their origin is the rocks cropping out in this region through petrographical analyses and paleocurrent measurements.

On the other hand, it has been found as a result of statistical evaluation of the fractures developed in the rock units of the sequence, that the region had been subjected to an approximately N-S tensional stress field.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Bursa iline bağlı Keles ilçesi, Harmanalan ve Bıyıklı köyleri ile linyit açık ocak çevresini kapsamaktadır (Şekil 1). Bu bölgede Tersiyer öncesi yaşlı metamorfik kayalar (temel kayalar) ile Miyosen yaşlı kırıntılı kayalar, piroklastikler ve kimyasal kökenli kireçtaşları yüzeylenmektedir. Miyosen yaşlı kayaların tabanında 1-35 m. kalınlıkta linyit kömürü yer almaktadır.

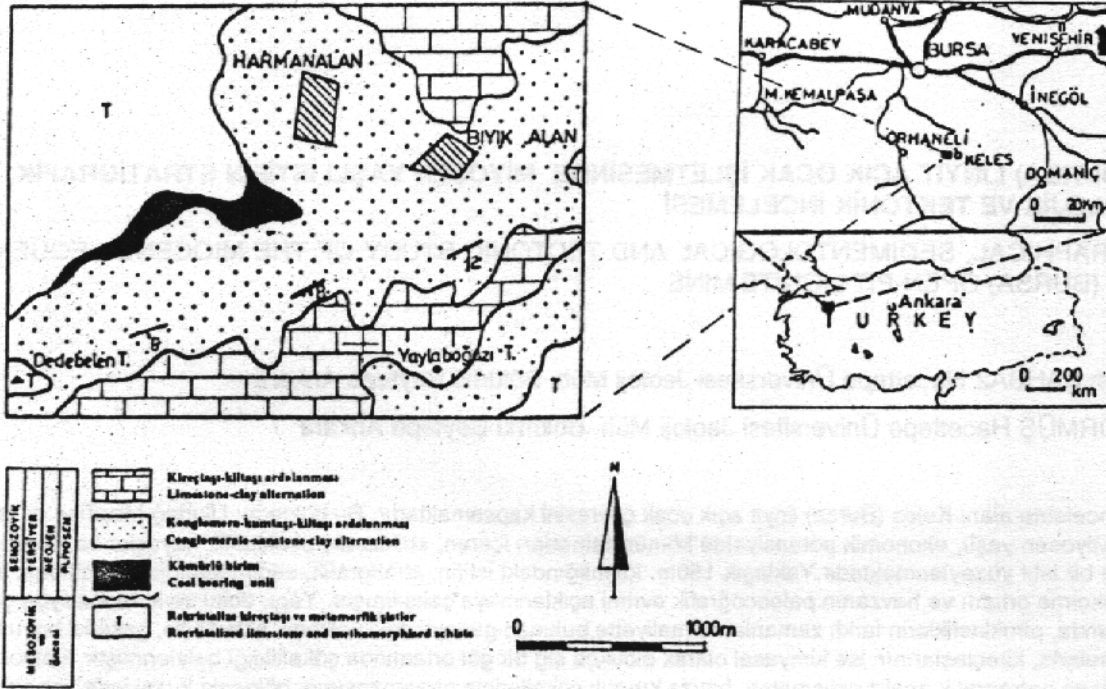
Çalışmanın amacı; ekonomik rezervde kömür içeren bu sedimanter - volkanosedimanter istifin stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik özelliklerini belirleyerek bölgenin paleocoğrafik evrimini açıklamaktır.

İnceleme alanını doğrudan ilgilendiren sondajlı jeolojik araştırma Umay'a (1979) aittir. Bunun dışında ya-

kın çevrede Nebert (1960), Yalçın (1980), Bayraktar ve Altınay (1985), Yiğitel, vd., (1989) tarafından kömür prospeksiyonu, sondajı ve fizibilitesi konularında yayınlanmış raporlar mevcuttur.

STRATİGRAFİ

Keles ilçesi batısında, doğu-batı doğrultusunda dar bir oluk içerisinde yüzeylenen, inceleme alanı tortul istifi Miyosen yaşlıdır (Umay, 1979). Bu istif çökme havzasının taban topoğrafyasını oluşturan paleozoyik yaşlı (Öztunalı, 1967) mikaşist ve kuvarsitler ile stratigrafik olarak bunlardan daha genç olan rekrystalize kireçtaşları (Uludağ Masifi) üzerine uyumsuz olarak gelir. "Temel kayalar" olarak da adlandırılan bu Senozoyik öncesi yaşlı kayaların incelenmesi, çalışmanın konusu dışında olduğu için ayrıntılı olarak incelenememiştir.



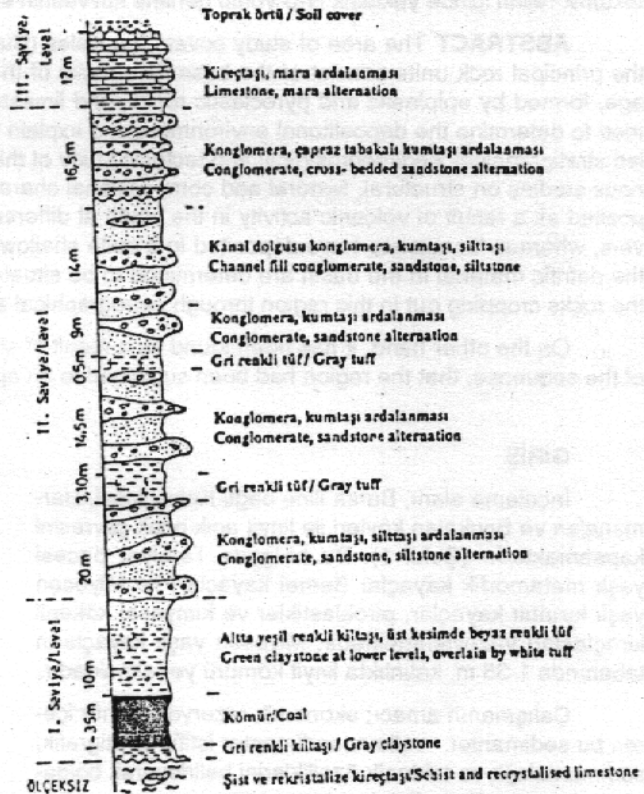
Şekil 1 : İnceleme alanının bulduru ve jeoloji haritası Figure 1 : Location and geological map of the study area

İnceleme alanındaki toplam kalınlığı 100-150 m. arasında değişen tortul istif, arazi gözlemlerine göre üç seviyeye ayrılarak incelenmiştir (Şekil 2).

Tabanda gri renkli kilttaşları ile başlayan birinci seviye, kalınlığı 1-35 m. olan kömür zonu ile devam eder. Bu seviyenin üst kısmı, 10 m. kalınlığında, yer yer gevşek tutturulmuş, polijenik çakıl bileşenli bantlar içeren, bol serisitli, yeşil renkli kilttaşları ile sona erer. Birinci seviye içerisinde gözlenen piroklastikler ise; kalınlığı 1-3 m. arasında değişen beyaz renkli tüflerdir.

Kömürlü birimi, yaklaşık 78 m. kalınlığa sahip, değişik seviyelerde gri renkli tüflerin gözlemlendiği konglomera-kumtaşı-kilttaşları ardalanması üstlemektedir (II. seviye). Bu ardalanmalı istifin alt-orta kesimlerindeki konglomeralar, genellikle kanal dolgusu şeklinde gözlenmekte olup, bileşenleri polijenik, tane boyları cm.-dm. arasında, tane şekli yarı yuvarlak ve az pekişmiştir. Konglomeralar, kirli sarı renkli, gevşek, kaba taneli kumtaşları ve silttaşları ile ardalanmalıdır.

Ardalanmalı istifin üst kesimlerinde gözlenen konglomeralar ise, alt ve orta seviyelerde gözlenenlerden daha farklıdır. Bu kesimlerdeki konglomera tabakaları kanal dolgusu şeklinde olmayıp yanall yönde devamlıdır. Tabaka kalınlıkları 0.5-3.0 m. arasında değişir. Konglomeralar arasındaki kumtaşları, tekne ve kama



Şekil 2 : Keles Linyit Açık Ocağı İşletmesi ve yakın çevresinin ölçülmüş stratigrafik kesiti

Figure 2 : Measured stratigraphical section of the Keles Open-Pit Lignite mine and its close vicinity.

şeklinde metrik çapraz tabakalıdır. Konglomera tabakalarının tabanları çoğu kez erozyonel dokunaklıdır. İstifte yer alan konglomeratik çökellerin çakıl boyu bileşenlerini bolluk sırasına göre rekristalize kireçtaşı, kuvarsit, şist ve serpantin parçaları oluşturmaktadır.

Bölgede yüzeylenen Miyosen yaşlı istifin en üst kesimini kimyasal kökenli, bol çatlaklı, sarı-beyaz renkli, küçük karstik boşluklu kireçtaşları ile bunlarla ardalanmalı olarak bulunan gri-yeşil renkli marnlar oluşturur (III. seviye).

İnceleme alanındaki genç ve yaşlı kayalar orman ve tarıma elverişli gri-siyah renkli genç toprak ve alüvyon ile uyumsuz olarak örtülür.

SEDİMANTOLOJİ

İnceleme alanı tortul istifi kırıntılarını taşıyan ajanın cinsi ve bu kırıntıların çökeldiği ortamı belirlemek için yapısal ve dokusal özellikler birlikte değerlendirilmiştir.

Sedimanter Yapılar

İnceleme alanı kırıntılı istifinde göze çarpan en önemli sedimanter yapılar; flüviyal ve göl çökellerinde sıkça rastlanan kanal dolguları, tekne ve kama türünde çapraz tabakalanma ve tane yönelmesidir.

Kanal Dolguları: Miyosen yaşlı kırıntılı istifin üst seviyelerinde, kumlu ve siltli-killi litolojiler içinde gözlenen kanal dolguları, enine kesitlerde 0.5-2.0 m. derinlikte (kalınlıkta); birkaç metre genişlikte, boyuna kesitte birkaç on-yüz metre devamlılıkta izlenebilen merceksi görünümlü konglomeratik oluşumlardır. Kanal eksen doğrultuları havza kenarına dik yada dike yakın konumlu olup, ölçüm yapılabilen yedi tanesinde NW-SE ve N-S doğrultuları belirlenmiştir.

Çapraz Tabakalanma: Harmanalanı açık ocak şevlerinde az pekişmiş kumlu oluşuklarda daha çok tek-nemsi, kanal dolgusu konglomeralar içerisindeki seviyelerde de kama türü çapraz tabakalanmalar çok yaygındır. Kanal içi ve kanal dışı çökellerde ölçülen taşınma yönleri farklı doğrultular göstermekle birlikte hakim doğrultu N-S olarak saptanmıştır.

Tane Yönlenmesi: İstifin değişik seviyelerinde yer alan konglomeralara ait çakıl bileşenlerin zahiri uzun eksen doğrultuları bu oluşumları çökeltin akıntının akış doğrultusuna dik pozisyonda düzenlenmelerini sağlaması bakımından en az diğer yapılar kadar önemlidir (Sengupta, 1966). Bu nedenle inceleme alanındaki kırıntılı istifte önemli bir yer tutan (II. seviye'de %40) konglomeralarda gözlenen tane yönelmesi ölçüm sonuçlarında önceki bulgularımızı desteklemektedir. 275 çakılda yapılan ölçümlerde NW-SE ve NE-SW doğrultuları belirlenmiştir.

Yapılan haritalama ve kesit ölçümleri sırasında slump ve slide türü yapılarla rastlanamamıştır. Bununla birlikte, inceleme alanında büyük sorun yaratan güncel heyalan olayları kısmen tektonik, kısmende litolojik kontrollü olarak devam etmektedir (Kulaksız v.d., 1990).

Dokusal Özellikler

İnceleme alanında yüzeylenen epiklastik kayalar konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kiltası özelliğindedir. Konglomera bileşenlerinde gözlenen tane yönelmesi makroskobik ölçekte olduğu için yapısal özellikler bölümünde verilmiştir. Silt ve kilttaşlarında ise mikrolamina-lanma dışında dokusal bir özellik belirlenememiştir.

İncelenmiş kumtaşları incekesit örneklerinde tane boyu dağılımı eğrileri çizilerek (Şekil 3) bu örneklerin tane boyu (Mz), grafik skivnes (Skı), boylanma ve grafik kurtosis (basıklık, kg), değerleri Tablo 1'de verilmiştir. Buna göre; kumtaşları orta-ince kum boyunda, orta derecede iyi boylanmış, simetrik, mezokürtik özelliklere sahiptir (Folk, 1968).

Tablo 1 : İnceleme alanı kumtaşlarının tane boyu istatistik parametreleri

Table 1 : Grain size statistical parameters of sandstone in the study area

Örnek No	İSTATİSTİKSEL PARAMETRELER					(Ø) CİNSİNDEN % DEĞERLER					Mikron %C %M	
	Mz	Skı	Skı	Kg	5	16	25	75	84	95	1	50
K2-5	.967	.766	-.08	.92	-.1	.1	.4	1.6	1.8	2.3	1750	300
K2-8	2.3	.900	-.09	1.17	.6	1.6	2.0	3.2	3.4	3.9	1500	200
K2-9	1.4	.628	-.65	.91	.6	.8	1.0	2.0	2.2	2.6	1600	300
K2-11	2.03	.773	.51	.85	1.0	1.5	1.8	2.8	3.2	3.7	800	250
K2-13	1.06	.773	.27	1.17	.5	.6	.8	1.8	2.1	2.8	200	550
K2-16	1.67	.537	.23	1.30	1.0	1.4	1.6	2.3	2.5	3.1	1150	330
K2-18	1.53	.570	.22	.81	.7	1.1	1.2	2.2	2.5	2.8	1070	290
K2-19	1.5	.685	.11	1.00	.5	1.0	1.2	2.2	2.5	2.9	1500	370
K2-20	1.83	.683	.18	1.28	.8	1.4	1.6	2.5	2.7	3	1150	230
K2-21	1.97	.954	-.48	.94	.2	1.0	1.2	2.6	2.8	3.4	1860	250

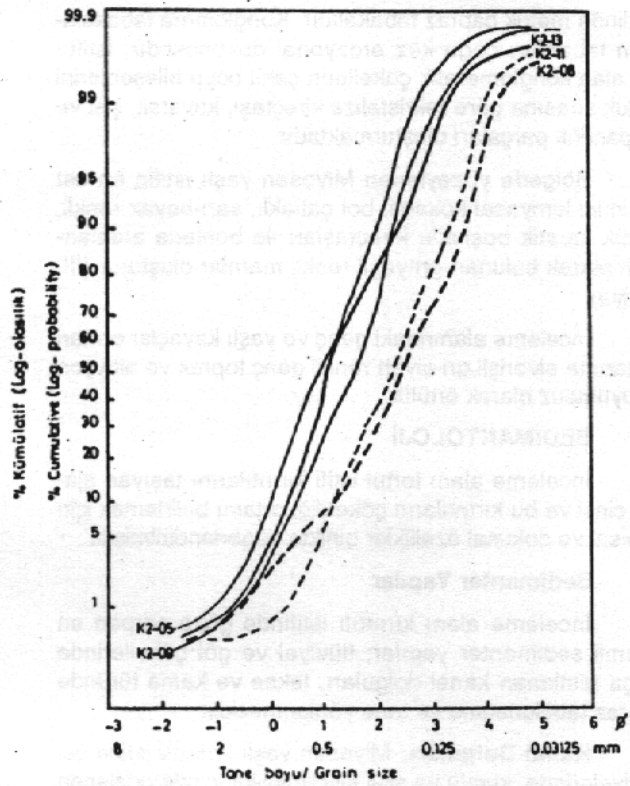
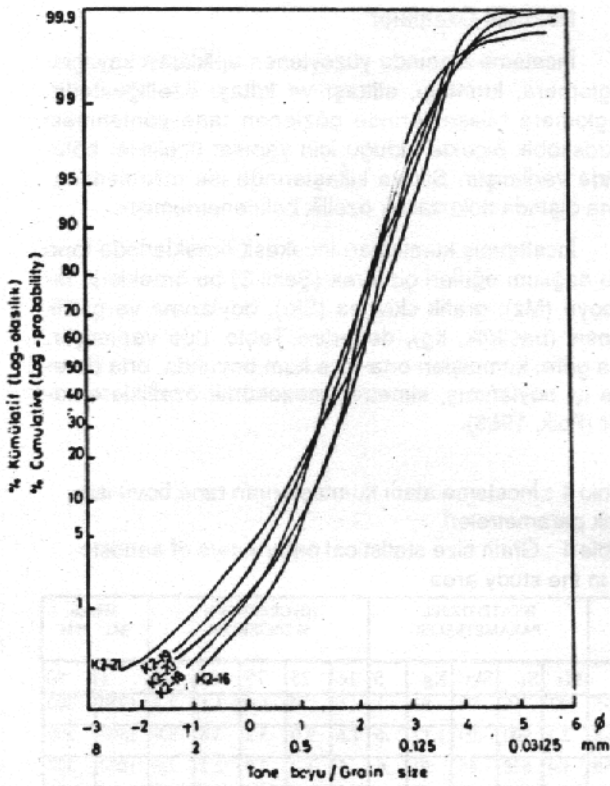
İnceleme alanı kumtaşı örneklerinden 10 tanesinin tane boyu dağılım eğrilerinden elde edilen %1 (C) ve %50 (M) değerleri, CM grafiğine (Passega, 1964) uygulandığında, "Durgun su, göl" ortamını belirleyen bölgede yer aldıkları görülmüştür (Şekil 4). Dokusal çalışmalardan elde edilen bu sonuç, arazi gözlemlerimizi desteklemektedir.

Sedimanter Petrografi

Çalışma alanı istifinin provenans ve kaynak kayalar türlerini saptamak, kaynak bölge ile çökeltme ortamındaki paleoklimatolojik ve paleosedimentolojik koşulları incelemek amacıyla konglomera, kumtaşı ve kireçtaşlarında mineralojik, petrografik ve kil minerallerinde XRD analizleri yapılmıştır. Kil fraksiyonu mineralojisi, jeokimyası ve ortamsal yorumu Bayhan, v.d., 1992'de tartışılmıştır.

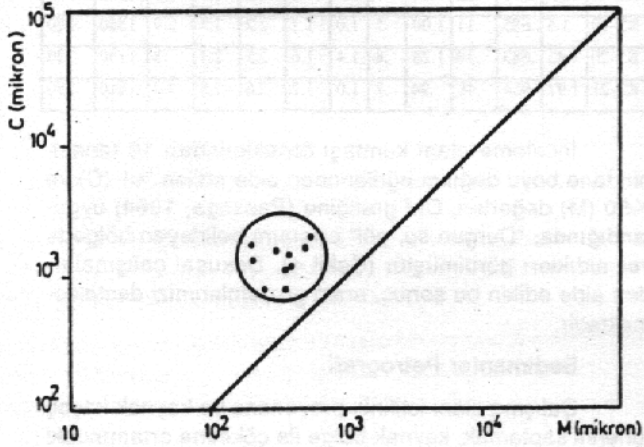
Konglomera bileşenleri için yüzde ağırlık olarak yapılan mineralojik incelemede, bolluk sırasına göre serpantin, kuvarsit, çört, kireçtaşı, şist, mermer çakıl bileşenleri saptanmıştır.

Kumtaşlarında yapılan nokta sayım sonuçlarına göre; monokristalen kuvarslar, polikristalen kuvarslardan,



Şekil 3 : İnceleme alanı kumtaşlarının tane boyu dağılım eğrileri

Figure 3 : Grain-size distribution curves of sandstones in the study area.



Şekil 4 : İnceleme alanı kumtaşı örneklerinin CM diyagramı

Figure 4 : CM diagram of the sandstone samples of the study area

volkanik kayaç parçaları metamorfik ve sedimanter kayaç parçalarından, daha fazla sayılmıştır. İncelenen örneklerde plajiyoklaz ender yada hiç gözlenememiş olup, feldspatların tamamı ortoklaz bileşimindedir (Tablo 2). Tali bileşen olarak, muskovit, biyotit ve klorit türü mika mineralleri gözlenmiştir. Bağlayıcı malzeme kalsit çimen-

Table 2 : İnceleme alanı kumtaşı örneklerinin petrografik analiz sonuçları
Table 2 : Result of petrographical analyses of sandstones in the study area
L (met), Metamorfik kayaç parçası/Metamorphic rock fragments
L (vol), Volkanik kayaç parçası/Volcanic rock fragments
L (sed), Sedimanter kayaç parçası/Sedimentary rock fragments
F, Feldispat/Feldspar
Qm, Mono kuvars/Monocrystalline quartz
Qp, Polikristalin kuvars/Polycrystalline quartz
Mika/Mica, Tali bileşen/Accessory mineral, Bağlayıcı malzeme/Matrix and cement

Kesit No	BİLEŞENLER								
	L(Met)	L(Vol)	L(Set)	F	Qm	Qp	Mika	Tali Bil.	Bağ. Mal.
K2-05	30	96	38	44	54	18	20	18	82
K2-08	24	94	46	40	70	25	12	11	210
K2-09	25	92	44	38	68	28	16	14	75
K2-11	54	100	30	50	70	26	36	20	120
K2-13	26	28	20	48	60	20	56	16	200
K2-16	20	100	42	35	55	15	35	10	75
K2-18	45	69	20	40	70	20	13	12	111
K2-19	37	55	50	30	70	23	25	18	92
K2-20	50	90	43	38	62	32	12	20	78
K2-21	38	77	41	36	58	17	10	16	107

to olup, az miktarda kil matrisi de mevcuttur. İncelenen kumtaşı örnekleri grovak olarak adlandırılmıştır (Andel, 1958).

İstifte, I. seviye içerisinde gözlenen tüfler beyaz renkli ve ince taneli, II. seviyede gözlenenler ise gri renkli olup kaba taneli kristal tuf bünyesinde dir.

İnceleme alanı istifinin en üst seviyelerini oluşturan kireçtaşları ise arazi tanımlamalarına göre görsel kireçtaşı görünümünde olup, mikroskopik inceleme sonucunda kireçtaşı örneklerinin mikritik (Folk, 1959, 1962) özellikte oldukları belirlenmiştir.

Konglomeralarda makroskobik, kumtaşı, kireçtaşı ve tüflerde incekesit, kilitaşlarında XRD analizi sonuçlarına göre; inceleme alanı provenansını, bölgenin kuzeyinde yer alan Uludağ, Orhaneli Masiflerini oluşturan asidik-bazik plutonik ve metamorfik kayalar ile güneydeki, farklı evrelerde püsküren volkanikler oluşturmaktadır.

YAPISAL JEOLJİ

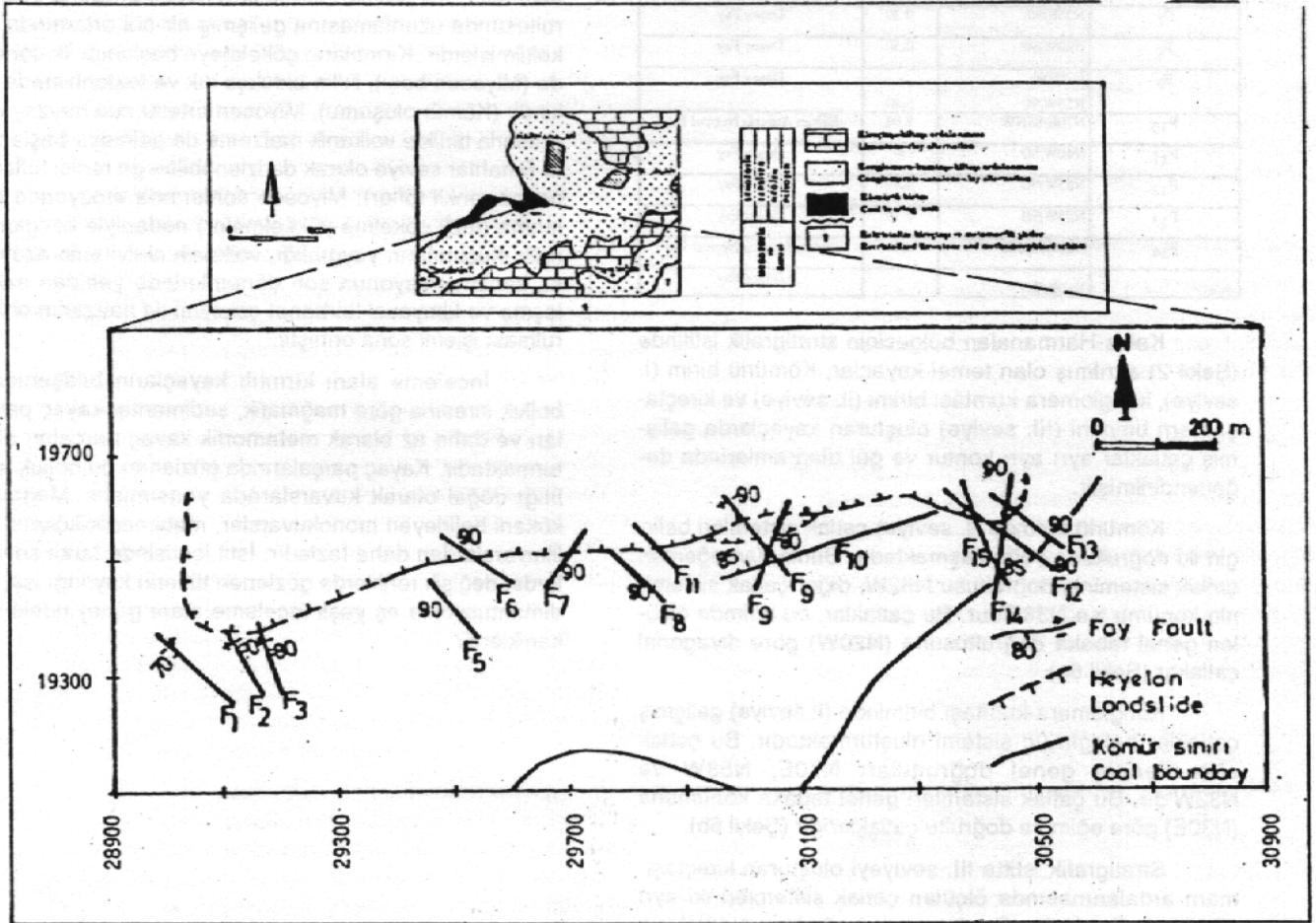
Giriş bölümünde değinildiği gibi, Keles-Harmanalan kömür havzasında, kömür seviyelerinin de içinde yer aldığı Neojen yaşlı sedimanter kayaların çökeldiği havzayı, Mesozoyik öncesi yaşlı temel kayaları (Metamorfik şistler, kristalize kireçtaşları ve serpantin) sınırlamaktadır. Yaklaşık E-W doğrultusunda uzanan bu havzanın

gelişiminde, Batı-Anadolu'da etkin olan yaklaşık NNW-SSE yönlü gerilme tektoniği sonucunda gelişen grabenleşme etkili olmuştur.

İnceleme alanı içerisindeki, Keles-Harmanalan bölgesinde sürdürülmekte olan linyit açık ocak faaliyetlerini etkileyen kütleli hareketlerin nedenlerinin ortaya konulabilmesi amacıyla, bölgede yer alan kayalarda gelişmiş olan çatlak ve faylar ayrı ayrı ölçülmüş ve istatistiksel olarak değerlendirilmiştir

Faylar

Keles-Harmanalan bölgesinde yapılan arazi çalışmaları sonucunda, açık ocak çevrelerinde, bölgedeki kütleli hareketlerin oluşumunda etkili olan değişik özellikteki fayların konumları ölçülmüş ve 1/10000 ölçekli yapısal jeoloji haritasında gösterilmiştir (Şekil 5). Açık ocak çevrelerinde gözlenen faylar NW-SE ve NE-SW doğrultulu faylar olarak gruplandırılabilir. Bunlardan NW-SE doğrultulu fayların genel doğrultuları N30-55W olup, eğim açıları 70°-90°dir. NE-SW doğrultulu faylar N20-25E (F7 ve F9), N70E (F10) ve N10E (F15) doğrultulu ve eğim açıları 90°dir. Belirlenen tüm bu faylar eğim atımlı nor-



Şekil 5 : İnceleme alanının yapısal haritası

Figure 5 : Tectonic map of the study area

mal fay ve düşey fay özelliklerini taşımakta, dikey atımlı- larında 0.40-5.00 m. arasında değişmektedir (Tablo 3).

Çatlak Sistemleri

Keles-Harmanalan bölgesinde Tablo 3'de özellikleri belirtilmiş ve yapısal jeoloji haritasında gösterilmiş olan fayların dışında, bölgenin gelişiminde etkili olan tektonik hareketlere bağlı olarak gelişmiş çatlak sistemleri, açık ocak şevlerinde fayların gözlemlendiği lokasyonların çevresinde ölçülmüş ve seviyelere göre gruplandırılmış- tır. Diğer taraftan ölçümü yapılan çatlaklar çoğunlukla kil ve kalsit dolgu olup, kazı işlemlerindeki patlamalardan etkilenmemişlerdir.

Tablo 3 : İnceleme alanında belirlenen faylar ve özellikleri
Tablo 3 : Faults determined in the study area, and their characteristics.

Lokasyon No	Konum	Dikey Atılım	Fayın Türü
F ₁	N50W/70SW	1.30	Eğitim Atımlı Normal Fay
F ₂	N30W/70NE	2.00	Eğitim Atımlı Normal Fay
F ₃	N15W/80NE	5.00	Eğitim Atımlı Normal Fay
F ₅	N40W/90	-	Düşey Fay
F ₆	N40W/90	-	Düşey Fay
F ₇	N25E/90	0.20	Düşey Fay
F ₈	N60W/90	0.50	Düşey Fay
F ₉	N20E/90	-	Düşey Fay
	N35W/90	5.00	
F ₁₀	N70E/85NW	1.50	Eğitim Atımlı Normal Fay
F ₁₁	N40W/90	-	Düşey Fay
F ₁₂	N55W/90	0.40	Düşey Fay
F ₁₃	N55W/90	0.50	Düşey Fay
F ₁₄	N20W/85NE	0.50	Eğitim Atımlı Normal Fay
F ₁₅	N10E/90	-	Düşey Fay

Keles-Harmanalan bölgesinin stratigrafik istifinde (Şekil 2) ayrılmış olan temel kayalar, Kömürlü birim (I. seviye), konglomera-kumtaşı birimi (II. seviye) ve kireçtaşı-marn birimini (III. seviye) oluşturan kayalarda gelişmiş çatlaklar ayrı ayrı kontur ve gül diagramlarında değerlendirilmiştir.

Kömürlü birimde (I. seviye) çatlak sistemleri belirgin iki doğrultuda yoğunlaşmaktadır. Bunlardan eğemen çatlak sisteminin doğrultusu N32W, diğer çatlak sisteminin konumu ise N38E'dir. Bu çatlaklar, bu birimde ölçülen genel tabaka doğrultusuna (N20W) göre diyagonal çatlaktır (Şekil 6a).

Konglomera-kumtaşı biriminde (II seviye) gelişmiş çatlaklar belirgin üç sistemi oluşturmaktadır. Bu çatlak sistemlerinin genel doğrultuları N70E, N58W ve N32W'dir. Bu çatlak sistemleri genel tabaka konumuna (N30E) göre eğim ve doğrultu çatlaklarıdır (Şekil 6b).

Stratigrafik istifte III. seviyeyi oluşturan kireçtaşı-marn aralanmasında ölçülen çatlak sistemleri iki ayrı yönde gelişmiştir. Bunların doğrultuları N40W ve N70E'dir. Bu çatlak sistemleri genel tabaka konumuna

(N40W ve N65E) göre doğrultu ve diyagonal çatlaklarıdır (Şekil 6c).

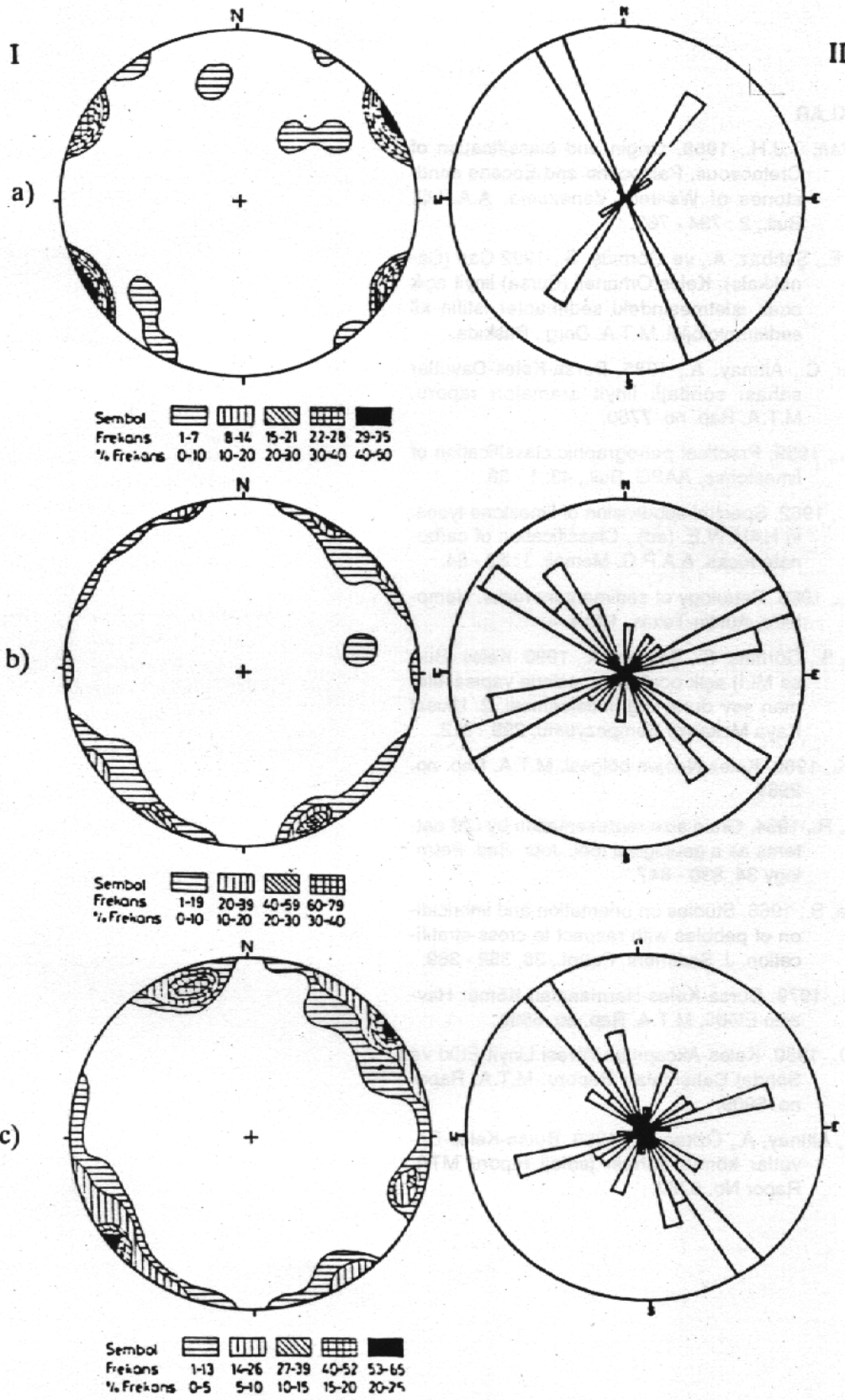
Litolojik birimler esas alındığında, bu birimlerden konglomera-kumtaşı ile kireçtaşı-kiltaşı seviyelerinde gelişmiş çatlakların genel konumlarında paralellik görülmektedir. Ancak kömürlü birimde gelişmiş çatlak sistemleri ise büyük konum değişikliği göstermektedir. Bu durum birimlerin farklı mekanik özelliklere sahip kayalardan oluşmuş olmasına bağlanmıştır.

Sonuç olarak, bölgenin tektonik rejimi içinde, yaklaşık N-S yönlü gerilme kuvvetinin etkisi altında gelişen N30W doğrultulu çatlaklar tansiyon çatlakları olup, diğer çatlak sistemleri ise yaklaşık kesme çatlakları olarak gelişmiştir.

YORUM VE SONUÇ Keles-Bursa güneyindeki linyit açık ocak işletmesinde yer alan kırıntılı kayaların stratigrafik, sedimantolojik, sedimenter petrografik ve yapısal jeolojik incemesi yapılarak, kırıntılı malzemenin provenansı, taşıyıcı ajan, çökeltme ortamı ve incelenen alanın jeolojik evrimi çıkarılmaya çalışılmıştır.

İncelenen alan içerisinde en çok 150 m. kalınlığa ulaşabilen kırıntılı istif, genelde akış doğrultusu N-S olan akarsuların taşıdıkları kırıntılarla doldurulmuş, E-W doğrultusunda uzunlamasına gelişmiş bir göl ortamında çöktürülmüştür. Kırıntılarının çökeltmeye başladığı ilk dönemde (Miyosen başı), iklim oldukça ılık ve tektonizmada sakin (Kömür oluşumu). Miyosen ortalarında havzaya-kırıntılarla birlikte volkanik malzeme de gelmeye başlamıştır (anahtar seviye olarak da izlenebilen gri renkli tüfler ile beyaz renkli tüfler). Miyosen sonlarında erozyonda hızlanma (hızlı çökeltme-yükselmeler) nedeniyle konglomeratik oluşumların yaygınlığı, volkanik aktivitenin azalması, sedimantasyonun son dönemlerinde yeniden sakinleşme ve kimyasal karbonat çökeltimi ile havzanın dolurması işlemi sona ermiştir.

İnceleme alanı kırıntılı kayaların bileşenlerini, bolluk sırasına göre mağmatik, sedimenter kayaç parçaları ve daha az olarak metamorfik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Kayaç parçalarında gözlenen bu bolluk farklılığı doğal olarak kuvarslarda yansımıştır. Mağmatik kökeni belirleyen monokuvarslar, metamorfik kökenli polikuvarslardan daha fazladır. İstif içerisinde farklı seviyelerde, değişik renklerde gözlenen tüflerin kaynağı ise, sedimantasyonla eş yaşlı inceleme alanı güneyindeki volkaniklerdir.



Şekil 6 : I, II ve III. seviyede ölçülen çatlak sistemlerinin istatistiksel değerlendirilmesi

Figure 6 : Statistical evaluation of the fractures measured in level I, II and III.

I) Kontur diagramı/Contour diagramı II) Gül diagramı (Doğrultu)/Rose diagramı (Strike)

KAYNAKLAR

- Andel, Van, T.J.H., 1958. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. A.A.P.G. Bull., 2 : 734 - 763.
- Bayhan, E., Şahbaz, A., ve Görmüş, S., 1992 Çan (Çanakkale), Keles Orhaneli (Bursa) linyit açık ocak işletmesindeki sedimanter istifin kil sedimantolojisi. M.T.A. Derg., Baskıda.
- Bayraktar, C., Altınay, A., 1985. Bursa-Keles-Davutlar sahası sondajlı linyit aramaları raporu. M.T.A. Rap. no. 7750.
- Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG. Bull., 43: 1 - 38..
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types: in HAM.W.E. (ed)., Classification of carbonate rocks. A.A.P.G. Memoir. 1 : 62 - 84.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemp-hill's, Austin-Texas, 170 s.
- Kulaksız, S., Görmüş, S., Şahbaz, A., 1990. Keles (Bursa MLI) açık ocak işletmesinde yapısal eleman şev duraylılığı incelenmesi. 2. Ulusal Kaya Mekaniği Sempozyumu, 299 - 312.
- Nebert, K., 1960. Keles Neojen bölgesi. M.T.A. Rap. no. 2989.
- Passega, R., 1964. Grain size representation by CM' patterns as a geological tool. Jour. Sed. Petrology 34, 830 - 847.
- Sengupta, S., 1966. Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification. J. Sediment. Petrol., 36, 362 - 369.
- Umay, S., 1979. Bursa-Keles-Harmanalan Kömür Havzası Etüdü, M.T.A. Rap. no. 6550.
- Yalçın, D., 1980. Keles-Akçapınar Yöresi Linyit Etüd ve Sondaj Çalışmaları Raporu. M.T.A. Rapor no. 6909.
- Yiğitel, I., Altınay, A., Özkan, K., 1989. Bursa-Keles-Davutlar kömür sahası jeoloji raporu MTA. Rapor No. 8767.

HEKİMHAN BASENİNDE KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİNİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALJİSİ VE JEOKİMYASI

Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary Transition at the Hekimhan Basin, Malatya province, Turkey

Hüseyin YALÇIN Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

Ömer BOZKAYA Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

ÖZ : Hekimhan çevresinde litolojik, paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri birbirinden oldukça farklı, fakat stratigrafik olarak süreklilik gösteren Kretase-Tersiyer yaşlı bir istif bulunmaktadır. Üst Kretase marn-killi kireçtaşı, Kretase-Paleosen geçişi kil laminasyonlu dolomitik kireçtaşı, Paleosen ise evaporitik fasiyesi yansıtan jips, dolomit ve kıltaşı ile temsil edilmektedir. Üst Kretase'de kalsit, Al-Fe saponit ve klorit, Paleosen'de dolomit, kalsit, palygorsit, sepiyolit ve Al-Fe saponit en bol bulunan karbonat ve kil mineralleridir. Sr, Zr, Ni ve Co miktarları Kretase-Paleosen geçişinde belirgin bir anomali vermektedir.

ABSTRACT : The Cretaceous-Tertiary sequence were found in the Hekimhan surroundings. The lithologic, paleontologic, mineralogic and geochemical faetures of this sequence are fairly different, but there is a continuity as stratigraphic. The Upper Cretaceous consists of clayey limestone-marl. The Cretaceous-Paleocene transition is formed of dolomitic limestone with clay lamination. The Paleocene contains gypsum, dolomite and claystone representing the evaporitic facies. Calcite, Al-Fe saponite and chlorite in the Cretaceous, and dolomite, calcite, palygorskite, sepiolite and Al-Fe saponite in the Paleocene are the most abundant carbonate and clay minerals. Sr, Zr, Ni and Co amounts give a clear anomaly in the Cretaceous-Paleocene transition.

GİRİŞ

Alvarez ve diğ. (1980) tarafından ortaya atılan meteor çarpması hipotezinden sonra çeşitli disiplinlerden çok sayıda araştırmacı Kretase-Tersiyer (K-T) sınırını belirlemeye ve Mesozoyik sonunda canlıların ani yok oluş nedenini açıklamaya yönelik çalışmalarını yoğunlaştırmışlardır. Değişik amaçlı bu çalışmalar asteroid hipotezini destekleyen veya zayıflatan veriler üretmişlerdir.

Malatya kuzeybatısındaki Hekimhan baseninin tümkayaç mineralojisi (Bozkaya ve Yalçın, 1991a ve b), zeolit mineralojisi (Yalçın ve Bozkaya, 1991), jeolojisi (Bozkaya ve Yalçın, 1992) bir bütün halinde ayrıntılı incelenmiş, bu çalışmada ise; K-T sınırının saptanması, asteroid hipotezinin tartışılması ve elde edilen mineralojik verilerin global olarak uygulanabilirliği amaçlanmıştır. Dünya'da yapılan birçok çalışmada görülmüştür ki, Üst Maestrihtiyen bol fosil içermesi nedeniyle kolayca tanımlanabilmektedir. Buna karşın Üst Maestrihtiyen üzerinde uyumlu olarak yer alan, stratigrafik ve tektonik bir uyumsuzluğun gözlenmediği değişik kalınlıklardaki serilerin yaşlandırılması, çok az veya hemen hemen hiç fosil içermemeleri nedeniyle sorun olmaktadır. Paleontolojik verilerin yetersiz olduğu

bu seviyeler ya Üst Kretase'ye ya da üzerinde yer alan fosilli Eosen'e dahil edilmişlerdir. Böyle bir yaklaşımın bölgenin jeolojik tarihçesinin yanlış yorumlanmasına neden olacağı açıktır. Literatür bilgilerinin de ışığında, bu çalışmadan elde edilen veriler işaret etmektedir ki, Tetis okyanus kuşağında (Şengör, 1990) en Üst Maestrihtiyen üzerinde uyumlu olarak yer alan serilerde yapılacak mineralojik ve jeokimyasal araştırmalar ile Kretase-Tersiyer sınırına/geçişine yaklaşımlarda bulunmak mümkün olabilecektir.

MATERYAL VE YÖNTEM

K-T geçişinin gözlemlendiği birimlerde, basenin farklı kesimlerini temsil eden on adet stratigrafik kesit ölçülmüş ve yaklaşık 200 örnek alınmıştır. Örneklerin büyük bir kısmında optik mikroskop (OM), X-ışınları tümkayaç (XRD-TK) ve kil fraksiyonu (XRD-KF) incelemeleri ile kimyasal çözümlenmeler gerçekleştirilmiştir. İnce-kesit petrografisi ile kayaç oluşturan bileşenler ve bunların birbirleriyle olan dokusal ilişkileri tanımlanarak kayaçların adlandırılmaları yapılmıştır. Paleontolojik çalışmalarda ince-kesit ve yıkama tekniği uygulanmıştır.

XRD çözümlenmeleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Rigaku DMAX IIIC

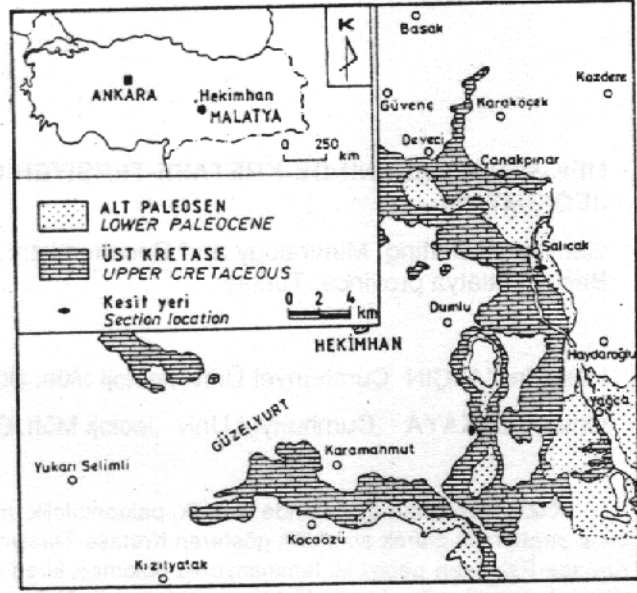
model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. Saptanan minerallerin nitel tanımlamaları ve yarı nicel-yüzdeleri pik şiddetlerinden itibaren Gündoğdu (1982) tarafından kütesel absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt-oranları göz önünde tutularak bulunmuştur. Kil minerallerinin XRD çözümlenmeleri, bunların (001) yansımalarına göre yönlendirilmiş plaketterden aynı kağıt üzerine yapılan kayıtlar (normal, fırınlı ve etilen glikollü) yardımıyla gerçekleştirilmiştir.

Cumhuriyet Üniversitesi jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde karbonat-dışı (rezidüel) fraksiyonları üzerinde yapılan ana (%) ve eser (ppm) element çözümlenmeleri Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba ve Pb elementlerini kapsamaktadır. Bu analizler Carl Zeiss Jena Spekol 11 model Ultra-Viyole Görünür Bölge Spektrofotometre (UV-VIS), Perkin Elmer 2380 model Atomik Absorpsiyon Spektrometresi (AAS) ve Rigaku 3270 model X-ışınları Floresans Spektrometresi'nde gerçekleştirilmiştir. Bağlı hata % oksit biçiminde ifade edilen elementlerde \pm % 2, ppm biçiminde verilen elementlerde ise \pm 1-10 ppm arasındadır. 1000 °C deki ateşte kayıp bir gece kurutulmuş örnek ağırlığının yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Karbonat-dışı fraksiyonunun analize hazırlanmasında çözme işlemi 1N HCl ile yapılmıştır. Çözünmeyen kesim süzülerek 110 °C de kurutulmuş ve bu artık plakete haline getirilerek analiz edilmiştir.

JEOLJİK KONUM VE BİYOSTRATİGRAFI

İnceleme alanında (Şekil 1) Üst Kretase-Alt Miyosen yaşlı, kalınlığı 1200-2000 m arasında değişen konkordan bir denizel istif bulunmaktadır. Bozkaya ve Yalçın (1992) tarafından ayrıntılıyla tanımlanan bu dizilimin temelinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı-dolomitik kireçtaşıdan oluşan karbonat platformu ve Üst Kretase yaşlı tektonik dokunaklı ofiyolitik seri (serpantinleşmiş peridotit, piroksenit, gabro, bazalt ve radyolarit) yer alır. Transgresif bir seri niteliğindeki Üst Kretase istifi, tabanda proksimal türbiditik konglomera ve kumtaşıdan oluşan kırıntılı kayaçlar ve bunlarla yanıl geçişli resifal kireçtaşlarıyla başlamaktadır. Filiş fasiyesindeki tuf arakatlı distal türbiditik volkanojenik kumtaşı-marn ve kireçtaşı-marn ardalanmasıyla devam eden birim, tabanda demir cevherleşmesinin (siderit, manyetit, hematit, limonit, götit) yer aldığı kimyasal kireçtaşı-killi kireçtaşı ile son bulmaktadır. Üst Kretase yaşlı tortullar bazaltik bileşimli volkanik kayaçlar ile kesilmekte olup bu dönemdeki piroklastik kayaçların kaynağını oluşturmaktadır. Alt Paleosen yaşlı kireçtaşı, dolomit, jips, kiltası-marn'dan oluşan evaporitik seriyi Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı biyokimyasal kireçtaşı ve yer yer dolomitler izlemektedir. Sedimanter istif, Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı kimyasal-biyokimyasal killi kireçtaşları ve Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı detritik (kumtaşı, konglomera) ve kimyasal (marn, kireçtaşı) kayaçlar ile son bulmaktadır.

Bu çalışmanın asıl konusunu oluşturan Kretase-

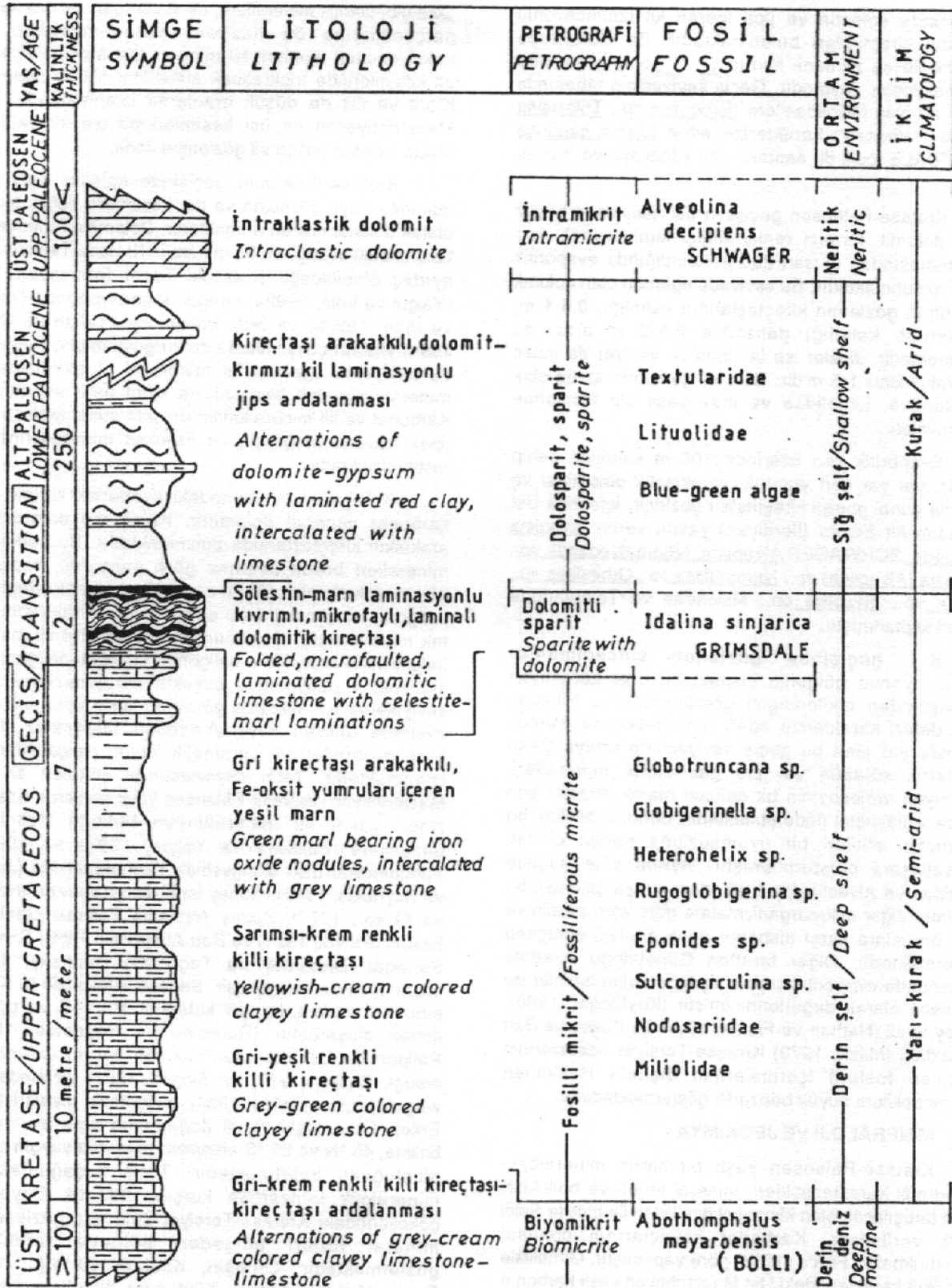


Şekil 1. Hekimhan baseninin basitleştirilmiş yer bulduru ve jeoloji haritası.

Figure 1. Simplified location and geological map of the Hekimhan basin.

Paleosen geçişi en iyi gözlemlendiği Salıcak köyü güneyindeki ölçülü kesitte incelenmiştir (Şekil 2). En Üst Maestrihtiyen 100-600 m arasında değişen kalınlıklara sahip üstte sarı renkli kalın tabakalı kireçtaşı ve altta yeşil renkli ince tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Pelajik fasiyeste çökeltilmiş biyomikrit dokusundaki karbonat kayaçları değişik seviyelerde *Abothomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana bulloides* VÖGLER, *Rosita contusa* (CUSHMAN), *Racemigumbelina* sp., *Globigerinella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. gibi planktonik foraminiferlerden bir veya birkaçını içermektedirler (Bozkaya ve Yalçın, 1992). İnce-kesitlerde neritik ortamdan aktarılmış bentik foraminiferler de tanımlanmıştır. Bunlar, Üst Maestrihtiyen'i karakterize eden *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK in yanı sıra *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Sirtina orbitoidiformis* BRÖNNMANN, *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Smoutina cruysi* DROOGER, *Sulcoperculina* sp., Textularidae, Rotalidae, Nodosariidae'dir. Ayrıca radiolaria ve sünger spikülleri de gözlenmiştir. Ostrakod taramasında ise *Bairdia cymbula* DELTEL ve *Bairdia* sp. fosillerine de rastlanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Üst Maestrihtiyen üzerinde 2 m'lik bir geçiş seviyesi yer almaktadır (Şekil 2). Bu seviye, homojen bir litolojik ve mineralojik özellik sunan gerek Üst Kretase, gerekse Paleosen'den aşağıda değişik paragraflarda değinilecek olan farklı özelliklere sahip olması nedeniyle geçiş seviyesi olarak değerlendirilmiştir. Geçiş



Şekil 2. Hekimhan baseninde Kretase-Tersiyer geçişinin stratigrafik kesiti.
Figure 2. Stratigraphic section of Cretaceous-Tertiary transition at the Hekimhan basin.

seviyesinde sölestin ve jips içeren kil laminasyonlu dolomitik kireçtaşları bulunmaktadır. Bu litolojilerde çökme ile eş zamanlı kıvrım ve mikrofaylanma türü deformasyonlar yaygındır. Geçiş seviyesinin tabanında seyrek de olsa Miliolidae'lere (*Biloculina* sp., *Triloculina* sp.) ve Paleosen'i karakterize eden *Idalina sinjarica* GRIMSDALE fosili de saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Kretase-Paleosen geçişinin üst kesiminde beyaz renkli dolomit, kırmızı renkli kilitaş laminasyonlu jips araldanmasından oluşan 250 m kalınlığında evaporitik bir seri bulunmaktadır. Bu seviyede egemen olan dolomit ve nadiren gözlenen kireçtaşlarının kalınlığı, 0,5-1 m, kilitaşlarının kalınlığı genellikle 0,5-2 m arasında değişmektedir. Jipsler ise laminalı ve yer yer de masif olup kalınlıkları 1-5 m'dir. Bu seri içerisinde az da olsa Textularidae, Lituolidae ve mavi-yeşil alg fosillerine rastlanılmıştır.

Evaporitik seri üzerinde 100 m kalınlığa sahip fosilsiz, yer yer çört yumrulu intraklastik dolomitler ve bunlarla yanıl geçişli kireçtaşları gözlenir. İçlerinde Üst Paleosen-Alt Eosen (İlerdiyen) yaşını veren *Alveolina decipiens* SCHWAGER, *Alveolina (Glomalveolina)* sp., *Alveolina (Alveolina)* sp., *Nummulites* sp., *Orbitolites* sp., *Idalina* sp., *Gypsina* sp., Miliolidae ve Textularidae fosilleri saptanmıştır.

K-T geçişinde gözlenen sinsedimanter deformasyonlar bölgenin kısmen de olsa Laramiyen orojenezinden etkilendiğini göstermektedir. Nitekim, derin denizi karakterize eden Üst Kretase'nin hemen üzerinde yer alan bu geçiş seviyesinde ortaya çıkan milimetrik sölestin ve jips gibi sülfat mineralleri, Laramiyen orojenezinin bir sonucu olarak ortamın son derece sıkıştığını ifade etmektedir. Bununla birlikte, bu orojenezin etkileri bir uyumsuzluğa neden olacak karasallaşma oluşturmamıştır. Ayrıca yine geçişte Miliolidae ve Alveolinidae fosillerinin ortaya çıkması, bu canlıların diğer mikroorganizmalara göre aşırı alkalın ve tuzlu ortamlara karşı nisbeten daha dirençli olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan Güneydoğu Anadolu otoktonunda evaporitik serinin eşdeğeri olan birimler de Paleosen olarak değerlendirilmiştir (Köylüoğlu, 1986). Güney İsrail (Nathan ve Flexer, 1977) ile Kuzey ve Batı Afrika'daki (Millot, 1970) Kretase-Tersiyer basenlerinin litolojileri fosforit içermelerinin dışında Hekimhan basenindekilere büyük benzerlik göstermektedirler.

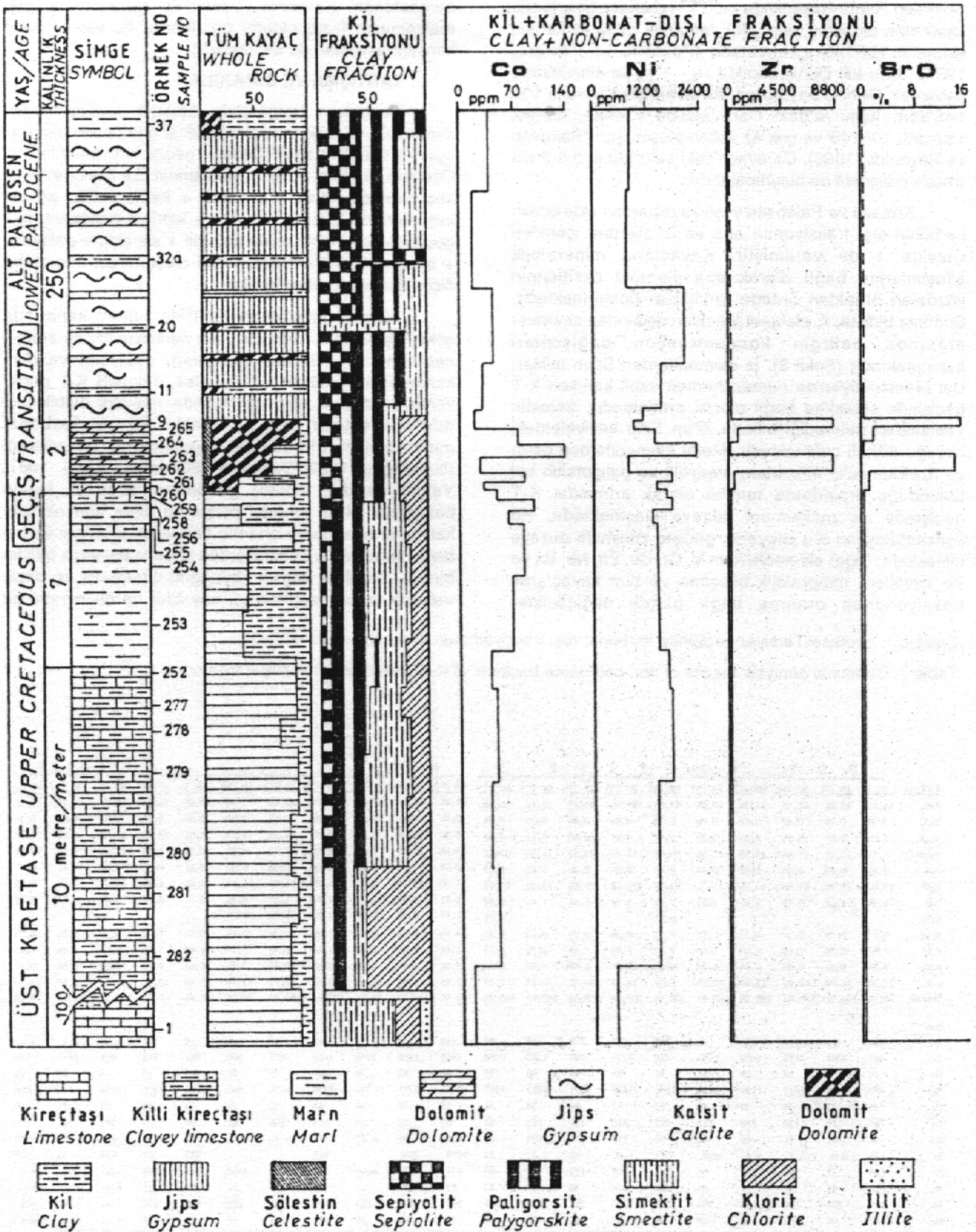
MİNERALOJİ VE JEOKİMYA

Kretase-Paleosen yaşlı birimlerin mineralojik-petrografik karakteristikleri, mineral türleri ve bollukları ilerde tartışılacak olan kimyasal özellikleri ile birlikte Şekil 3 de verilmiştir. Karbonat kayaçlarının dokusal adlandırılmaları Folk'a (1968) göre yapılmıştır. Genellikle biyomikrit karakterindeki Üst Maestrihtiyen yaşlı karbonat kayaçlarının ana minerallerini kalsit ve kil oluşturmaktadır. Otijenik kuvarsin yanı sıra plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit, hornblend, ojit, epidot, demir

oksit gibi detritik minerallere, ayrıca serpantinit gibi kayaç parçacıklarına da nadiren rastlanılmaktadır. Kil fraksiyonunun egemen kil minerali Üst Maestrihtiyen'in alt kesimlerinde trioktaedrik simektittir (Al-Fe saponit). Klorit ve illit de düşük oranlarda izlenmektedir. Üst Maestrihtiyen'in en üst kesimlerinde ise simektit ve klorite ilaveten paligorsit gözlenmektedir.

Kretase-Paleosen geçişinde kalsitin yanı sıra dolomit ortaya çıkmakta ve üst kesimlere doğru tedrici olarak dolomit miktarı artmaktadır. Dolomitin Paleosen'in tabanındaki bolluğu ve bu mineralin Kretase-Tersiyer için ayırtaç olabileceği Sivas'taki Tecer formasyonu'nda (Yalçın ve İnan, 1992a) ve İçdir formasyonunda (Yalçın ve İnan, 1992b) ve Bolu baseninde (Yalçın ve Cerit, 1991) yapılan çalışmalarda da vurgulanmıştır. Paligorsit bu seviyenin egemen kil mineralini oluşturmakta ve minerale simektit, sepiyolit ve klorit eşlik etmektedir. Karbonat ve kil minerallerinin dışında sülfat (sölestin ve jips), kuvars, serpantin ve Fe-oksit minerallerine de rastlanılmaktadır.

K-T geçişinin üzerindeki evaporitik serinin ana karbonat minerali dolomittir. Kalsit ise dolomitlerle arakatlı kireçtaşlarında bulunmaktadır. Bu serinin kil mineralleri bolluk sırasına göre paligorsit, sepiyolit, trioktaedrik simektit (Al-Fe saponit) ve klorittir. Sepiyolit, paligorsit ve simektit bazı seviyelerde kil fraksiyonunun tek mineralleridir. Gözlenen en yaygın otijenik mineral birliktelikleri sepiyolit + paligorsit, simektit+paligorsit ve sepiyolit + paligorsit + simektit parajenezleridir. Bu seviyelerde bol miktarda gözlenen jipsin yanı sıra eser miktarda sölestin, kuvars/kalsedon, plajiyoklaz, demir oksit mineralleri ve ultramafik kayaç parçacıkları da izlenmektedir. Tetis okyanusunda çökelen en Üst Maestrihtiyen ve/veya Paleosen yaşlı serilerde özellikle zincir yapıllı kil minerallerinin bolluğu Hekimhan baseninde (Bozkaya ve Yalçın, 1991a ve 1991b), Türkmenistan'daki Mangyshlak Yarımadası'nda (Jeffers ve Reynolds, 1987), Güney İsrail'deki Negev'de (Nathan ve Flexer, 1977), Kuzey Afrika'da Fas'taki Ganntour baseni (Prévot, 1991) ve Batı Afrika'daki Fildişi Sahilleri, Senegal, Dahomey ve Togo'daki (Slansky, 1959) basenlerde de belirtilmiştir. Sadece Tunus'taki El Ke'fte, sınır kili kaolinit, karışık katmanlı 10I-14S ve çok az illitten oluşmuştur (Rampino ve Reynolds, 1983). Paligorsitin Üst Kretase-Paleosen ayrımı için önemli olduğu Callen (1978) ve Singer (1980) tarafından da vurgulanmıştır. Callen (1984), paligorsitin Maestrihtiyen-Erken Eosen'deki zonal dağılımının açık olmamakla birlikte, 45 °N ve 55 °S enlemleri arasında yaygın olarak oluştuğunu belirtmektedir. Tetis kuşağındaki bu mineralojik benzerliğe karşın, Atlantik Okyanusu çökellerindeki Kretase-Tersiyer sınırında gözlenen kil mineral türleri bölgeden bölgeye farklılıklar göstermektedir. Örneğin, Kastner ve diğ. (1984) Danimarka'daki Stevns Klint sınır killlerinde simektit (baydelit), sınır tabakasının alt ve üstünde detritik illit ve karışık katmanlı 10I-14S gözlemlenmiştir. New Mexico ve



Şekil 3. Hekimhan baseninde Kretase-Tersiyer geçişinin mineralojik ve jeokimyasal değişimleri.

Figure 3. Mineralogical and geochemical variations of Cretaceous-Tertiary transition from the Hekimhan basin.

Colorado Raton Baseni'nde sınır kil tabakası, iyi kristalin kaolinitten oluşmuş olup aynı zamanda daha az karışık katmanlı 10I-14S içermektedir (Pollastro ve Pillmore, 1987). Sınır kili Danimarka'da Nye Klov'da simektitten, İtalya'daki Gubbio'da kaolinit, illit ve karışık katmanlı 10I-14S'den, İspanya'daki Caravaca'da kaolinit, karışık katmanlı 10I-14S ve çok az illitten oluşmuştur (Rampino ve Reynolds, 1983). Caravaca'daki sınır kilinin 0.5-2 cm altında paligorsit de bulunmaktadır.

Kretase ve Paleosen yaşlı kayalardan elde edilen karbonat-dışı fraksiyonun ana ve iz element içerikleri Çizelge 1 de verilmiştir. Kayaların mineralojik bileşimlerine bağlı olarak ana element oksitlerinin yüzdeleri örnekten örneğe farklılıklar göstermektedir. Bununla birlikte, iz element içerikleri açısından seviyeler arasında belirgin konsantrasyon değişimleri bulunmaktadır (Şekil 3). İz elementlerden Sr'un miktarı Üst Maestrihtiyen'de hemen hemen sabit kalırken K-T geçişinde sölestine bağlı olarak artmaktadır. Sölestin yapısından gelmediği bilinen Zr'un Sr'lu seviyelerdeki bolluğu dikkati çekmektedir. Metal elementlerden Co'nun ve özellikle Ni'nin miktarları, sepiyolit ve paligorsitin bol bulunduğu örneklerde tercihli olarak artmakta, K-T geçişinde ise maksimum düzeye ulaşmaktadır. Rb konsantrasyonu K'u izleyerek geçişte minimum düzeye inmektedir. Diğer elementlerden V, Cr, Cu, Zn, Nb, Ba ve Pb içerikleri, mineralojik bileşime ve tüm kayaç/artık fraksiyonunun oranına bağlı olarak değişiklikler

sunmaktadır. Karbonat yüzdesinin az, karbonat dışı malzemenin fazla olduğu örneklerde bu elementlerin konsantrasyonları da artmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Hekimhan bölgesinde litolojik, paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal farklılıklar göz önüne alınarak uyumlu olan Kretase-Paleosen geçişi belirlenebilmiştir. Özellikle karbonat ve kil minerallerinin Üst Kretase'nin alt kesimlerinde kalsit + simektit + klorit + illit, en üst kesimlerinde kalsit + simektit + klorit + paligorsit, K-T geçişinde ve Paleosen'de dolomit + simektit + paligorsit + sepiyolit + klorit parajenezini oluşturması önemli bir ölçüt olarak değerlendirilmiştir.

Tetis okyanusunun özellikle güney kenarında çökelmiş Kretase-Tersiyer yaşlı serilerde Mg'ca zengin neoforme kil (simektit, paligorsit, sepiyolit) ve/veya karbonat minerallerinin (Mg-kalsit, dolomit) K-T geçişi ve/veya sınırının ayırt edilmesinde indikatör olabileceği düşünülmektedir. Mg'ca zengin kil ve karbonat minerallerinin birbirlerinin oluşumlarını denetlediği (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve Gündoğdu, 1985, 1987; Yalçın ve diğ., 1989) gözönüne alınırsa, Mg'un bolluğuna, Mg'lu mineral oluşturan diğer elementlerin katyon oranlarına ve ortamın fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak Mg'lu minerallerden sadece biri veya birkaçı birlikte oluşabilir. Mg'un kaynağını ultramafik ve bazik volkanik-volkanosedimanter kayaçlar ile bu evreye ait

Çizelge 1. Kretase-Tersiyer geçişinde karbonat-dışı fraksiyonunun kimyasal analiz sonuçları.

Table 1. Chemical analysis results of non-carbonate fractions at the Cretaceous-Tertiary transition.

İ Okatit	ÜST KRETASE										GEÇİŞ					PALEOSEN					
	HR 1	HR 281	HR 290	HR 277	HR 252	HR 251	HR 255	HR 256	HR 258	HR 250	HR 260	HR 261	HR 262	HR 263	HR 264	HR 265	HR 9	HR 11	HR 20	HR 32a	HR 37
SiO ₂	44.35	43.64	45.56	44.34	47.06	47.04	48.91	49.93	46.14	43.10	45.04	48.58	49.68	44.78	46.40	47.00	74.88	54.03	50.06	60.30	57.72
TiO ₂	0.35	0.70	0.83	0.72	0.70	0.70	0.86	0.84	0.75	0.54	0.61	0.70	0.30	0.76	0.65	0.37	0.93	0.86	0.54	0.01	0.36
Al ₂ O ₃	6.00	8.83	9.76	8.84	9.20	9.51	9.91	10.60	9.14	7.50	8.91	10.08	5.37	8.57	10.35	6.83	4.92	13.62	11.33	0.67	6.72
Fe ₂ O ₃ (t)	4.31	11.63	15.14	13.19	12.38	10.05	12.77	13.57	14.70	13.07	15.44	11.30	6.63	14.66	9.53	6.70	0.75	9.85	10.65	2.14	10.41
MnO	0.02	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.11	0.07	0.05	0.13	0.02	0.09	0.10	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02
MgO	11.87	18.78	12.96	14.96	13.71	17.09	12.68	11.44	15.49	17.97	13.20	12.54	7.57	15.88	13.52	5.23	0.84	6.44	14.45	24.32	9.78
CaO	6.98	1.40	0.99	1.40	2.09	2.11	2.51	1.34	1.56	1.87	1.81	2.92	0.65	1.16	3.87	0.91	3.17	0.55	0.80	0.13	0.55
SrO					0.04					0.01	1.17	0.83	14.60	0.07	1.80	14.66	0.06				
Na ₂ O	0.13	0.29	0.32	0.23	0.22	0.23	0.28	0.24	0.25	0.22	0.21	0.25	0.24	0.20	0.26	0.15	0.59	0.65	0.37	0.04	0.25
K ₂ O	0.97	1.38	1.56	1.60	1.56	1.62	1.96	2.19	1.72	0.77	1.04	1.44	0.37	1.46	1.52	0.74	1.94	2.50	2.49	0.06	0.42
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.23	0.06	0.11
A.K.	23.54	14.04	12.87	15.10	13.29	13.09	10.47	10.31	10.55	14.87	12.48	11.86	13.35	12.78	12.77	15.55	10.69	10.06	9.14	11.07	13.56
TOPLAM	98.56	100.78	100.06	100.48	100.29	100.56	100.46	100.56	100.47	100.03	100.02	100.67	98.81	100.44	100.80	98.20	98.80	98.65	100.11	98.81	99.90
ppm																					
V	67	108	126	121	122	105	127	124	119	96	118	107	57	126	98	69	57	131	n.a.	n.a.	n.a.
Cr	487	1882	2114	1809	1498	714	1274	885	1392	2368	1644	1201	1256	1948	857	802	287	487	481	2613	550
Co	17	50	42	49	45	70	86	65	96	50	32	86	28	137	77	21	19	33	45	18	44
Ni	459	1426	1472	1729	1679	1491	1408	1371	1811	1692	1431	1791	797	2330	1422	941	1160	1600	2054	757	829
Cu	135	37	38	39	44	65	47	44	38	44	46	52	74	44	52	76	23	50	17	21	18
Zn	89	114	122	112	111	112	110	131	119	91	90	97	80	115	106	87	99	253	251	61	145
Rb	76	81	91	66	71	96	111	157	103	47	n.d.	46	n.d.	71	n.d.	n.d.	52	133	157	39	79
Sr	91	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	373	n.d.	55	n.d.	73	9859	7051		619			529	62	438	33	120
Zr	93	75	79	82	85	132	105	127	92	60	675	527	8699	123	1010	8667	189	144	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	27	25	27	27	26	28	28	30	27	23	23	27	17	26	25	18	32	32	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	245	203	186	180	200	253	238	211	226	174	208	257	740	179	222	182	171	274	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	42	46	60	46	48	38	53	44	52	43	77	46	37	51	45	57	29	47	n.a.	n.a.	n.a.

Fe₂O₃(t) = Toplam demir ; A.K. = Ateşte kayıp ; n.d. = Belirlenemedi ; n.a. = Analizi yapılmadı

hidrotermal akışkanlar oluşturmaktadır. Özellikle Türkiye'de Kretase yaşlı ofiyolitik ve volkanojenik kayaların Kretase-Tersiyer havzalarına provenans-kaynak kayaç, dolayısıyla Mg kaynağı oluşturdukları bilinmektedir. Tetis okyanus kuşağında Mg'un zenginliği, bir taraftan Kretase-Paleosen döneminde kurak iklim koşullarının egemen olması (Frakes, 1979), diğer taraftan ortamın sığlaşması nedeniyle artan iyon konsantrasyonu da ilişkilidir.

Atlantik okyanusunda çökelmiş serilerde, Kretase-Tersiyer sınırında ortaya çıkan kil ve karbonat minerallerinde farklılıklar olduğu, birçok ülkede yapılan çalışmalardan anlaşılmaktadır. Bu farklılıklar, Tetis okyanusu çökeltilerinde de yerel olarak çıkabilir. Bu nedenle havzaların jeodinamik evrimleri, derinlikleri, beslenme rejimleri, kaynak kayaç türleri ve paleoklimatolojik koşulları göz önünde bulundurulmalıdır.

Hekimhan baseninde Ir analizi yapılamamış olmakla birlikte, Kretase-Tersiyer sınırında bazı metal katyonların belirgin bir anomali vermesi, Alvarez ve diğ. (1980) tarafından ileri sürülen meteoroid hipotezi destekler gözükmektedir. Gerçekte, Kretase-Tersiyer geçişinde ölçülen metal element konsantrasyonları Danimarka'da Stevns Klint (Schmitz, 1988; Kyte ve diğ., 1980; Alvarez ve diğ., 1980), İspanya'da Caravaca (Schmitz, 1988; Brooks ve diğ., 1984), New Mexico ve Colorado'da Raton Baseni (Gilmore ve diğ., 1984) bölgelerindekilere yerel farklılıklara rağmen büyük benzerlik göstermektedir. Bununla birlikte Hekimhan basenindeki Kretase-Tersiyer sınırında, çeşitli yazarlar tarafından meteor çarpmasının kanıtları olarak değerlendirilen yüksek sıcaklık sanidin sferülitleri (Smit ve Klaver, 1981; Montanari ve diğ., 1983), şok kuvars (Bohor ve diğ., 1987; Izett ve Pillmore, 1985; Badjukov ve diğ., 1986) ve çarpma izlerine (Wolbach ve diğ., 1985) rastlanılmamıştır. Diğer taraftan Türkmenistan'daki Mangyshlak yarımadası (Alvarez ve diğ., 1984) dışında, Tetis çökeltilerinin egemen olduğu Asya ve Tunus El Kef hariç (Johanno ve diğ., 1987; Robin ve diğ., 1991), Kuzey-Kuzeybatı Afrika'daki Kretase-Tersiyer sınırında mineralojik-jeokimyasal, özellikle iridyum incelemeleri bulunmaması, meteoroid olayının dünya çapındaki yaygınlığını (Alvarez, 1986) tartışmalı bir duruma getirmektedir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu ve Devlet Planlama Teşkilatı tarafından desteklenmiştir. X-ışınları çözümlenmelerinin ve kimyasal analizlerin yapılmasındaki yardımları için uzmanlar F. Yalçın ve Ü. Şengül'e (C.Ü.), paleontolojik tayinlerdeki katkıları için N. İnan ve M. Tunç'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alvarez, W., 1986. Toward a theory of impact crises. *EOS, American Geophysical Union*, 67, 649-658.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., ve Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- Alvarez, W., Kauffman, E.G., Surlyk, F., Alvarez, L.W., Asaro, F., ve Michel, H.V., 1984. Impact theory of mass extinctions and Invertebrate fossil record. *Science*, 223, 1135-1141.
- Badjukov, D.D., Nzarov, M.A., ve Suponeva, I.V., 1986. Shocked quartz grains from Cretaceous-Tertiary boundary sediments. 17th Lunar and Planetary Science Conference, Lunar Planet. Inst., Houston, Texas.
- Bohor, B.F., Modreski, P.J., ve Foord, E.E., 1987. Shocked quartz grains from Cretaceous-Tertiary boundary clay: Evidence for a global distribution. *Science*, 236, 705-709.
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1991a. Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birimlerin mineralojisi ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 6, 234-252.
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1991b. An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proc., 1, 141-146.
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin Jeolojisi. *TPJD Bülteni*, 4, 1 (baskıda).
- Brooks, R.R., Reeves, R.D., Yang, X.H., Ryan, D.E., Holzbecher, J., Collen, J.D., Neall, V.E., ve Lee, J., 1984. Elemental anomalies at the Cretaceous-Tertiary boundary, Woodside Creek, New Zealand. *Science*, 226, 539-541.
- Callen, R.A., 1978. The palygorskite event. *Int. Cong. Sedimentol.* 10, Jerusalem, 1, 117-118.
- Callen, R.A., 1984. Clays of the palygorskite-sepiolite group: Depositional environment, age and distribution. In: A. Singer and E. Galan, eds., *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses. Developments in Sedimentology* 37, Elsevier, Amsterdam, 1-37.

- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Austin Texas, 170 p.
- Frakes, L.A., 1979. *Climates Throughout Geologic Time*. Elsevier, Amsterdam, 310 p.
- Gilmore, J.S., Knight, J.D., Orth, C.J., Pillmore, C.L., ve Tschudy, R.H., 1984. Trace element patterns at a nonmarine Cretaceous-Tertiary boundary, Western Interior. *Nature*, 307, 224-228.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora tezi, Hacettepe Üniv. Fen Bil. Enstitüsü, Beytepe-Ankara. 386 s. (yayınlanmamış).
- Izett, G.A., ve Pillmore, C.L., 1985. Abrupt appearance of shocked quartz at the Cretaceous-Tertiary boundary, Raton Basin, Colorado and New Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 17, 617.
- Jeffers, J.D., ve Reynolds, R.C., 1987. Expandable palygorskite from the Cretaceous-Tertiary boundary, Magyshlak Peninsula, U.S.S.R., *Clays and Clay Minerals*, 35, 473-476.
- Jehanno, C., Boclet, D., Bonté, P., Devineau, J., Rocchia, R., 1987. L'iridium dans les minéraux a la limite Crétacé-Tertiaire de plusieurs sites européens et africains. *Mém. Soc. Géol. France*, 150, 81-94.
- Kastner, M., Asaro, F., Michel, H.V., Alvarez, W., ve Alvarez, L.W., 1984. The precursor of the Cretaceous-Tertiary boundary clays at Stevns Klint, Denmark and DSDP Hole 465A. *Science*, 226, 137-143.
- Köylüoğlu, M., 1986. Güneydoğu Anadolu otkton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyes ve mikrofosilleri. T.P.A.O. Eğitim Yay., No 9, 53 s.
- Kyte, F.T., Zhou, Z., ve Wasson, J.T., 1980. Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 288, 651-656.
- Millot, G., 1970. *Geology of clays*. Springer-Verlag, New York, 429 p.
- Montanari, A., Hay, R.L., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., Alvarez, L.W., ve Smit, J., 1983. Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. *Geology*, 11, 668-671.
- Nathan, Y., ve Flexer, A., 1977. Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy. *Sedimentology*, 24, 845-855.
- Pollastro, R.M., ve Pillmore, C.L., 1987. Mineralogy and petrology of the Cretaceous-Tertiary boundary clay bed and adjacent clay rich rocks, Raton Basin, New Mexico and Colorado. *J. Sed. Petrol.*, 57, 456-466.
- Prévo, L., 1991. Geology of clays in sedimentary phosphate deposit of Ganntour basin, Morocco. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proc., 3, 859-862.
- Rampino, M.R., ve Reynolds, R.C., 1983. Clay mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. *Science*, 219, 495-498.
- Robin, E., Boclet, D., Bonté, P., Froget, L., Jéhanno, C., Rocchia, R., 1991. The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122), E.P.S.L., 107, 715-721.
- Schmitz, B., 1988. Origin of microlayering in worldwide distributed Ir-rich marine Cretaceous/Tertiary boundary clays. *Geology*, 16, 1068-1072.
- Singer, A., 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Sci. Rev.*, 15, 303-327.
- Slansky, M., 1959. Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Thèse Sci. Nancy, 355 p.
- Smit, J., ve Klaver, G., 1981. Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate large impact event. *Nature*, 292, 47-49.
- Şengör, A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27, 1-201.
- Wolbach, W.S., Lewis, R.S., ve Anders, E., 1985. Cretaceous extinctions: Evidence for wild-fires and search for meteoritic material. *Science*, 230, 167.
- Yalçın, H., ve Bozkaya, Ö., 1991. Hekimhan çevresi volkanoklastik kayaçlarındaki gömülme diyajenezi ile ilişkili denizel zeolitlerin incelenmesi. V. Ulusal Kil Semp., Anadolu Üniv. Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı, 127-139.
- Yalçın, H., ve Cerit, O., 1991. Bolu masifi örtü kayaçlarında diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. Cumhuriyet Üniv., *Yerbilimleri Dergisi*, 8, 1, 19-30.

- Yalçın, H., ve Gündoğdu, M.N., 1985. Emet gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi. II. Ulusal Kil Semp., Hacettepe Üniv., Ankara, 24-27 Eylül, Bildiriler Kitabı, (Ed: M.N. Gündoğdu ve H. Aksoy), 155-170.
- Yalçın, H., ve Gündoğdu, M.N., 1987. Neojen yaşlı Emet gölsel volkanosedimanter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi: Neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımı. Hacettepe Üniv, Yerbilimleri Dergisi, 12, 45-61.
- Yalçın, N., ve İnan, N., 1992a. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 1, 95-102.
- Yalçın, N., ve İnan, N., 1992b. Paleontological features and mineralogical-geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the İğdir formation, Koyulhisar-Sivas, Turkey. 1st International Symposium on East-Mediterranean Geology, 13-16 October, Univ. of Çukurova, Adana, Geosound, Special Issue, 39-48.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., ve Liowig, N., 1989. Relationships between smectite and carbonate minerals in the Kırka volcanosedimentary lacustrine basin, Eskişehir, Turkey. IXth International Clay Conference(AIPEA), Strasbourg, August 28-September 2, Abstracts. p. 437.

ATLAS-ÇAYKOZ (SİVRİHİSAR-ESKİŞEHİR) DOLAYININ JEOLJİSİ VE MERMER YATAKLARI

Geology of Atlas-Çaykoz Area (Sivrihisar-Eskişehir), and Marble Deposits

Olca TÜRKAY Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Isparta

Mustafa KUŞÇU Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Isparta

ÖZ : İnceleme alanında tabanda Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalardan oluşmuş Tekerlekkaya formasyonu, daha üstte ise Atlas mermerleri ve tüm bu birimleri kesen büyükyuva granitoidleri bulunur. Bölgede yer alan Miyosen yaşlı kayalاک formasyonu ve Pliyosen Harmanlar formasyonları ise alttaki birimleri açısız uyumsuz üstleyen çökellerdir.

Yörede Atlas mermerleri siyah, beyaz ve gri renklidirler. Yapılan deneyler ve araştırmalar sonucunda Atlas mermerlerinin ticari anlamda da mermer oldukları saptanmıştır. Ayrıca beyaz olanlar için 59 700.000 m³, siyah olanlar için ise 74.900.000 m³ muhtemel rezerv hesaplanmıştır.

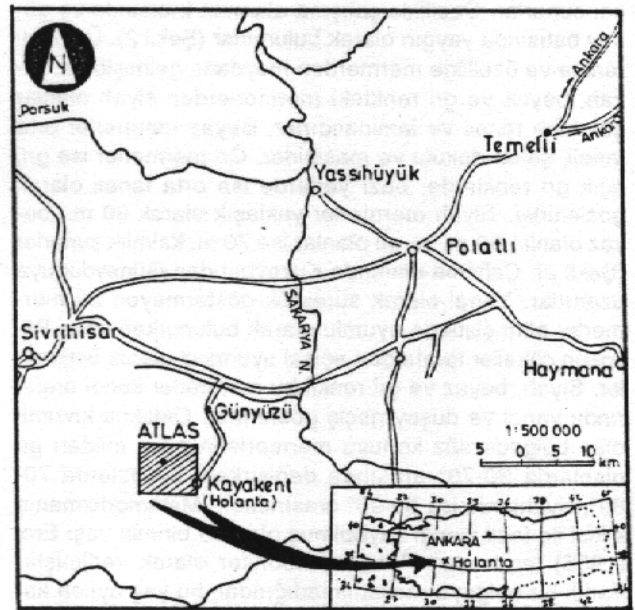
ABSTRACT : In investigated ares, at the basement, Paleozoic Tekerlekkaya formation consist of sericite schist, micaschist, granate-epidote fels and amphibole fels. Atlas marbles conformably overlies the Tekerlekkaya formation. Büyükyuva granitic-granodioritic intrusive intruded all the basement rocks. In the region, Miocene Kayalاک and Pliocene Harmanlar formations rest with angular unconformably on the older formations.

The Atlas marbles are white, gray and black coloured. In different places Atlas marbles have been found as a marble in trade meaning as well as geological meaning. According to the experimental and investigation results. White marble has 59.700.000 m³ and black marble has 74.900.000 m³ indicated geological reserves.

GİRİŞ

Çalışma alanı Ankara-Izmir karayolu üzerinde yer alan Polatlı ilçesinin 50 km. güneybatısında Atlas-Çaykoz /Sivrihisar/Eskişehir) dolaylarında yer alır (Şekil 1). Makale başlıca iki bölümden oluşur. Birinci bölümde yörenin jeolojisi açıklanırken ikinci bölümde, bölgedeki mermerlerin özellikleri üzerinde durulmuştur. Çalışma alanı içerisinde önceki yıllara ait yayın ve raporlara rastlanmasına karşın benzer özellikli alanları içerisinde alan Erol (1955)'a ait bir rapor mevcuttur. Erol'un çalışması 1/100.000 ölçekli 58/2, 56/4 Sivrihisar, 57/1, 57/3 Ankara paftalarını kapsayan Weingart'a ait araştırmaların korelasyonu ve revizyonuyla ortaya çıkan sonuçları içerir.

Bu çalışma ile Paleozoyik seriler içerisinde yer alan mermerlerin araştırılması amaçlanmıştır. Son yıllarda ülkemizde mermercilik gelişmekte, bununla birlikte birçok yeni ocak açılırken yeni yeni birçok mermer işleme tesisleri de faaliyete geçmektedir. Büyük bir ihracat potansiyeline sahip olan ve halen maden sektörü içerisinde önemli bir pay elde eden mermerciliğimizin daha da gelişmesi ve ihracatının artırılması için renk ve desenleri Türkiye ve dünya mermer piyasalarında istenen ve diğer özellikleri (fizikomekanik, kimyasal ve mineralojik



Şekil 1. Yer bulduru haritası Figure 1. Location map.

bileşim gibi) belirlenmiş olan yeni yataklara da ihtiyacı vardır. Başlıca beyaz ve siyah renkli olan Atlas mermerleri yukarıdaki nedenle ele alınmış ve araştırmalar bu anlamda yürütülmüştür. Araştırma ile mermerlerin jeolojik konum ve yayılımının yanısıra mineralojik ve petrografik özellikleri ile fiziko-mekanik özellikleri ve ekonomik boyutları ortaya konmaya çalışılmıştır.

Araştırmalarda Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarından yararlanılmıştır.

GENEL JEOLoji

Araştırma alanı içerisinde altta Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar ile bunları kesen granit ve granadiorit sokulumları yer alır. Daha üstte ise tüm bu birimleri açısız uyumsuzlukla üzerleyen Oligo-Miyosen ve Pliyosen'e ait kaya toplulukları bulunur. Yörede yer alan kaya birimleri yöntemsiz olarak adlanmış ve tanımlanmışlardır.

Tekerlekkaya formasyonu

En iyi şekilde bölgenin kuzeybatısında Tekerlekkaya sırtında gözlenen birimin tabanı inceleme alanında gözlenememiştir. Açık gri, yeşilimsi gri, kırmızımsı renklerde mikasist, kalkışist, serizit şistlerden ve granat-epidot felse, amfibol felselerden meydana gelen formasyon yer yer de ince kuvarsit katmanları içerir. Birimin kalınlığı tabanının gözlenememesi nedeniyle ölçülememiştir. Formasyonun yaşı yakın komşu yörelerde yapılan önceki çalışmalarda dikkate alınarak (Weingart, 1946; Erol, 1955'de) Paleozoyik olarak kabul edilmiştir.

Atlas Mermerleri

Birim ismini yakındaki Atlas Köyü'nden alır. Mermerler inceleme alanı içerisinde oldukça geniş bir yayılım sunarlar. Özellikle çalışma alanının batısında ve güney batısında yaygın olarak bulunurlar (Şekil 2). Üç farklı renkte ve özellikte mermerden meydana gelmişlerdir. Siyah, beyaz ve gri renkteki mermerlerden siyah olanlar çok ince taneli ve laminalıdır. Beyaz mermerler orta taneli, şeker dokulu ve masiftirler. Gri mermerler ise gri, açık gri renklerde, bazı yerlerde ise orta taneli olarak gözlenirler. Siyah mermerler yaklaşık olarak 80 m., beyaz olanlar 60 m. ve gri olanlar ise 70 m. kalınlık sunarlar (Şekil 3). Çalışma alanında Kuzeybatıdan-Güneydoğuya uzanırlar. Yanal olarak süreklilik göstermeyen bu mermerler altta şistlerle uyumlu olarak bulunurken üstte Pliyosen çökeller tarafından açısız uyumsuz olarak üstlenirler. Siyah, beyaz ve gri renkli bu mermerler kendi aralarında yanıl ve düşey geçiş gösterirler. Oldukça kıvrımlı olan bölgede söz konusu mermerlerin eğim miktarı gri olanlarda 30-70° arasında değişirken, beyazlarda 70-80°, siyahlarda ise 80-90° arasındadır. Metamorfizmanın etkisi ile fosil içeriği kaybolmuş olan bu birimin yaşı Erol (1955) tarafından Permo-Karbonifer olarak verilmiştir. Farklı bir bulguya rastlanılmadığından bu yaş aynen kabul edilmiştir.

Büyükyuva Granitoyitleri

Birim çalışma alanının batısında Büyükyuva Te-

pe, Küçükyuva Tepe ve Ambarlı Dere'si mevkiinde geniş bir alana yayılmış olarak şist ve mermerler içerisinde sokulumlar şeklinde yer almıştır (Şekil 2). Koyu renkli minerallerden dolayı siyah bej rengindeki granit, granadiorit ve diyoritten meydana gelmiş olan bu biriminin kuvars, plajjoklas, ortoklas, ojit, opak mineraller ve tali olarak sfen içerdiği saptanmıştır.

Stok ve dayklar şeklinde bulunan bu granitoyitlerin yaşı kesin olarak bilinmemekle birlikte tüm Paleozoyik birimleri kesmesi nedeniyle Paleozoyik sonrası-Miyosen öncesi bir dönemde yerleşmiş olabileceği düşünülmüştür. Ayrıca intrüzif kayaların Paleosen yaşlı olabileceği de belirtilmiştir (Yılmaz, 1988 sözlü görüşme).

Kayalak formasyonu

Formasyon Sürez, Kavacık ve Holanta (Kayakent) dan itibaren doğuya doğru geniş bir alanda yayılır (Şekil 2). Altta konglomeralarla başlayan birim, üstte doğru düzensiz ardalanmalı kumtaşı, fosilli kireçtaşı, bitümlü kireçtaşı ve jipsli-marlı düzeylerden oluşmuştur. Jipsler, marlar içerisinde yanıl yönde süresiz merceksel katmanlar halinde yer almışlardır. Kalınlıkları birkaç santimetreden 40-50 m.ye dek ulaşır. Ayrıca birim içerisinde Kayakent'in 500 m. güneydoğusunda yer alan travertenler ve kömürlü seviyeler ekonomik boyutlara sahip olmadıkları gibi 1/25 000 ölçekli haritada da gösterilemeyecek kadar incedirler. Formasyonun kalınlığı doğuya gidildikçe artarak 200 m.ye ulaşır. Önceki çalışmalarda (Erol, 1955). Neojen olarak yaşlandırılan birim, fosilli kireçtaşlarındaki Planorbis sp. (Yılmaz, sözlü görüşme, 1988) fosilleri ile Oligo-Miyosen olarak yorumlanmıştır. Paleozoyik üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Kayalak Formasyonu üstte Pliyosen Harmanlar Formasyonu çökelleri ile uyumsuz olarak örtülmüştür.

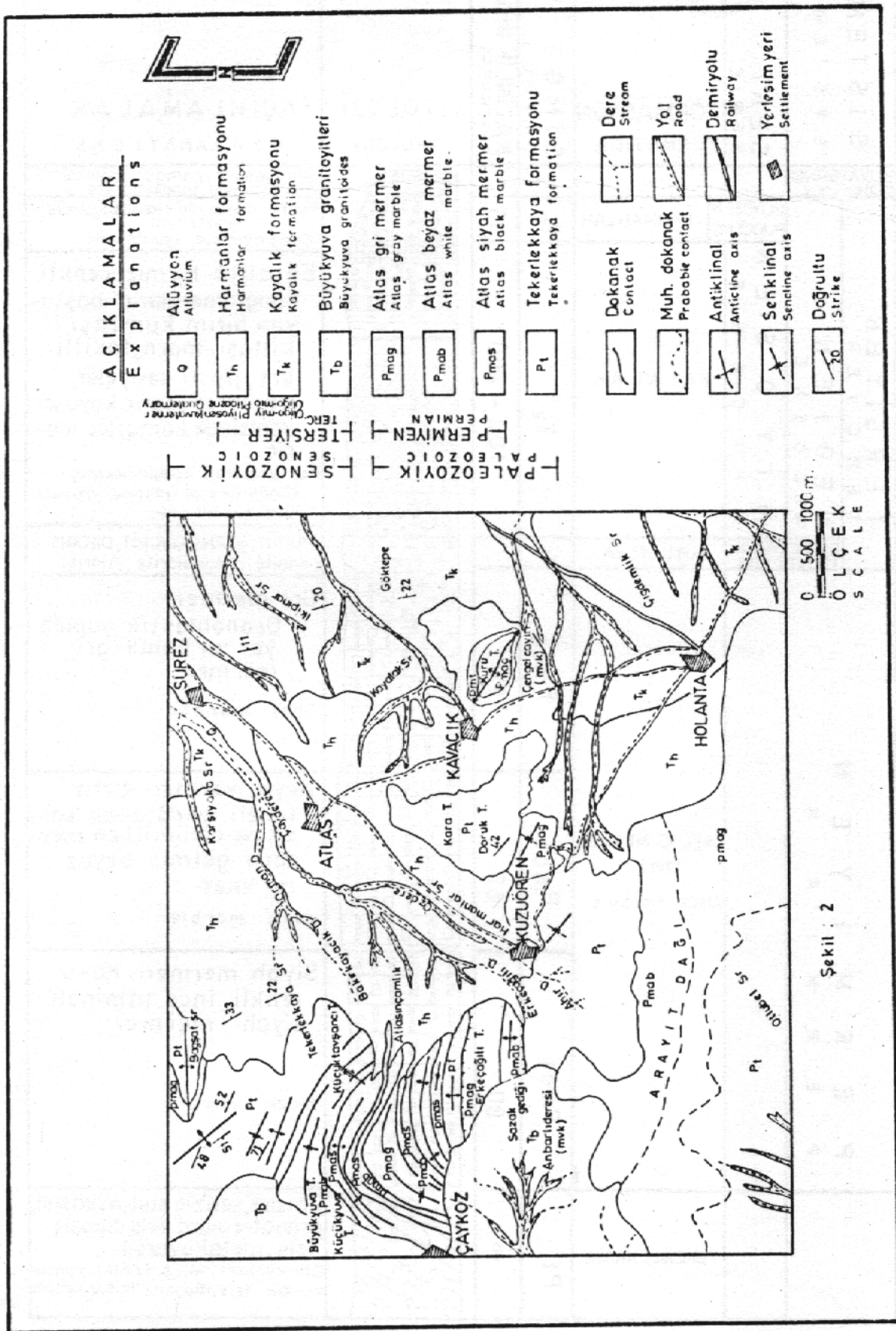
Harmanlar formasyonu

İnceleme alanı içerisinde Kuzören, Sürez ve Holanta köyleri arasındaki bölgede yayılım sunan formasyon (Şekil 2) konglomeralar ve gevşek dokulu kumtaşlarından oluşmuştur. Köşeli tanelerin karbonatlı çimento ile tutturulması ile oluşan konglomeraların çakılları mermer, şist ve magmatik kayalardan oluşmuştur. Paleozoyik şistler üzerinde yer aldığı kesimlerde formasyonun tabanı oksidasyondan dolayı kırmızımsı kahverengi gözlenir. Formasyonun kalınlığı en fazla 20 m. kadardır. Birimin yaşı paleontolojik veriler bulunmamakla birlikte çevre kayalarla ilişkileri ve litolojisi göz önüne alındığında Pliyosen olarak düşünülmüştür.

YAPISAL JEOLoji

Çalışma alanındaki Paleozoyik yaşlı Tekerlekkaya formasyonu ile onun üzerine gelen Atlas mermerleri bölgesel ve kontakt metamorfizmanın etkisinde kalmışlardır. Bu birimler özelliklerine ve etkilendikleri yapısal koşullara bağlı olarak yoğun bir biçimde kıvrılmışlardır.

Yörede kıvrım eksenleri genelde Doğu Batı doğ-



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojî haritası. Figure 2. Geological map of investigated area.

ÜST SİSTEM ERATHEN	SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	FORMASYON FORMATION	SİMGESİ SYMBOL	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
S E N E Z O İ K S E N E Z O İ C	T E R S İ Y E R T E R C İ E R	P L İ Y O S E N P L İ O C E N E	HARMANLAR	Th	15		Alüvyon ve yamaç molozu Alluvium and fanlomerate
			KAYALAK	Tk	100 - 200		Farklı litolojide cimentolaşmış materyal Conglomerate sandstone
P A L E O Z O İ K P A L E O Z O İ C	P E R M İ Y E N P E R M İ A N	M İ Y O S E N M İ O C E N E	BÜYÜKYUVA	Tb	70	GRANİT, GRANA DİYORİT, DİYORİT Granite, granodiorite, diorite	
			ATLAS MERMER (fm) Atlas marbles	Pmag	70	Gri mermer: Gronoblastik yapıda yer yer bantlı gri mermer Gray marble	
P A L E O Z O İ K P A L E O Z O İ C	P E R M İ Y E N P E R M İ A N	P A L E O S E N P A L E O C E N E	TEKERLEKKAYA	Pmab	60	Beyaz mermer: Orta taneli rekristalize kalsit ve dolomitten meydana gelmiş beyaz mermer. White marble	
				Pmas	80	Siyah mermer: Koyu renkli ince laminalı siyah mermer. Black marble	
P A L E O Z O İ K P A L E O Z O İ C				Pt	?	Kalsit, serizit şist, mikasit, granat-epidot fels, diopsit fels, metakuvarsit. Chalcschist, mica schist, garnet-epidote fels, diopside fels, quartzite	

Şekil 3. Atlas-Çaykoz dolayının stratigrafik sütun kesiti.

Figure 3. The stratigraphical columnar section of Atlas-Çaykoz area.

rultusunda birbirini izlerken KB-GD doğrultulu kıvrımlarda mevcuttur. Bütün bu kıvrımların K-G yada KD-GB sıkışmalar oluştururken yer yer D-B yönündeki kuvvetlerin egemen olduğu daha genç bir sıkışma tektoniğinin de bölgede etkin olduğu saha ve jeolojik harita gözlemlerinden belirlenmiştir.

İnceleme alanı içerisindeki formasyonlar arasında gelişen uyumsuzluklar ise aşağıdaki şekilde saptanmıştır.

a) Paleozoyik yaşlı Tekerlekkaya formasyonu ve Atlas mermerleri ile Oligo-Miyosen yaşlı Kayalak formasyonu arasındaki açılmalık uyumsuzluk,

b) Paleozoyik yaşlı Tekerlekkaya formasyonu ve Atlas mermerleri ile Pliyosen yaşlı Harmanlar formasyonu arasındaki açılmalık uyumsuzluk,

c) Büyükyuva granitoidleri ile Paleozoyik yaşlı formasyonlar arasındaki ayrımlı kaya uyumsuzluğu,

d) Yöredeki tüm formasyonların üzerini özellikle dere yataklarında örten, güncel çökellerin oluşturduğu açılmalık uyumsuzluk.

Bölgede çatlaklar özellikle mermer mostralarında ölçülmüştür. Bu ölçümler sonucunda, farklı iki egemen doğrultuda eklem sistemleri K50°D, diğeri ise K40°B yönelimlidir. Bu iki eklem takımının mermerlerden blok alınmasını fazla etkilemediği ve yörenin bölgesel tektoniği ile uyum içerisinde olduğunda yapılan ölçüm ve gözlemlerle belirlenmiştir.

Bölgede yapılan çalışmalarda birimler içerisinde mikro ölçekten makro ölçüğe değin kıvrımlanma, eklem sistemleri ve faylanmalar gibi çeşitli yapısal deformasyonların geliştiği görülmüştür. Tüm bu yapısal deformasyonların oluşumunda, bölgesel Hernisyen ve Alpin orojenezinin etkili olmuştur. Ancak makale mermer yatakları açısından ağırlıklı olduğundan dolayı ayrıntıya girilmemiştir.

Genel Tanıtım

Çalışma alanında üç farklı renkte ve özellikte mermer yer alır. Siyah, beyaz ve gri renklere sahip mermerler araştırmanın başlıca amacını oluşturur. Yörede önceki yıllarda açılmış olan ocaklar mermer piyasasında özellikle tercih edilen siyah ve beyaz mermerler üzerinde yer almışlardır. Ancak bugün mermer ocaklarının faaliyetine piyasa koşulları nedeniyle ara verilmiştir. Yöre mermerlerinin çeşitli özellikleri TS 2513, TS 1910, TS 699 nolu Türkiye standartları da kullanılarak aşağıdaki şekilde saptanmıştır.

Minerolojik-Petrografik Özellikler

Beyaz renkli mermerler makroskobik olarak şeker dokulu ve masif görünüşlüdürler. Siyah mermerler ise ince lamine bir görünüme sahiptirler. Mikroskopik incelemelerle mermerin tane boyu sınıflaması Doğan ve diğ., (1983) göre yapılmış ve tablo 1 de görülen sonuçlar elde edilmiştir.

Tablo 1 : Tane boylarına göre mermerlerin sınıflanması.

Tablo 1 : Marbles classification according to grain-sizes.

Tane Boyu	Çok ince Taneli	İnce Taneli	Orta Taneli	Kaba Taneli	Çok kaba Taneli
Mermer	0.016 mm >	0.016-0.062 mm	0.062-0.25 mm	0.25-1.00 mm	1 mm <
Atlas Beyazı	*				
Atlas Siyahı					
Atlas Gri					*

in-sizes.

Mermerlerin ince kesitlerinin incelenmesi sonucu; siyah mermerlerin kalsit, muskovit, az miktarda kuvars ve piritten meydana geldiği saptanmıştır. Kuvarlar öz şekilsiz olup piritlerde mikroskobik ölçekte laminaller ve budinajlanmalar gözlenmiş ve minerallerde bir yönlendirilme olduğu izlenmiştir. Beyaz mermerler tekdüze, öz şekilsiz dolomit ve kalsit minerallerinden meydana gelmiştir. Orta tane boyuna sahip bu mermerler mozayik dokuludurlar. İçlerinde ender oranda opak minerallere rastlanılmıştır.

Blok Alınabilme Özellikleri

Mermerlerde siyah ve beyaz olanlar daha önceden değinildiği gibi önceki yıllarda işletilmişlerdir. Toplam kalınlığı 60 m. kadar olan beyaz mermerlerden istenilen boyutlarda blok çıkarılabildiği ocak ağızlarında yer alan stoktaki bloklardan anlaşılmaktadır. Beyaz mermerler siyah olanlara göre daha masif iken, siyah mermerler yüzeyde lamine ve derinlere doğru ise masifleşmektedir. Mermerler üzerinde sistematik bir dağılım göstermeyen çatlaklar özellikle asit intrüzif dayklarının mermerleri kestiği kesimlerde oldukça sıktır. Bu durum ise asgari blok boyutunun (1.5x1.2x0.6 m; Kuşçu, 1991) altına düşülmesine neden olabilecektir. Siyah mermerlerde çıkarılmış blok boyutu 10m³e erişirken, beyaz mermerlerde 3-5 m³ arasında ölçülmüştür. Veriler göz önüne alındığında mermerlerden blok alınabilme açısından bir sorunla karşılaşılmayacağı anlaşılmaktadır.

Kimyasal Bileşim

Atlas siyah ve beyaz mermerlerinin kimyasal analizleri Türkiye Çimento Müstahsileri Birliği laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Elde edilen veriler tablo 2 de bilinen bazı mermerlerin kimyasal bileşimleri ile birlikte verilmiştir (Tablo 2). Bu tablonun incelenmesi ile Atlas beyazının SiO₂ ve FeO miktarlarının İtalya Carrara mermerlerine benzedikleri belirlenmiştir. Siyah mermerin ise bu oksitleri biraz daha fazla içerdiği görülmektedir. Chilingir, (1957 : Üşenmez, 1985'de) ve Pettijohn, (1957 Abdüsselamoğlu, 1982'de) sınıflamalarına göre Ca/Mg oranı 1.5-1.7 arasında ve MgO %19.5-21.6 ise veya

Tablo 2. Atlas ve tanınmış mermerlerin kimyasal analiz değerleri.

Table 2. Chemical analysis data of Atlas marbles and well-known marbles.

Tablo 2: Atlas ve tanınmış mermerlerin kimyasal analiz değerleri.
Table 2: Chemical analysis data of Atlas marbles and well-known marbles.

Bileşen	Atlas Beyazı	Atlas Siyahı	Filyon (*) Sıkar	İtalya (*) Carrara
Al ₂ O ₃	0.11	0.12	Eser	0.03
SiO ₂	0.14	0.39	0.46	0.16
CaO	33.46	35.80	55.21	55.22
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	-	-
SO ₃	0.05	0.10	-	-
K ₂ O	0.09	0.09	-	-
MgO	19.6	17.3	0.23	0.43
Na ₂ O	0.19	0.17	-	-
TiO ₂	0.03	0.03	-	-
P ₂ O ₅	0.02	0.00	-	-
Faydalı Fluor	45.96	42.46	-	-

Değerler ve diğer özellikler

MgCO₃ %41-45.5 ise bu kayacın dolomit olduğu ileri sürülmüştür. Yukarıdaki veriler göz önüne alındığında araştırılan mermerlerinde dolomit olduğu tablonun incelenmesiyle açıkça görülür.

Fiziko-Mekanik Özellikler

Mermerlerin fiziko-mekanik özelliklerini saptamak için TS 699, TS 2513 ve TS 1910 nolu standartlara göre deneyler yapılmış ve yorumlanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Atlas mermerlerinin standartlara uygun olduğu belirlenmiştir. Elde edilen tüm sonuçlar tablo 3 de sunulmuştur. Ayrıca bu tabloda saptanmış değerler ile diğer bilinen bazı mermer yataklarının fiziko-mekanik özellikleri de karşılaştırma amacıyla verilmiştir.

Teknolojik Özellikler

Teknolojik özellikler halen standartlaştırılmamış özellikler arasındadır. Teknolojik özellikler içerisinde mermerlerin levha haline gelebilmeleri ve cila alıp parlatılmaları önemlidir.

Atlas yöresi mermerlerinin yapılan deneyler ile levha ve fayans haline gelebildikleri ve parladıkları saptanmıştır. Ancak önceki işletmecilerle yapılan görüşmelerde bu mermerlerin cilalarını çabuk kaybettikleri öğrenilmiştir.

Rezerv

Atlas yöresi mermerlerinin rezerv hesaplamaları 1/25.000 ölçekli harita üzerinden yapılmıştır. Böyle bir yaklaşımın standartlarda verilen hesaplamalarla bağdaşmayacağı açıktır. Ancak rezerv hakkında bir fikir verilebilmesi açısından bu uygulama gerekli görülmüştür. He-

saplamalarda mermerlerin alanı harita üzerinden, kalınlıkları ise mostralardan elde edilen verilere dayandırılmıştır. Böylece bütün boyutları elde edilen mermerlerin jeolojik blok yöntemi uygulanarak hesaplanan muhtemel rezervleri siyah olanlar için 74 860 000 m³, beyaz olanlar için ise 59 685 000 m³ bulunmuştur. Yeterli rezerv kavramı planlanan yatırımın büyüklüğü, seçilecek üretim yöntemi, hızı, kayaçların özelliklerine, piyasa değerlerine bağlı olarak değişebilir. Büyük işletmeler için 30-40 sene işletilebilecek miktarda rezerv gereklidir. Bugün ülkemizde en büyük ocakların dahi üretimlerinin yıllık 2000 m³ geçmediği bilinmektedir. Bu veri göz önüne alındığında ömrü 50 yıl olarak saptanan bir ocak için asgari işletilebilecek oranda 100 000 m³ lük bir görünür rezervin gerekliliği ortaya çıkar. Bir ocağın % 30 oranında blok verdiği göz önüne alınırsa 300-350 bin m³ görünür rezervi olan bir ocağın işletme için seçilmesi uygun görülmektedir. Ancak çok daha küçük rezervli veya hiç bir rezerv hesabı yapılmaksızın dahi bugün yüzlerce ocak çalıştırılmaktadır. Elde edilen rakamlar göz önüne alındığında hesaplamaların % 80 hatalı olmasında dahi yeterli rezervin olduğu ortadadır.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Mermerlerin konumunu ortaya koymak amacıyla çalışma alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Bölgede en altta Paleozoik yaşlı Tekerekkkaya formasyonu, üzerine farklı renk mermerler içeren Atlas mermerleri ve tüm bu birimleri kateden Büyükyuva Granitoidleri bulunur. Araştırma alanında bütün bu birimlerin üzerine açılacak uyumsuz olarak Oligo-Miyosen yaşlı Kayalak ve Pliyosen yaşlı Harmanlar formasyonunun geldiği saptanmıştır.

Yapılan çalışma ile mermerlerin fiziko-mekanik özellikleri araştırılmış, sonuçların TS normlarına uygunluğu saptanmıştır. Mineralojik-petrografik incelemelerle siyah mermerlerde tane boylarının 0.016 mm den küçük olduğu ve bileşiminde dolomit ve kalsit minerallerinin dışında çok az oranda muskovit ve opak mineraller bulunduğu gözlenmiştir. Beyaz mermerlerin ise orta taneli dolomit ve kalsit minerallerinden oluştuğu ve bu kristallerin 0.062-0.25 mm arasında boyutlara sahip oldukları saptanmıştır. Kimyasal analizler ile de mermerlerin dolomit oldukları ortaya çıkmıştır. Mermerlerin blok verebildikleri, teknolojik özellikler açısından bir sorunları olmadığı saptanmış ancak cilalarını çabuk kaybettikleri de ortaya çıkmıştır. Günden güne değişen ve gelişen tekniklerle yeni cila tiplerinin ortaya çıkması ile bu sorununda kısa zamanda bertaraf edilebileceği düşünülürse, bu özellik dışında mermerlerin değerlendirilebileceği anlaşılmıştır.

Atlas beyaz mermerlerinin inşaat ve heykeltıraşçılıkta değerlendirilebilmelerinin yanısıra mozayik olarak değerlendirilebilmeleri de mümkün görülmektedir. Bu nedenle yöredeki beyaz mermerlerin tümünün değerlendirilebilme imkanı vardır.

Ayrıca çalışma alanında bulunan Büyükyuva gra-

Tablo 3. Atlas mermerleri ve bazı mermerlerin fiziko-mekanik özellikleri.

Table 3. Physico-mechanic properties of Atlas marbles and some marbles.

Deneyler/Maden Türü	Atlas Siyahı	Atlas Beyazı	Afyon Şeker (*)	Aktaş Krem (**)	TS (min.) Normları
Birim Hacim Ağırlığı (gr/cm ³)	2.77	2.79	2.72	2.66	2.55 <
Özgül Kütle (gr/cm ³)	2.82	2.81	2.73	2.70	-
Porozite (%)	1.8	0.7	-	1.48	2 >
Atmosfer Basıncı Altında Ağırlıkça Su Emme (%)	0.7	0.13	0.106	0.285	0.75 >
Atmosfer Basıncı Altında Hacimce Su Emme (%)	1.09	0.39	-	0.77	-
Tek Eksenli Basınç Deneyi (kgf/cm ²)	// 518.2 ⊥ 709.9	938.6	572.12	615.85	500 <
Çekme Dayanımı (kgf/cm ²)	// 100 ⊥ 23	98.0	72.06	72.62	50 <
Kayma Direnci (c)	// 203 ⊥ 150	140	-	-	-
Pas Tutma Deneyi	Renk deği- şikliği yok	Renk deği- şikliği yok	-	-	-
Asit Etkisi Deneyi	Olumsuz etki gözlenmiyor	Olumsuz etki gözlenmiyor	-	-	-

(*) Doğan ve diğ., 1983'ten

(**) Kuşçu, 1989'dan

nitoyitlerinin de taş ocağı olarak işletilebilmesi veya kesilip parlatılarak yüzey kaplama taşı olarak da değerlendirilmesi mümkündür.

KATKI VE BELİRTME

Kimyasal analizlerin yapılmasında yardımcı olan Götaş A.Ş. ile petrografik kesitlerin incelenmesinde görüşlerine başvurduğumuz sayın Prof. Dr. Atasever GEDİKOĞLU'na ve çalışmalarında sağladığı kolaylıklar ve fikirlerinden dolayı Dr. İlyas YILMAZER'e teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BİLGİLER

Anonim, 1977, Doğal yapı taşları: Türk Standartları Enstitüsü yayını, TS 2513, 5 s. Şubat, ANKARA.

Anonim, 1977, Kaplama olarak kullanılan doğal taşlar: Türk Standartları Enstitüsü yayını, TS 1910, 7 s. Şubat, ANKARA

Anonim, 1987, Tabii yapı taşları muayene ve deney metodları: Türk Standartları Enstitüsü yayını, TS 699, 82 s. Ocak, ANKARA

Abdüsselamoğlu, M.Ş.; 1982, Tortul Kayaç Petroğrafisi, S. 133, İSTANBUL

Doğan, Z., Arda, T.Gürçeşme, İ., 1983, Türkiye Mermer Potansiyeli, T. Uluslararası Mermer Sempozyumu, No. 18, 106 s. İSTANBUL

Erol, O., 1955, Weingart, W., 56/2, 5614 Sivrihisar ve 57/1, 57/3 Ankara Paftalarının Jeolojik Haritasının korelasyon raporu (MTA, Arşiv).

Kuşçu, M., 1989, Aktaş (Sütçüler-Isparta) Mavimsi gri-krem mermer yatağının çeşitli özelliklerinin araştırılması: Akdeniz Üniv. İsp. Müh. Fak. Dergisi, Maden Müh. Sektörünü, s. 348-359, İSPARTA

Kuşçu, M., 1991, Endüstriyel Kayaçlar ve Mineraller: Akdeniz Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü Yayını, No 2, 177 s. İSPARTA

Üşenmez, Ş., 1985 Karbonat kayaçlarının sınıflandırılması : Gazi Üniversitesi Yay., 4335 s. Ankara.

SİVAS GÜNEYDOĞUSUNDAKİ JİPSLERİN ÇÖZÜNÜRLÜK ÖZELLİKLERİ

Solubility characteristics of gypsum in the southeastern part of Sivas

Ergun KARACAN Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Müh. Bölümü Sivas

ÖZ: Bu çalışmada Sivas kenti güneydoğusundaki kayaç zeminlerin önemli bir kısmını oluşturan jipslerin çözünme ve borulanma özelliklerinin incelenmesi; elde edilecek verilerin mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Yukarıda belirtilen amaca yönelik olarak ilk aşamada çalışma alanının daha önceden yapılmış jeoloji haritası temel alınarak, farklı jeolojik üyelere ait jipslerden tipik blok örnekler alınmıştır. Laboratuvarında bu örneklerden hazırlanan karotlar üzerinde jipslerin çözünürlük ve borulanma özellikleri belirlenmiştir. Sığ sulu deniz kıyısı sabka (lagün) oluşukları olarak yorumlanabilen değişik üyelere ait jipsler çözünürlük ve borulanma özellikleri açısından genelde büyük farklılıklar göstermemektedir. Laboratuvar deney sonuçlarına göre jipslerde borulanmanın ana süreksizlikleri kesen ikincil süreksizlikler tarafından denetlendiği sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT: The present study aims to investigate the solubility characteristics of the gypsum deposits which constitute a major part of the bedrock of the southeast of Sivas town and to evaluate the results in terms of engineering geological applications. In order to accomplish these tasks block sampling programme has been carried out based on the geological map available. A number of block samples have been recovered and laboratory samples are prepared. The laboratory tests performed on the samples include the solubility and piping characteristics of the gypsum samples. The gypsum deposits encountered in various units of the geological formations were formed within a shallow marine lagoon environment (Sabhka). The solubility characteristics of gypsums of different units do not show significant variations. The laboratory test results suggested that the piping phenomena encountered within the gypsum deposits are largely controlled by the secondary discontinuities that traverse the main discontinuities.

GİRİŞ

Çalışma alanı Sivas ili sınırları içerisinde yer almaktadır. Yöre ve yakın civarında bugüne dek yapılmış çeşitli jeolojik ve mühendislik çalışmaları vardır. Bu çalışmalardan konu ile ilgili olanlara yeri geldikçe metin içerisinde değinilecektir.

Jips ve anhidrit doğada yaygın bir şekilde bulunan evaporitik kayaçlardır. Bu kayaçlar üzerinde yapılmış ve yapılmakta olan birçok mühendislik yapısı (barajlar, tüneller vb.) bulunmaktadır. Bu konuda yapılan çalışmalardan edinilen bilgilere göre; inşaatı bitmiş veya bitmemiş olan bu mühendislik yapılarında çözümü güç ve bazen olanaksız ciddi sorunlarla karşılaşmaktadır. Bu sorunların başlıcaları, karstlaşma ve buna bağlı su kaçakları, borulanma, temel taşıma gücünde zamanla oluşan azalma, farklı oturma, su baskınları, beton dayanımındaki azalma ve anhidrit-jips dönüşümü sırasında ortaya çıkan şişme basınçlarıdır. Temel kayaçlarındaki jipslerde çözünme sonucu oluşan borulanma nedeni ile yıkılmış mühendislik yapısına St. Francis barajı örnek olarak verilebilir.

Evaporitik kayaçlar ülkemizde de geniş alanlar kaplamakta ve büyük bir çoğunluğu jipslerden oluşmaktadır. Sivas gibi büyük bir ilimiz jipsli seriler üzerinde yer almaktadır. Bu yörede yapılması planlanan ve yapılacak olan mühendislik yapılarının da benzer çeşitli sorunlarla karşılaşmaları olasılığı yüksektir. Yöre jipslerinin çözünürlük ve borulanma özelliklerine yönelik ilk çalışma Karacan (1989) tarafından yapılmıştır.

Yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı bu çalışmada, Sivas ve yöresi kayaç zeminlerin önemli bir kısmını oluşturan jipslerin çözünürlük özelliklerinin laboratuvar koşullarında araştırılması ve elde edilebilecek verilerin mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilip yorumlanması amaçlanmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Ceyhan (1987)'ye göre çalışma alanındaki kayaç birimleri Miyosen yaşlı Haciali ve Karayün formasyonları, Pliyosen yaşlı Karatepe çökelleri ile Kuvaterner yaşlı eski ve yeni alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 1).

Haciali formasyonu Oligosen ve daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelir ve alttan üste doğru Kuzuyüzü Tepe, Boynuzözü, Göbekli Tarla, Aktaş ve Purte-

pe üyelerinden oluşur. Formasyonda yer alan jipsler Göbekli Tarla ve Purtepe üyeleri içerisinde marnlarla ardalanmalı olarak bulunmaktadır.

Hacıali formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Karayün formasyonu kayaç türlerine göre; Şahbey, Yusuftaşlı, Eğribucak, Karaçalı ve Güneyler Tepe üyeleri şeklinde beş üyeden oluşur. Formasyondaki jipsler Eğribucak ve Karaçalı üyelerinde yer almaktadır. Eğribucak üyesi jipsleri marnlarla ardalanmalı iken Karaçalı üyesi jipsleri masif yapıdadır.

Karatepe çökelleri boz-açık kahverengi konglomera, kumtaşı, silttaşı ardalanması ve marnlardan oluşur. Çökellerin yaşı Pliyosen olup, Karayün formasyonu üzerine aşılmal uyumsuzlukla gelir.

Genç çökeller bölgedeki çeşitli kayaç birimlerinden türemiş çakıllar ile kum, silt ve kil boyutunda malzemelerden oluşmuştur. Bu çökeller çalışma alanında Kızırlamak ve bu ırmağa boşalan küçük akarsu vadilerinde, yer yer geniş yayılımlar gösterirler.

JİPSLERİN ÇÖZÜNÜRLÜK ÖZELLİKLERİ

Jips ve anhidrit çözünürlükleri kaya tuzundan sonra en fazla olan evaporitik kayaçlardır (Çizelge 1). Bu nedenle bu kayaçlar baraj, gölet vb. su yapılarının temellerinde, tünellerde aşırı oturmalara, borulanmalara, geçirimsizlik artışına, mağara oluşumuna ve beton harcı dayanımının azalmasına neden olmaktadır. Bu etkilerden dolayı bu kayaçlar mühendislik uygulamalarında en çok korkulan ve çekinilen zeminlerden biri olmuşlardır. Dünyanın çeşitli yerlerinde temel ve mesnetleri jips ve anhidrit içeren birçok baraj ve su tutma yapısında büyük sorunlarla karşılaşmış ve karşılaşmaktadır. Bu sorunu mühendislik projelerine özellikle Brune (1965) ve Calcano and Alzura'da (1967) ayrıntılı bir şekilde değinilmektedir. James and Lupton (1978) tarafından yapılan bir çalışmada ise, barajlar gibi son derece önemli su yapılarının temellerinde, özellikleri daha önceden belirlenmiş olan jips ve anhidritin, yapının servise alınması durumunda tüm yapıyı nasıl etkileyebilecekleri kantitatif olarak öngörülme çalışılmıştır.

Bir su yapısının temelindeki anhidrit ve jipsin çözünme davranışlarının kantitatif olarak bilinmesi durumunda, yapının geleceğine yönelik bazı yararlı ön tah-

Çizelge 1. Bazı malzemelerin saf sudaki çözünürlükleri (James and Kirkpatrick, 1980)

Table 1. Solubility of some materials in pure water (After James and Kirkpatrick, 1980)

Malzemeler	10°C sıcaklıkta saf suya çözünürlük C_s (kg/m^3)
Jips	2.5
Halit (NaCl)	360.0
Kireçtaşı	0.015
Anhidrit	2.00
Kuars	0.01

minlerde bulunma olasılığı fazladır. Bu tahminlerde jeolojik ve alan araştırmalarından elde edilecek veriler ile akım ağı bilgilerine de gereksinim vardır.

Jipsin Çözünme Mekanizması

Liu and Nancollas (1971) literatürde ilk defa küçük jips kristallerinin birinci dereceden kinetiğe göre çözümlüklerini göstermişler ve aşağıdaki eşitliği vermişlerdir. (James and Lupton, 1978).

$$\frac{dM}{dt} = \alpha(Cs-C)$$

Fabus et al. (1969) ise, anhidritin ikinci dereceden kinetiğe göre çözümlükünü göstermişler ve aşağıdaki eşitliği vermişlerdir (James and Lupton, 1978).

$$\frac{dM}{dt} = \alpha(Cs-C)^2$$

Bu eşitliklerde:

M = t zamanı süresince çözümlük kalsiyum sülfatın kütlesi

Cs = Doymun çözeltideki madde konsantrasyonu.

C = t anında çözeltideki madde konsantrasyonudur.

Ancak bu iki yayında da hız sabiti (k) için değerler verilmemiştir.

James and Lupton (1978) tarafından aşağıda verilen eşitlikte görüldüğü gibi birim alan için çözünürlük hız sabitinin belirlenebilmesi için su fazı ile temas halindeki kalsiyum sülfat yüzey alanının (A) bilinmesi gerekmektedir.

$$\frac{dM}{dt} = kxAx(Cs-C)^{\alpha}$$

Jips ve anhidritin çözünürlükleri büyük bir olasılıkla Nerst difüzyon mekanizması ile yönetildiğine göre; çözünürlük hız sabitinin katı maddelerin etrafındaki sınır tabakasına yüklenen hız gradyanına bağlı olduğu kabul edilebilir (James and Lupton, 1978).

Yüksek akış hızları sınır tabakasının kalınlığını azaltıp konsantrasyon gradyanını artırmaya eğilimli olduğu için çözünürlük hızını da artıracaktır. Anhidritin çözünme hızı yarı doymun konsantrasyonun karesine bağımlı olup kristal kafesten ayrılan iyonlarca kontrol edilmektedir (Langmuir, 1916; James and Lupton, 1978). Artan sıcaklıkların olağan üstsel kanununa göre, çözünürlük hızlarını arttırabileceği beklenebilir: $k \propto e^{1/T}$. Ayrıca tuz çözümlükleri sınır tabakasını sıkıştırdıkları için çözünürlük hız sabitinin değerini artırırlar.

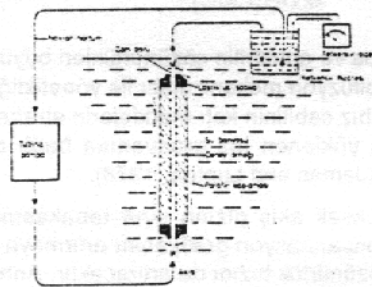
Jipslerin Çözünürlük Hızlarının Belirlenmesi

Çözünürlük hızlarını belirleme deneyleri değişik üyelerden alınmış altı tipik jips örneği üzerinde yapılmış-

Çizelge 2. Çözünürlük hız sabitleri saptanan jips örneklerinin kimyasal analiz sonuçları
Table 2. The chemical analysis of gypsum sample for which dissolution rates were determined

Örnek no / alındığı üye	*Elementler (%)								
	SiO ₂	SO ₃	Fe ₂ O ₃	SrO	MgO	CaO	Na ₂ O	600 C ateşte kayıp	1000 C ateşte kayıp
Tkk-3 / Karacalı	0.02	44.96	0.10	0.10	0.01	31.55	0.5	20.54	21.26
Tkk-5 / Karacalı	0.08	45.18	0.14	0.60	0.03	31.63	0.1	20.72	21.00
Tke-1 / Eğribucak	0.01	44.68	0.01	0.3	0.20	31.28	0.5	20.59	21.22
Thp-2 / Purtepe	0.01	44.98	0.07	0.4	0.01	31.47	0.1	20.69	21.02
Thg-4 / Göbeklitarla	0.03	44.94	0.04	0.4	0.01	31.47	0.5	20.64	21.32
YP-24 / Sondaj örn.	1.04	18.07	0.21	0.6	0.20	12.66	0.7	15.46	20.37

* : Ni, Zn, Cu, Pb aletin okuma sınırı altında olduğundan;
Ba lambası bozuk olduğundan okunamamıştır.



Şekil 2. Jips karotu içerisinde su sirkülasyonu sağlamada kullanılan deney düzeneği

Fig. 2. Apparatus for circulation of water through gypsum core sample.

tır. Bu altı örneğin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir. Deneylerde Şekil 2'de görülen deney düzeneği kullanılmıştır. Deneylerde önce her bir karot örneğinin ortasından açılmış 2.5 mm çapındaki deliğin yüzeyindeki

partiküller delikten su akıtılarak temizlenmiştir. Daha sonra, YSI model S-C-T Metre kalibre edilmiştir. Deneylerde su sirkülasyonu için maksimum 0.402 ml/sn sabit debide ve 0.0208 m/sn'lik sabit akış hızında su pompalayabilen MP-3 Model Mikro-Tubing pompa kullanılmıştır.

Deneylerde daha önceden iletkenlik ölçerinin elektrot takımı, iletkenlik hücresi ve parafinle kaplanmış deney örneğinin hortum bağlantıları yapılarak 25°C'deki sabit sıcaklık banyosuna daldırılmış; 5-10 dk. kadar bekletilmiş, daha sonra pompa çalıştırılarak su dolaşımı sağlanmış ve iletkenlik hücresinde belirli sürelerle iletkenlik okumaları yapılmıştır. İletkenlik okumalarının değişmediği zamana kadar deneye devam edilmiş, iletkenlik okumaları ve Çizelge 3'deki verilerden yararlanılarak oluşturulan grafik (Şekil 3) yardımı ile zamana bağlı olarak çözeltideki jips konsantrasyonu değerleri belirlenmiştir. Daha sonra her bir deney için sirküle eden çözeltideki jips konsantrasyonlarının zamana bağlı olarak değişimini veren Şekil 4'de sunulan grafikler oluşturulmuştur. Bu grafiklerden yararlanılarak doygunluk noktalarında, çözeltideki jips konsantrasyonları belirlenmiştir. Son aşamada ise, aşağıdaki eşitlik kullanılarak, her bir deney örneğinin çözünürlük hız sabitleri belirlenmiştir.

Çizelge 3. Bir çözeltideki jips konsantrasyonu ile elektriksel iletkenliğin değişimi (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

Table 3. Change of gypsum concentration with electrical conductivity (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

CaSO ₄ konsantrasyonu (mg/L)	25°C'de elektriksel iletkenlik (milihmhos/cm)
1	0.171
2	0.256
5	0.599
10	0.908
20	1.599
30.5	2.305

$$\frac{dM}{dt} = kxAx(Cs-C)^2$$

Bu eşitlikte :

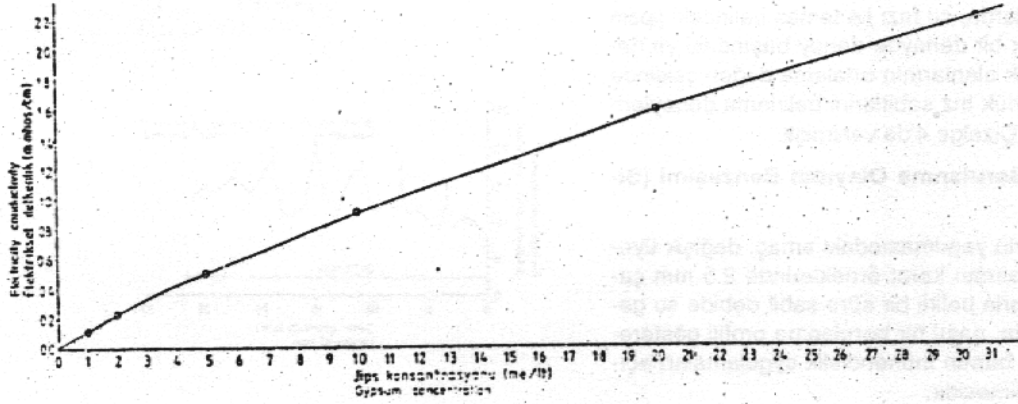
M = t zamanı süresince çözülmüş kalsiyum sülfatın kütlesi

Cs = Doygun çözeltideki madde konsantrasyonu

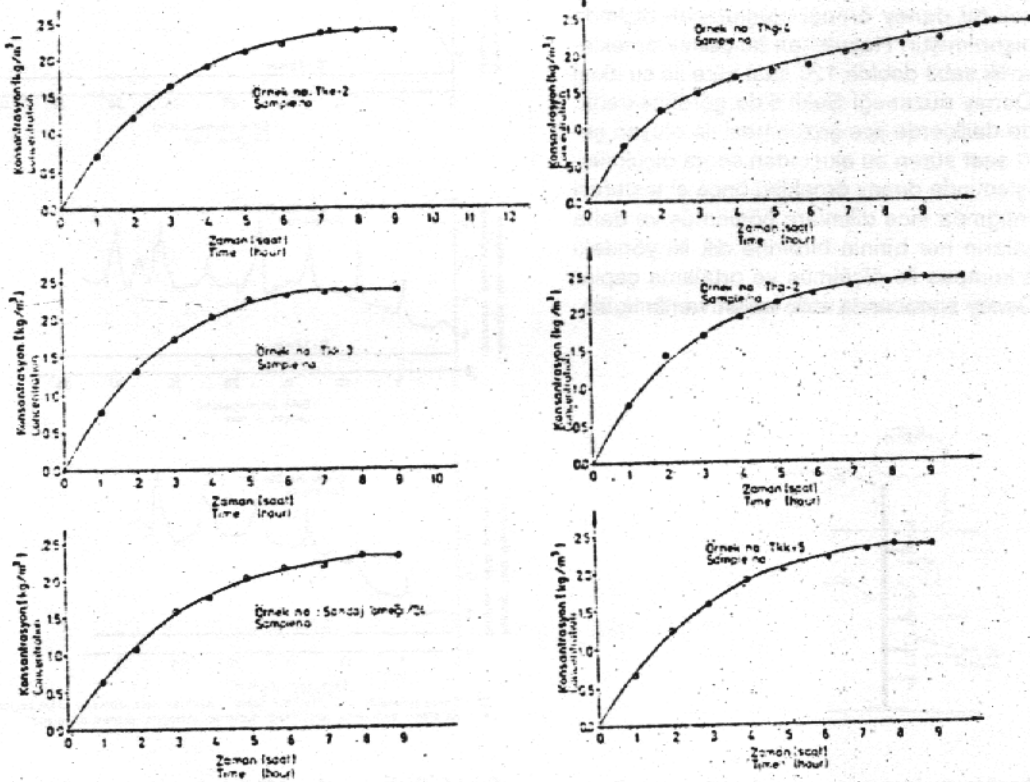
C = t anında çözeltideki madde konsantrasyonu

k = Çözünürlük hız sabiti

A = Su fazı ile temas halindeki jipsin yüzey alanı



Şekil 3. Elektriksel iletkenliğin jips konsantrasyonu ile değişimi (25°C)
Fig. 3. Change of electrical conductivity with gypsum concentration at 25°C



Şekil 4. Çözünürlük deneylerinden elde edilen konsantrasyon zaman grafikleri
Fig. 4. Concentration-time relationships obtained from dissolution experiments

Çizelge 4. Çalışma alanındaki jipslerin çözünürlük hız sabitleri (k) sonuçları

Table 4. Dissolution rate constants (k) of gypsum rocks of the study area.

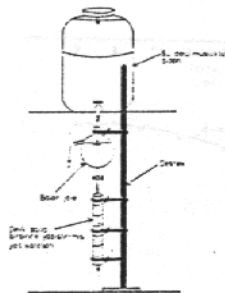
Örnek No	Çözünürlük Hız Sabiti (k) $\times 10^{-6}$ m/sn
Karaçalı/Tkk-3	4.60
Karaçalı/Tkk-5	4.39
Laribucak/Tke-2	4.98
Lurtepe/Thp-2	4.15
Göbeklitarla/Thg-4	2.60
Bonda, J. örneği/24	4.05

Hesaplamalarda, su fazı ile temas halindeki jipsin yüzey alanı (A) her bir deneyde deney başındaki ve deney sonundaki delik alanlarının ortalama değeri şeklinde alınmıştır. Çözünürlük hız sabitlerini belirleme deneylerinin toplu sonuçları Çizelge 4'de verilmiştir.

Jipslerde Borulanma Olayının Benzeşimi (Simulasyonu)

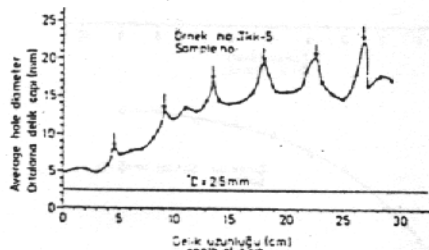
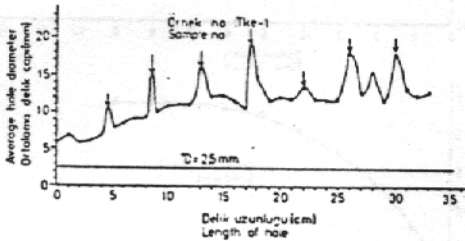
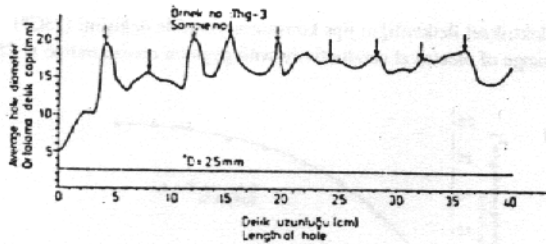
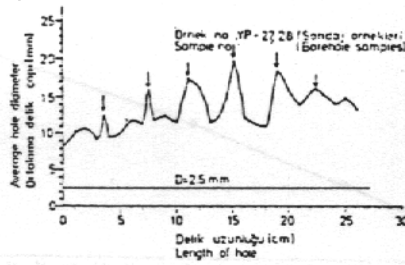
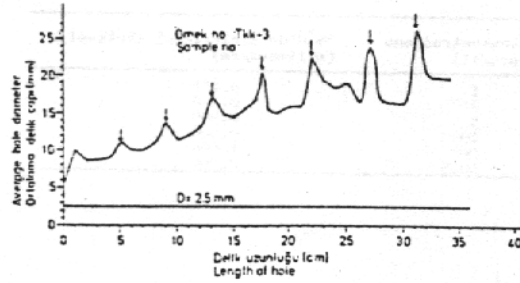
Bu deneylerin yapılmasındaki amaç, değişik üyelerine ait jipslerden alınan karot örneklerinde 2.5 mm çapında açılan deliklerin belirli bir süre sabit debide su geçirilmesi durumunda, nasıl bir borulanma profili göstereceklerini belirleyip, bunun mühendislik uygulamaları açısından değerlendirilmesidir.

Deneylere başlamadan önce, 4.5 cm uzunluğundaki silindirik jips karot örneklerinin eksenleri boyunca 2.5 mm çapında delikler açılmıştır. Bu örnekler 30-40 cm uzunluğunda tek bir deney örneği oluşturacak biçimde birbirlerine yapıştırılmıştır. Hazırlanan bu deney örneklerinden 0.5 ml/sn'lik sabit debide 120 saat süre ile su akışı sağlanmıştır. Deney düzeneği Şekil 5'de görülmektedir. Her bir deneyde deliklerde jips çözünmesi ile oluşan şekil değişimi 120 saat süren su akışından sonra ölçülmüştür. Bu ölçme işleminde deney örnekleri önce el testeresi ile 10 mm kalınlığında ince dilimlere bölünmüş ve daha sonra bu parçaların her birinin birbirine dik iki yöndeki çapları hassas kumpas ile ölçülmüş ve ortalama çaplar bulunmuştur. **Deney sonucunda elde edilen veriler kulla-**



Şekil 5. Jipslerde borulanma olayının benzeşimi deneylerinde kullanılan deney düzeneği

Fig. 5. Apparatus for simulation of piping phenomena within gypsum.



D: Deney başındaki ortalama delik çapı (Average hole diameter at the beginning of the test)
+ karotların birbirine yapıştırıldığı düzlem (Sticking planes of cores)

Şekil 6. Jipslerde açılan deliklerin borulanma profilleri
Fig. 6. Piping profiles through gypsum cores.

nilarak ortalama delik çaplarının delik uzunluğuna bağlı olarak değişimini veren Şekil 6'daki delik çapı-delik uzunluğu grafikleri oluşturulmuştur.

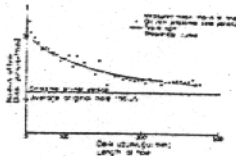
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar ve tartışma aşağıda özetlenmiştir.

a) Aynı deney koşullarında farklı üyelere ait jipslerin yaklaşık aynı çözünme hız sabiti değerlerine sahip oldukları anlaşılmıştır. Bu değer 0.402 ml/sn 'lik debide ve 0.0208 m/sn 'lik akış hızında ortalama $4.20 \times 10^{-6} \text{ m/sn}$ olarak belirlenmiştir.

b) Jips karotlarında açılan deliklerin borulanma profili şekillerinden görüldüğü gibi (Şekil 6), delik genişlemesi her bir karot örneğinin birleşme yerlerinde daha yoğun olarak gelişmektedir. Bu karotların birleşme yerleri bir bakıma sahadaki ana süreksizlikleri kesen tali süreksizlik düzlemlerini temsil etmektedir. Bu nedenle, doğada jipslerdeki süreksizlikler boyunca çözenmeyle gelişecek borulanmanın özellikle bu süreksizlikleri enine kesen ikinci derecede önemli süreksizlikler civarında daha yoğun olacağı sonucuna varılmıştır.

Farklı üyelere alınmış jips örneklerinin çözünürlük hız sabitlerinde görülen ufak farklılıklar deney örneklerinde su ile temas halindeki yüzey alanlarının farklı olmasından ve iletkenlik hücreesindeki suyun iyi bir şekilde karıştırılmamasından kaynaklanmaktadır. Şöyle ki, sirküle eden suyun daha büyük jips yüzey alanı ile karşılaşması durumunda çözünürlük hız sabiti değeri düşmektedir. Sondaj örneğinin çözünürlük hız sabitindeki düşüklük bu örnekte bulunan kuvars ve kil minarellerinin varlığına bağlanabilir. Bu minareller jipsin su ile temas yüzeyine azaltarak çözünürlük hız sabitinin düşmesine neden olmaktadır. Özellikle jipsin bağlayıcı malzeme olarak bulunduğu konglomeralarda çözünürlük hız sabiti düşük olacağı için jipsli sular çabuk doygunluğa erişemeyecek, bunun sonucu olarak da jips çökelemeyip tıkanma bölgesini oluşturamayacak ve borulanma iyi bir şekilde gelişebilecektir. Oysa, masif jipslerde çözünme olayı hızlı olduğu için jipsli su hızlı bir şekilde doygunluğa erişerek çökelecek ve süreksizlikleri doldurarak çözünmeden kaynaklanabilecek borulanmayı engelleyebilecektir.

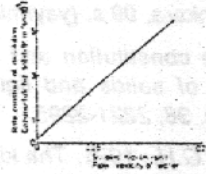


Şekil 7 : 23 °C'de saf suda jips çözünürlük hızının su akış hızı ile değişimi (James and Lupton'dan, 1978).

Figure 7 : Change of dissolution rate of gypsum with flow velocity at 23 °C (After James and Lupton, 1978).

Bu çalışmada belirlenen çözünürlük hız sabiti değerleri Şekil 7'de James and Lupton (1978) tarafından oluşturulan grafikten bulunan değerlerle büyük bir uyumluluk göstermektedir. Ancak bu çalışmada yapılan deneyler sabit su akışı hızında ($V=0.0208 \text{ m/sn}$) olup değişik akış hızını sağlayabilecek ekipman olanağı sağlanamamıştır. Bununla beraber; su akış hızının artışına koşut olarak çözünürlük hız sabitinin de artacağı kuşkusuzdur.

Literatürde jipslerde borulanma olayının gelişimi masif jips karotlarında açılan tek bir deliğin su etkisi ile genişlemesi şeklinde incelenmiştir (Şekil 8). Oysa bu çalışmada jipslerdeki borulanma olayı ana süreksizlikleri (kanalları) kesen süreksizliklerin bulunduğu bir kayaç ortamında incelenmiştir. Bu süreksizlikleri içeren kayaçlar ortamında borulanmanın incelenmesi doğaya uygulanabilecek en gerçekçi bir yaklaşımdır. Çünkü, saha gözlemleri sırasında gözlemlendiği gibi doğada ana süreksizliklerin tali süreksizlikler tarafından kesilmediği tamamen masif olan jipslerin varlığını düşünmek olası değildir. Bu nedenle, özellikle jipslerin üzerinde inşa edilecek su yapılarının temel tasarımında yapılacak çözünme ve borulanma model çalışmalarında ana süreksizlikleri kesen tali süreksizliklerin de borulanma davranışları üzerindeki etkisini dikkate almak daha gerçekçi bir yaklaşım olacaktır.



Şekil 8. 0.0051 ml/sn debisindeki suyun 8 günde masif jipste açılan delikte oluşturduğu genişleme profili (James and Lupton, 1978)
Fig. 8. Solution profile of drill hole in gypsum at 0.0051 ml/sn constant discharge rate after 8 days (After James and Lupton, 1978)

KATKI BELİRTME

Yazar bu çalışmanın çeşitli aşamalarında bilimsel katkılarından dolayı Prof. Dr. Vedat DOYURAN (O.D.T.Ü.) ve Prof. Dr. Erçin KASAPOĞLU'na (H.Ü.) teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Brune, C., 1965. Anhydrite and gypsum problems in engineering geology : *Engineering Geology*, 2, 1, 26-33.
- Calcano, C.E. and Alzura, P.R., 1967. Problems of dissolution of gypsum in some dam sites: *Bull. Venezuelan Soc. Soil Mech. Found. Engr. July-Sept.*
- Ceyhan, F., 1987. Sivas güneydoğusundaki tuz ve jips yataklarının jeolojisi, oluşumu, kökeni ve ekonomik özellikleri: Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 107 s. (yayımlanmamış).
- Fabuss, M., Korozi, A., Middleton, T.R. and DeMonico, J.P., 1969. Office of Saline Water Rep. Contract No. 14-01-0001-1269.
- Jamés, A.N. and Lupton, A.R.R., 1978. Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulics structures; *Geotechnique*, 28, 249-272.
- James, A.N., and Kirkpatrick, I.M., 1980. Design of foundations of dams containing soluble rocks and soils: *Q.J. Eng. Geol.*, 13., 189-198.
- Karacan, E., 1989. Sivas güneydoğusundaki jipslerin jeo-mühendislik özelliklerinin incelenmesi, Doktora Tezi. H.Ü., Fen Bilimleri Ens., Beytepe-Ankara, 99 s. (yayımlanmamış).
- Langmuir, I., 1916. The constitution and fundamental properties of solids and liquids: *J. Am. Chem. Soc.* 38, 2221-2295.
- Liu, S.T. and Nancollas, G.H., 1971. The kinetics of dissolution of calcium sulphate dihydrate. *J. Inorg. Nucl. Chem.*, 33, 2311-2316.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils (L.A., Richards, editör): *Agricultural Handbook*, No. 60, U.S. Dept. of Agriculture, 160 p.

ORTA-BATI PONTİDLERDEKİ KÜRE YÖRESİ (KUZEY KASTAMONU) MAGMATİT-METAMORFİTLE- RİNİN PETROGRAFİSİ VE MAGMATİTLERİN ANA ELEMENT JEOKİMYASI

Petrography of the Magmatites-Metamorphites and the Major Element Geochemistry of the Magmatites in the Küre Region, N Kastamonu, Central-Western Pontides

Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh.Bölümü, Sivas.

ÖZ : Küre (K Kastamonu) ve yakın çevresinde Prekambriyen (?) yaşlı Dönmeyol metamorfiti, Triyas - Alt-Orta Jura yaşlı Küre ofiyoliti, Alt Jura yaşlı Börümce formasyonu, Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağı, Orta Jura yaşlı Göynükdağı kontakt metamorfite ait Çiçekyayla metamorfiti ve Orta-Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Yaralgöz grubu olmak üzere toplam altı adet tektonostratigrafik birlik tanımlanmıştır. Küre ofiyoliti kendi arasında Koramanyayla ultramafiti, Zemberekler mafiti ve Sarpunçay plütönu olmak üzere haritalanabilir üç alt birime ayrılmıştır. Kastamonu granitoid kuşağına ait plütönlara ise Karaman, Sallamadağ ve Battallar plütönları olarak tanımlanmışlardır. Çalışma alanındaki ana yapısal elemanlar, Börümce formasyonunda gözlenen mezokivrimlar ile diğer birimleri de etkileyen ters faylar, bindirme fayları ve oblik faylardır. Koramanyayla ultramafiti başlıca serpantin, serpantinleşmiş ultramafit ve serpantinleşmiş verlit; Zemberekler mafiti, spilit ve altere diyabaz; Sarpunçay plütönu ise daha çok altere gabro ve kuvars-diyorit türü kayalardan oluşmaktadır. Karaman ve Sallamadağ plütönları porfirik granodiyorit ve porfirik adamellit; Battallar plütönu başlıca tonalit ve granodiyorit; damar kayalıkları ise genellikle granodiyorit-porfir türü kayalardan oluşmaktadır. Dönmeyol metamorfiti pi-roksen-gneys, kalksilikatik gneys ve sillimanit-mika gneys ile bunların retrograd metamorfizması sonucu gelişen kuvarsışt ve milonit; Çiçekyayla metamorfiti ise benekli hornfels, hornfels, fillit, benekli arduvaz ve metakumtaşı türü kayalıkları içermektedir. Ana element jeokimyası verilerine göre Sarpunçay plütönu ile Zemberekler mafiti bir topluluk oluşturmakta ve toleyitik karakterli okyanus sırtı magmatizmasını göstermektedir. Karaman ve Sallamadağ plütönları da kendi aralarında bir topluluk oluşturmakta ve kısmen I-tipi, kısmen de S-tipi özellik gösteren alüminokafemik karakterli bir magma kaynağına işaret etmektedir. Battallar plütönu ile damar kayalıkları da kendi aralarında bir topluluk meydana getirmekte ve I-tipinde kafemik özellikli bir magmayı karakterize etmektedirler. Bu verilerin ışığında, Küre ofiyolitinin, Paleo-Tetis olarak tanımlanan okyanusal kabuk malzemesinden farklı ve daha genç bir yay ardı riftleşmesi ile meydana gelmiş olabileceğinin ve bu riftleşmenin oluşturabileceği dalma batma zonundaki yay magmatizmasının araştırılması önerilmektedir.

ABSTRACT: Six tectonostratigraphic units have been mapped in the Küre region and surroundings located to the N Kastamonu province in Central-Western Pontides. These units are as follow: Dönmeyol metamorphite (Precambrian?), Küre ophiolite (Triassic to Lower-Middle Jurassic), Börümce formation (Lower Jurassic), Kastamonu granitoid belt (Middle Jurassic), Çiçekyayla metamorphite belonging to the Göynükdağı contact metamorphite (Middle Jurassic) and Yaralgöz group (Middle-Upper Jurassic - Lower Cretaceous). The Küre ophiolite has also been subdivided into three mappable units such as Koramanyayla ultramafite, Zemberekler mafite and Sarpunçay pluton. The discrete plutonic bodies in the mapped area, from the Kastamonu granitoid belt, are called Karaman, Sallamadağ and Battallar plutons. The major structural elements are made up of mesofoldings in the Börümce formation and the reverse faults, thrust faults and oblique faults affecting all the units in the studied area. Koramanyayla ultramafite consists of serpentinite, serpentinized ultramafite and serpentinized wherlite. Zemberekler mafite comprises mainly spilitite and altered diabase. The main rock types of Sarpunçay pluton are made up of altered gabbro and quartz-diorite. Karaman and Sallamadağ plutons consist of porphyritic granodiorite/adamellite whereas the Battallar pluton consists basically of tonalite and granodiorite. As for the vein rocks, they are composed essentially of porphyritic granodiorite. The pyroxene gneiss, calc-silicate gneiss and sillimanite-mica gneiss are the main rock types of the Dönmeyol metamorphite which also includes some retrograde metamorphic rocks such as quartzschist and mylonite. The Çiçekyayla metamorphite comprises mainly of spotted hornfels, hornfels, phyllite, spotted slate and metasandstone. Major element geochemistry data show that the Sarpunçay pluton and the Zemberekler mafite constitute an association representing a tholeiitic and ocean ridge magmatism. The Karaman and Sallamadağ plutons also determine a single assemblage derived from an aluminokafemik magma showing partly I-type, partly S-type origin. The Battallar pluton and vein rocks also form another association solidified from a kafemik and I-type magma. In the lights of these data, it is suggested to study the genesis of Küre ophiolite whether it may be developed a younger back arc rifting rather than Paleo-Tethyan oceanic crust and its possible subduction related arc magmatism.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Orta-Batı Pontidlerin (Ketin, 1966) dış zonunda (Adamia ve diğ., 1980) yer alan Kastamonu iline bağlı Küre ilçesi ve yakın çevresinde, 1/25.000 ölçekli Kastamonu-E31-a3 ve b4 paftalarında yaklaşık 200 km² lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada, Küre ilçesi ve yakın çevresinde varlığı bilinen magmatik ve metamorfik kayaların (Ketin, 1962) mineralojik-petrografik incelenmesi ve ayrıca magmatik kayaların ana element jeokimyası yönünden incelenmesi amaçlanmıştır. Yörede daha önce yapılan çalışmalara bakıldığında, bunların, başlıca Küre yöresindeki bakırlı pirit yataklarına

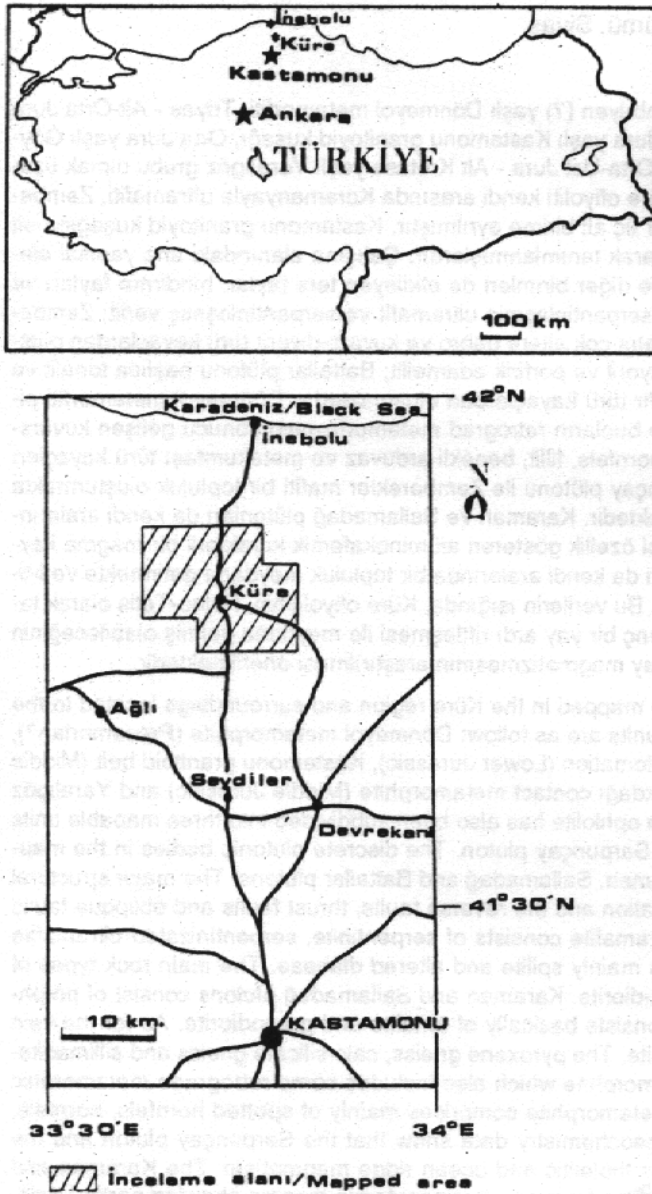
(Kovenko, 1944; Bailey ve diğ., 1967; Çağatay ve diğ., 1980; Güner, 1980); ve bazik vokanitlere yönelik (Güner, 1982, 1983) çalışmalar olduğu görülmekle birlikte bazı sentez çalışmalarında da (Şengör ve diğ., 1980; Yılmaz ve Boztuğ, 1986) yöredeki ofiyolitik ve granitik magmatizmaya değinildiği görülmektedir. Diğer taraftan, Kastamonu yöresinde yapılan geniş ölçekli temel jeolojik araştırmalarda Küre yöresinin sorunlarına değinildiği de göze çarpmaktadır (Aydın ve diğ., 1986; Altun ve diğ., 1990; Şengün ve diğ., 1991). Ediger ve Erler (1990) tarafından gerçekleştirilen bir çalışmada ise Küre yöresindeki masif sülfürlü cevherleşme ile birlikte oluşturan şeyller palinolojik ve jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Bu çalışmanın arazide yürütülen kesiminde, yaklaşık 200 km²'lik bir alanın jeolojik haritası yapılarak (Şekil 2a, 2b, 3) çoğunlukla magmatit ve metamorfitlerden olmak üzere toplam 328 adet kayaç örneği (bkz. Şekil 2b, Ek Çizelge 1) alınmıştır. Bu örneklerin hemen hemen tamamının ince kesitleri yapılarak alttan aydınlatmalı Nikon-Labophot Pol tipi binoküler polarizan mikroskopta optik mineralojik yöntemlerle (Erkan, 1978) incelenerek petrografik tanımlamaları (Erkan, 1972, 1974) gerçekleştirilmiştir (bkz. Ek Çizelge 1). Petrografik incelemeler sonucunda karakteristik olduğu kanısına varılan toplam 77 adet kayaç örneğinin tümkayaç ana element kimyasal analizleri yapılmıştır. Kimyasal analizler sırasında aletsel koşulların kalibrasyonunu sağlamak üzere 10 adet CRPG Standartları (Govindaraju, 1984) kullanılmıştır (Çizelge 1). Bu analizlerden Al₂O₃, tFe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O ve K₂O içerikleri Alevli Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi (Perkin-Elmer 2380); SiO₂, TiO₂ ve P₂O₅ içerikleri ise UV-VIS spektrofotometrede (Jena-Spekol 11) tayin edilmişlerdir. Belirtilen tüm bu laboratuvar çalışmaları, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit, Kırma-Öğütme-Elme ve Kayaç Kimyası Laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

STRATİGRAFİ VE TEKTONİK

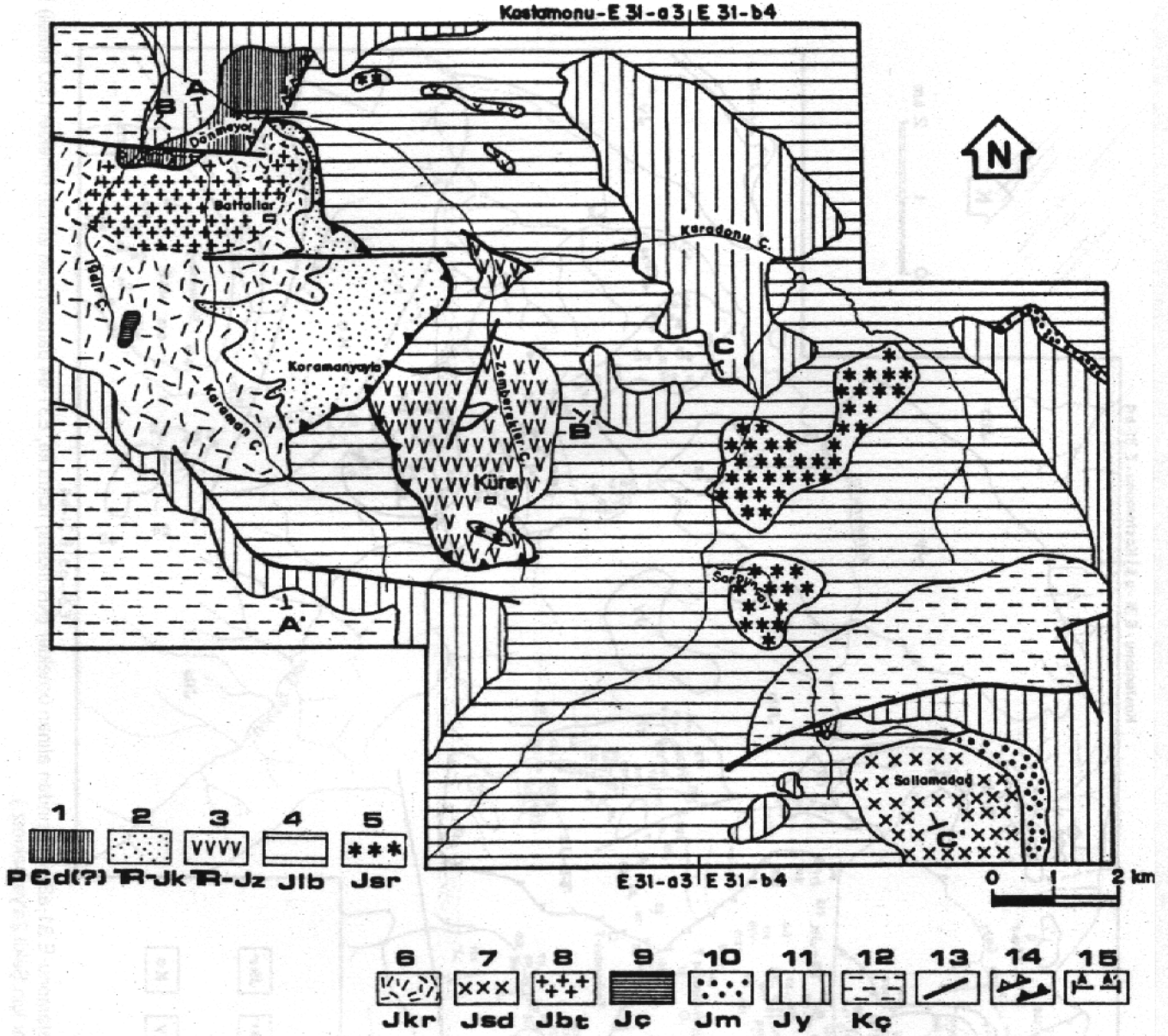
Küre yöresinde daha önce gerçekleştirilen jeolojik haritalama çalışmalarına göz atıldığında, Bailey ve diğ., (1967) ve Güner (1980) tarafından hemen hemen aynı alanları kapsamak üzere ve sadece Küre ilçesi yöresinde toplam 20 km² lik bir alanın ayrıntılı jeolojik haritasının yapıldığı görülmektedir. Diğer taraftan Aydın ve diğ., (1986), Altun ve diğ. (1990) ve Şengün ve diğ. (1991) tarafından Kastamonu yöresinde bölgesel ölçekli olarak yürütülen jeolojik haritalama çalışmalarına Küre yöresi de dahil edilmiştir. Bu çalışmalar da dikkate alınarak gerçekleştirilen jeolojik haritalama sonucunda (Şekil 2a, 2b, 3) Küre yöresinin temel stratigrafik ve tektonik özellikleri şu şekilde özetlenebilmektedir.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında tektonostratigrafik birlik düzeyinde Dönmevol metamorfiti, Küre ofiyoliti, Börümce formasyonu, Kastamonu granitoid kuşağı, Göynükdagi kontakt metamorfiti ve Yeralıgöz grubu olmak üzere toplam altı birlik tanımlanmıştır. Bu birimlerin bazılarında da

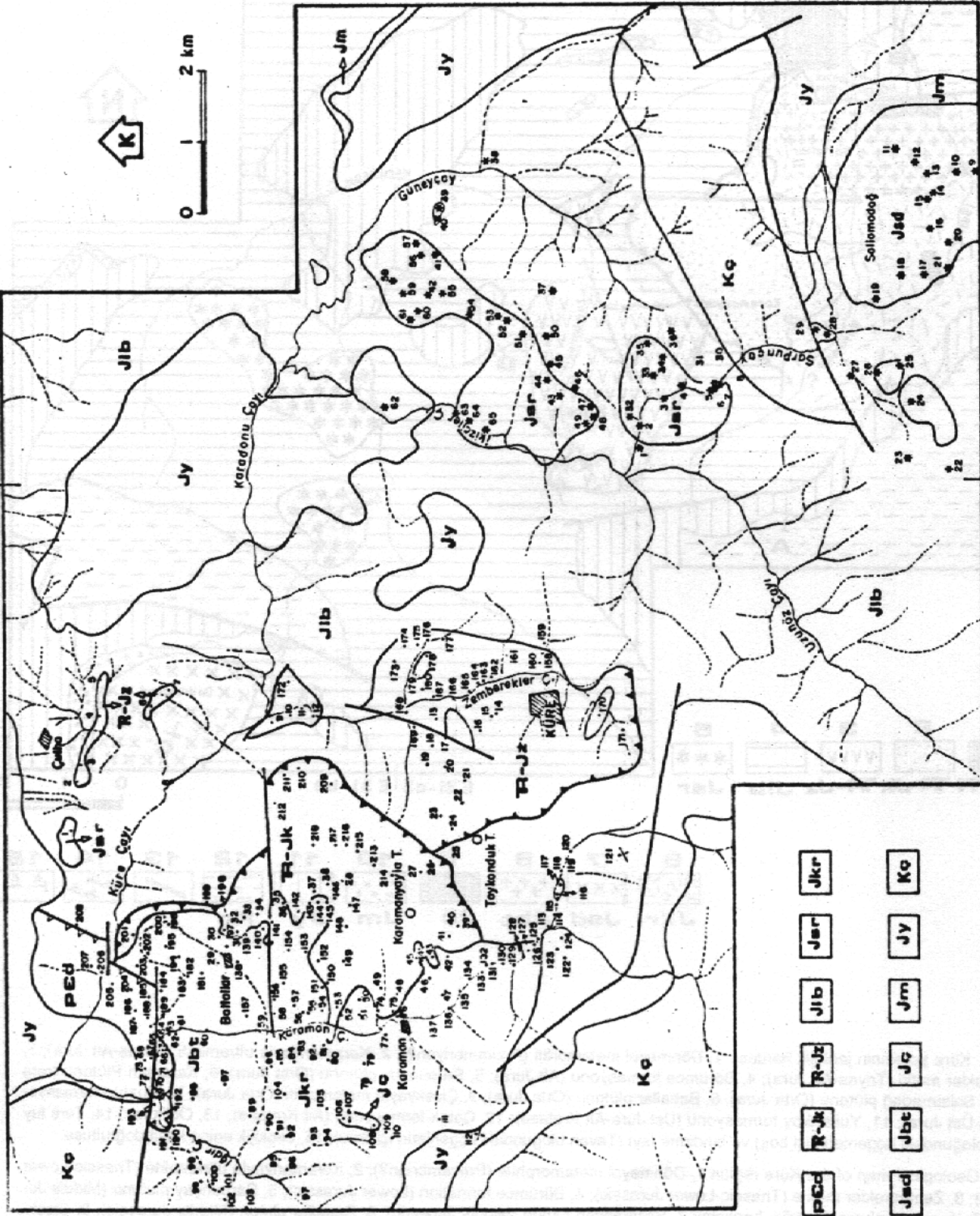


Şekil 1. Yer bulduru haritası. Fig. 1. The location map.



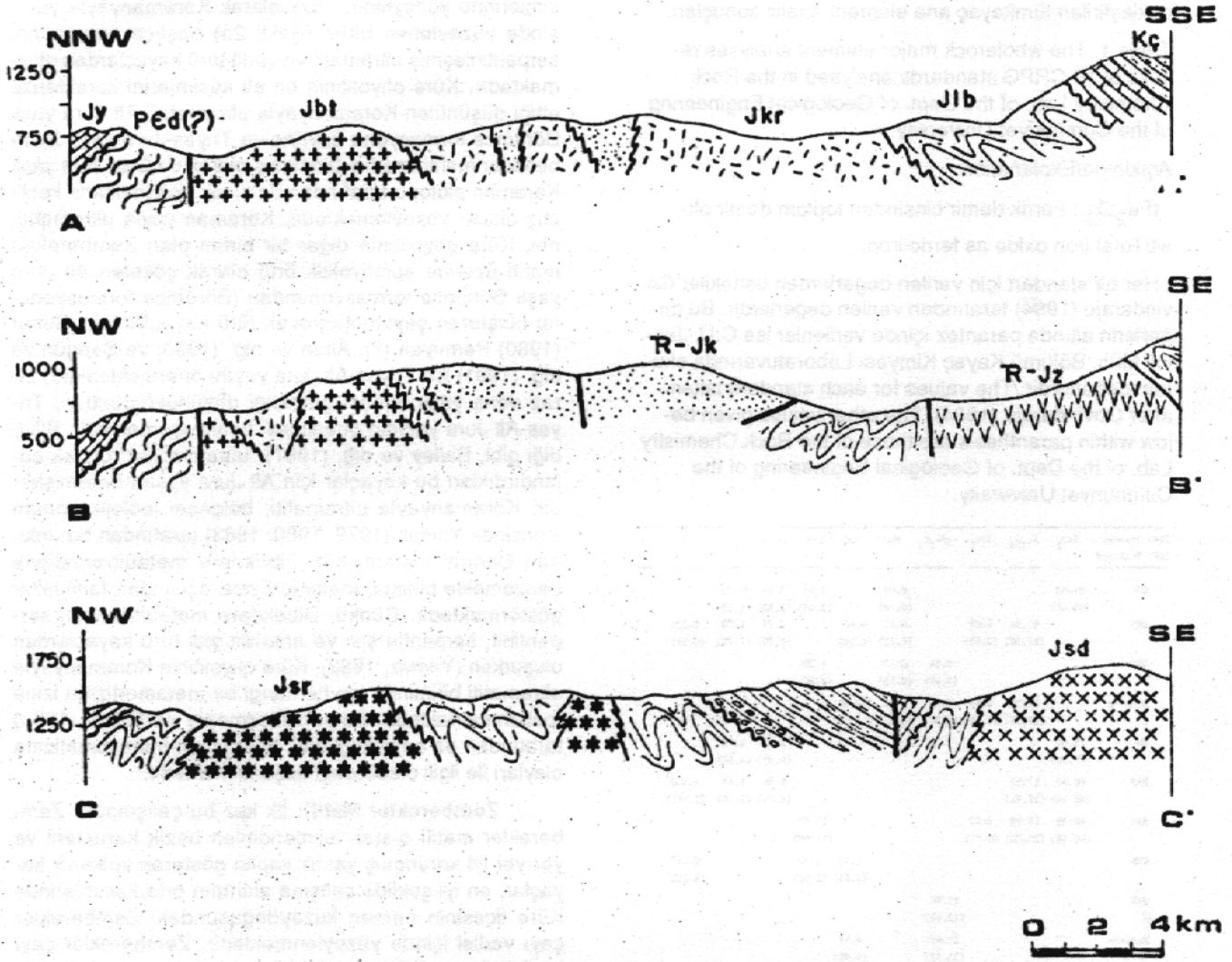
Şekil 2a. Küre yöresinin jeolojik haritası. 1, Dönmeyol metamorfiti (Prekambriyen?); 2, Koramanyayla ultramafiti (Triyas-Alt Jura); 3, Zemberekler mafiti (Triyas-Alt Jura); 4, Börümce formasyonu (Alt Jura); 5, Sarpuçay plütönu (Orta Jura); 6, Karaman Plütönu (orta Jura); 7, Sallamadağ plütönu (Orta Jura); 8, Battallar plütönu (Orta Jura); 9, Çiçekyayla metamorfiti (Orta Jura); 10, Muzrup formasyonu (Orta-Üst Jura); 11, Yukarıköy formasyonu (Üst Jura-Alt Kretase); 12, Çatak formasyonu (Alt Kretase); 13, Oblik fay; 14, Ters fay (Tavan bloğundaki üçgenlerin içi boş) ve bindirme fayı (Tavan bloğundaki üçgenlerin içi dolu); 15, Jeolojik enine kesit doğrultusu.

Fig. 2a. Geological map of the Küre region. 1, Dönmeyol metamorphite (Precambrian?); 2, Koramanyayla ultramafite (Triassic-Lower Jurassic); 3, Zemberekler mafite (Triassic-Lower Jurassic); 4, Börümce formation (Lower Jurassic); 5, Sarpuçay pluton (Middle Jurassic); 6, Karaman pluton (middle Jurassic); 7, Sallamadağ pluton (Middle Jurassic); 8, Battallar pluton (Middle Jurassic); 9, Çiçekyayla metamorphite (Middle Jurassic); 10, Muzrup formation (Middle-Upper Jurassic); 11, Yukarıköy formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous); 12, Çatak formation (Lower Cretaceous); 13, Oblique fault; 14, Reverse fault (empty sawteeth on side of upper plate) and thrust fault (full sawteeth on side of upper plate); 15, Geological cross section line.



Şekil 2b. Örmeleme haritası (Kastamonu-E 31-a3 pattaşından alınan örnekler (KR-İndisli) nokta ile, E31-64 pattaşından alınan örnekler (SD İndisli) ise yıldız ile gösterilmiştir. Diğer açıklamalar için Şekil 2a'ya bakınız.)

Fig. 2b. Sampling map (the samples taken from the Kastamonu-E31-a3 and E31-b4 sheets are represented by points, and asterisks, respectively. See Fig. 2a for other explanations).



Şekil 3. Jeoloji enine kesitleri (birim simgelerinin açıklamaları ve jeolojik kesit doğrultuları için Şekil 2a'ya bakınız.

Fig. 3. Geological cross sections (see Fig. 2a for the explanations of the unit symbols and for the cross section lines).

kendi aralarında haritalanabilir alt birimlere ayrılabilir. Dönmeyol metamorfiti

Dönmeyol metamorfiti

İlk kez bu çalışmada tanımlanan birim, inceleme alanının KB kesimlerinde Dönmeyol sırtında yüzeylenmektedir (Şekil 2). Başlıca piroksen gnays, sillimanit mika gnays ve kalsilikatik gnays gibi birincil kayaların yanı sıra, bu kayalardan itibaren retrograd metamorfizma ile gelişen kuvarşist, mika-kuvarşist ve milonit türü kayalardan oluşmaktadır. Dönmeyol metamorfiti, Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağının üye olan Karaman plütünü ile Bartallar plütünü üzerine itilmesidir.

yüzeylenmektedir (Şekil 2a). Ancak, metamorfitler içerisinde yer yer granitoidlere ait damar kayaları ile küçük çaplı granitik sokulumlara da rastlanmaktadır. Bu yüzden, Dönmeyol metamorfitinin granitoidler tarafından sokuluma uğradığı, ancak daha sonraki dönemde ters fayla granitoidler üzerine itildiği düşünülmektedir. Üst Jura - Alt Kretase yaşlı kireçtaşı litolojisindeki Yukarıköy formasyonu Dönmeyol metamorfiti uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 2a, 3). Dönmeyol metamorfitinin, bölgesel jeolojik konum içerisinde, Devrekani yöresinde tanımlanan ve tipik kıtasal kabuk malzemesi niteliğindeki Dardak Devrekani metasedimanter grubunun Gürleyik gnays (Özgenç, 1979, 1980, 1981) ile Araç-Karadere yöresin-

Çizelge 1. 10 adet CRPG standartının C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarında gerçekleştirilen tük kayaç ana element analiz sonuçları.

Table 1. The wholerock major element analyses results of 10 CRPG standards analysed in the Rock Chemistry Lab. of the Dept. of Geological Engineering of the Cumhuriyet University.

Açıklama/Explanation:

- tFe_2O_3 : Ferrik demir cinsinden toplam demir oksit/Total iron oxide as ferric iron.

- Her bir standart için verilen değerlerden üsttekiler Govindaraju (1984) tarafından verilen değerlerdir. Bu değerlerin altında parantez içinde verilenler ise C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarında okunan değerlerdir./The values for each standard taken after Govindaraju (1984). The other values given below within parenthesis are those of the Rock Chemistry Lab. of the Dept. of Geological Engineering of the Cumhuriyet University.

CRPG Standardı CRPG Standard	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
GA	69.90 (68.41)				0.09 (0.08)		2.45 (2.45)	3.55 (3.80)	4.03 (4.18)	
DRN		17.52 (17.38)	1.09 (0.83)		0.22 (0.22)	4.40 (4.19)		2.99 (2.70)	1.70 (1.79)	0.253 (0.315)
UBN				8.34 (8.47)	0.12 (0.13)		1.20 (1.60)			
NiCa-78		15.20 (15.66)	1.65 (1.79)	9.45 (10.20)	0.26 (0.27)	20.40 (17.45)				
GR	75.80 (75.30)							3.85 (4.33)	4.76 (4.90)	
MAN	66.60 (68.10)	17.62 (17.91)						5.84 (6.63)	3.18 (3.08)	1.390 (1.402)
KNG	46.30 (46.58)	29.90 (28.70)	0.22 (0.27)				15.90 (11.90)			
GRN						2.30 (2.65)	2.50 (2.52)			0.286 (0.212)
MBN				12.84 (12.64)						
NiCa-76				25.65 (23.93)		4.55 (4.90)				

de tanımlanan Prekambriyen yaşlı Dorukyayla gnaysı (Boztuğ, 1988, 1992) ile eşdeğer olabileceği düşünülmektedir. Yılmaz (1979, 1980, 1981) tarafından Prekambriyen yaşlı olarak tanımlanan Gürleyik gnaysı, Altun ve diğ. (1990) tarafından yaşlı bilinmeyen Gürleyik formasyonu olarak isimlendirilmiş ve Şekil 2a da görülen çalışma alanının hemen yakınında (kuzeybatısında) varlığı belirlenmiştir. Bu yüzden Dönmeyol metamorfizminin de Prekambriyen (?) yaşlı olabileceği düşünülmektedir.

Küre Ofiyoliti

Küre ofiyoliti, kendi içinde, kesin olarak tanımlanabilen ve haritalanabilen iki ayrı kayaç biriminden oluşmaktadır. Bunlar Koramanyayla ultramafiti ve Zemberekler mafitidir. Diğer taraftan, Küre ofiyolitine dahil edilmesi gerektiği düşünülen Sarpuçay plütunu da (?) göz önüne alınırsa, Küre ofiyolitinin kendi içinde üç (?) birime ayrılacağı ortaya çıkmaktadır.

Koramanyayla Ultramafiti : İlk kez bu çalışmada tanımlanan birim, çalışma alanının batı ve kuzeybatı kesimlerinde yüzeylenir. Tipik olarak Koramanyayla yöresinde yüzeylenen birim (Şekil 2a) başlıca serpantin, serpantinleşmiş ultramafit ve verlit türü kayalardan oluşmaktadır. Küre ofiyolitinin en alt kesimlerini karakterize ettiği düşünülen Koramanyayla ultramafiti, Alt Jura yaşlı Börümce formasyonu üzerine ve Triyas-Jura yaşlı Zemberekler mafiti üzerine bindirmiş olarak ve Orta Jura yaşlı Karaman plütunu tarafından da sıcak dokanaklarla kesilmiş olarak yüzeylenmektedir. Koraman yayla ultramafitinin, Küre ofiyolitinin diğer bir birimi olan Zemberekler mafiti üzerine epiofiyolitik örtü olarak çökelen Alt Jura yaşlı Börümce formasyonundan (Börümce formasyonunu oluşturan şeyl-metagrova türü kayalar için Güner (1980) Permiyen (?); Altun ve diğ. (1990) ve Şengün ve diğ. (1991) ise Triyas-Alt Jura yaşlı önermektedirler) biraz daha yaşlı olması gerektiği düşünüldüğünden, Triyas-Alt Jura yaşının önerilmesi benimsenmektedir. Bilindiği gibi, Bailey ve diğ. (1967) "ultramafikler" olarak adlandırdıkları bu kayalar için Alt Jura yaşını önermişlerdir. Koramanyayla ultramafiti, bölgesel jeolojik konum içerisinde Yılmaz (1979, 1980, 1983) tarafından tanımlanan Çangal metaofiyoliti Dibekdere metaultramafitine benzemekle birlikte, metamorfizma açısından farklılıklar göstermektedir. Çünkü, Dibekdere metaultramafiti serpantin, serpantin şist ve antofillit şist türü kayalardan oluşurken (Yılmaz, 1983); Küre ofiyolitinin Koramanyayla ultramafiti biriminde ise herhangi bir metamorfizma izine rastlanmamaktadır. Serpantinleşmenin ise Güner (1980) tarafından da belirtildiği gibi, alterasyon-metasomatizma olayları ile ilgili olabileceği düşünülmektedir.

Zemberekler Matifi: İlk kez bu çalışmada Zemberekler matifi olarak isimlendirilen bazik karakterli ve yer yer iyi korunmuş yastık yapısı gösteren volkanik kayalar, en iyi şekilde çalışma alanının orta kesimlerinde Küre ilçesinin hemen kuzeydoğusundaki Zemberekler çayı vadisi içinde yüzeylenmektedir. Zemberekler çayı içerisinde ve Küre ilçesinin hemen batısındaki Aşıköy açık işletmesinin basamaklarında çok güzel korunmuş, genellikle 20-30 cm ve hatta yer yer 50-60 cm'ye kadar ulaşabilen yastık lavlar gözlenmektedir. Zemberekler matifi başlıca spilit, altere bazalt ve diyabaz türü kayalardan oluşmaktadır. Bu birim, Koramanyaylanın güneydoğusunda ve Küre ilçesinin güneyinde Alt Jura yaşlı Börümce Formasyonu üzerine itilmiş olarak yüzeylenmekle birlikte (Şekil 2a), Zemberekler çayının doğu kesiminde ise Börümce formasyonu kayaları tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 2a, 3). Benzer şekilde, çalışma alanının en kuzey kesiminde de, Börümce formasyonu içerisinde arakatki halinde yüzeylenen Zemberekler matifine ait bazaltik-spilitik kayalar gözlenmektedir (Şekil 2a). İlk kez Bailey ve diğ. (1967) tarafından gözlenen Zemberekler matifi ile Börümce formasyonu arasındaki bu uyumlu ilişki, bu çalışmada, ofiyolitik kabuk ile epiofiyolitik örtüsü şeklinde değerlendirilmektedir. Bu nedenle, Zemberekler matifinin yaşı için de Koramanyayla ultra-

mafite olduğu gibi, Triyas-Alt Jura yaşının önerilmesi uygun görülmektedir. Bailey ve diğ. (1967) ve Güner (1980) tarafından Alt Jura olarak ileri sürülen bu kayalar, Altun ve diğ. (1990) ve Şengün ve diğ. (1991) tarafından ise Triyas-Alt Jura yaşlı "Küre lav üyesi" olarak tanımlanmıştır. Şengün ve diğ. (1991), Küre lav üyesi olarak tanımladıkları bu kayaların bazalt, andezit ve dasit bileşiminde olduklarını ve aynı zamanda Karakaya formasyonunun spilittleri ile eşdeğer ve ada yayı ürünü olduklarını ileri sürmektedirler. Bu çalışmada ise sözkonusu bazik volkanitler. Küre ofiyoliti olarak adlandırılan okyanusal topluluğun bir üyesi olarak değerlendirilmektedir. Diğer taraftan, Şengün ve diğ. (1991) tarafından Küre lav üyesi içinde tanımlanan dasit bileşimli kayaların; aslında, Orta Jura yaşlı ve porfirik granit/adamellit bileşimindeki kayalardan oluşan Karaman plütönüne ait damar kayaları oldukları görülmüştür. Özellikle Aşıköy açık işletmesinin hemen kuzeyinde yer alan Toykonduk tepede bu ilişki açık bir şekilde görülmektedir. Bölgesel jeolojik konum içerisinde, Zemberekler matifinin, Çangal metaofiyolitinin Karadere metabazitine (Yılmaz, 1980, 1983) benzerliği ileri sürülmekle birlikte, metamorfizma derecesi bakımından büyük farklılıklar gözlenmektedir. Çünkü, Karadere metabaziti yeşil şist ve epidot-amfibolit fasiyesi koşullarında gelişmiş bir okyanus tabanı metamorfizması göstermekte iken (Yılmaz, 1983), Küre ofiyoliti Zemberekler mafitinde ise herhangi bir metamorfizma izine rastlanmamakta ancak spilitt gelişimiyle ilgili alterasyon-metasomatizma olayları görülebilmektedir.

Sarpunçay Plütönü: İlk kez bu çalışmada Sarpunçay plütönü olarak isimlendirilen ve başlıca gabro-diorit bileşimli kayalardan oluşan magmatitler, en iyi şekilde çalışma alanının doğu kesimlerindeki Sarpunçay ile İkizciler çayı vadilerinde (Şekil 2a) yüzeylenmektedir. Ayrıca, çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde Börümce formasyonu içerisinde ve Küre'nin güneyinde Zemberekler matifi içerisinde haritalanabilir ölçekte Sarpunçay plütönüne ait gabroyik-dioritik kayalar (Şekil 2a) ile Karadonuçayı-Zemberekler çayı birleşme noktasında yüzeylenen Zemberekler mafiti içerisinde (Şekil 2a) haritalanamayacak ölçekte gabro çıkımları gözlenmektedir. Sarpunçay plütönü olarak adlandırılan ve birbirinden ayrı dört lokasyonda yüzeylenen gabro-diorit bileşimli bu kayalar, Börümce formasyonu içerisine sıcak dokunak ilişkileriyle sokularak kontakt metamorfizmaya yol açmışlardır. Kontakt metamorfizma sonucu (haritalanamayacak ölçeklerde) meydana gelen ve başlıca fillit, benekli arduvaz, benekli hornfels ve hornfels türündeki bu kayalar, Sarpunçay vadisinde yüzeylenen çıkmanın en güney sınırı ile; İkizciler çayı vadisindeki çıkmanın kuzeydoğu ucunda (Geriş mah. nin yaklaşık 1 km kuzeybatısında) görülmektedir. Bu özelliği nedeniyle, Sarpunçay plütönü olarak tanımlanan gabro-diorit bileşimli bu magmatik kayaların, Börümce formasyonundan daha genç yani en azından Alt Jura sonu-Orta Jura başlangıcı arasında bir jeolojik yaşa sahip olması gerekmektedir. Hatta bu yüzden, ilk çalışmalara, Orta Jura yaşlı ve yay plütönizması

ürünü olan Kastamonu granitoyid kuşağının bir üyesi olarak ta değerlendirilmiştir. Ancak, petrografik çalışmaların yanısıra ana element jeokimyasına dayalı çalışmalar, bu kayaların küre ofiyolitine ait olabileceğini (?) göstermiştir. Bu durumda da küre ofiyolitinin oluşumunu sağlayan okyanus tabanı açılma zonunun (rifting) en azından Orta Jura başlangıcına kadar devam etmesi gerektiği ortaya çıkmaktadır. Sarpunçay plütönü olarak tanımlanan ve Küre ofiyolitine dahil edilmesi (?) gerektiği düşünülen gabro-diorit bileşimli bu kayalar, Altun ve diğ. (1990) ile Şengün ve diğ. (1991) tarafından da Alt Mesozoyik yaşlı ve serpantinleşmiş harzburjit, piroksenit ve gabro türü kayalardan oluştuğu ileri sürülen "ofiyolit" birimi içerisinde değerlendirilmiştir.

Börümce Formasyonu: İlk kez Ataman ve diğ. (1977) tarafından Devrekani kuzeyinde tanımlanan Börümce formasyonu, çalışma alanında en geniş yüzlek veren birimdir (Şekil 2a). Başlıca siyah renkli arjilit ve metakumtaşı bileşimindeki kayaların ardalanmasından oluşan ve derin denizel ortamı karakterize eden birim, Zemberekler mafitini uyumlu olarak örtmektedir. Diğer bir deyişle, Küre ofiyolitinin oluşumunu sağlayan riftleşme sırasında, Börümce formasyonu kayaları epiofiyolitik örtü olarak depolanmaya devam etmektedir. Ancak, daha sonraki tektonik hareketlerle, yer yer ofiyolitik kabuk malzemesi ile tektonik dokanıklı ilişkilere sahip olmuştur. Küre yöresindeki bazik volkanik kayalar (bu çalışmada Zemberekler mafiti) ile siyah renkli arjilit-metakumtaşı (bu çalışmada Börümce formasyonu) arasındaki bu uyumlu ilişki, daha önce de belirtildiği gibi, ilk kez Bailey ve diğ. (1967) tarafından tanımlanmış olup, Altun ve diğ. (1990), Şengün ve diğ. (1991) ve Boztuğ (1992) tarafından da gözlemlenmiştir. Fosil bakımından oldukça fakir olan Börümce formasyonunun yaşı hakkında tartışmalar başlıca iki görüşe dayanmaktadır. Bunlardan birincisi Ketin ve Gümüş (1962) tarafından tanımlanan Triyas-Alt Jura yaşlı Akgöl formasyonu, diğeri ise Ataman ve diğ. (1977) tarafından Alt Jura yaşlı olarak tanımlanan Börümce formasyonu tanımlanlarına dayandırılmaktadır. Küre yöresinde yüzeylenen bu siyah renkli arjilit-metakumtaşı türündeki kayaların yaşı Bailey ve diğ. (1967) tarafından Alt Jura; Güner (1980) tarafından Permien (?); Aydın ve diğ. (1986), Altun ve diğ. (1990) ve Şengün ve diğ. (1991) tarafından ise Triyas-Alt Jura olarak değerlendirilmektedir. Bu çalışmada ise Kastamonu yöresinde Ataman ve diğ. (1977), Yılmaz (1979, 1980), Boztuğ (1983), Boztuğ ve Yılmaz (1983, 1985) ve Yılmaz ve Boztuğ (1985, 1986, 1987a, 1987b) tarafından yapılan çalışmalar da gözönüne alınarak Alt Jura yaşlı benimsenmiştir. Diğer taraftan, bu kayalar üzerinde palinolojik incelemelerde bulunan Ediger ve Erler (1990) da Jura yaşı için geçerli olabilecek sonuçlar elde etmişlerdir.

Kastamonu Granitoyid Kuşağı

İlk kez Boztuğ ve diğ. (1984) tarafından tanımlanan Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoyid kuşağının, Paleo-Tetis okyanus kabuğunun Orta Jura öncesi dönemde

Avrasya levhasının altına ve kuzeye doğru dalması sonucu gelişen yay magmatizmasının ürünü olduğu ileri sürülmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Çalışma alanında birbirlerinden bağımsız kütleler halinde yüzeylenen Karaman plütünü, Sallamadağ plütünü ve Battallar plütünü (Şekil 2a) Kastamonu granitoid kuşağının üyeleri olarak haritalanmıştır. Diğer taraftan, Sarpunçay plütünü da, ilk arazi çalışmalarında Kastamonu granitoid kuşağının bir üyesi gibi değerlendirilmiş olmakla birlikte, petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucunda Küre ofiyolitine dahil edilebileceği (?) benimsenmiştir.

Karaman Plütünü: İlk kez Yılmaz ve Boztuğ (1986) tarafından tanımlanan birim, çalışma alanının batı kesiminde Karaman çayı ile İğdir Çayı vadilerinde yüzeylenmektedir. Başlıca porfirik granit, porfirik ademellit ve ilgili damar kayaçlarından oluşan Karaman plütünü, Koramanyayla ultramafiti ile Börümce formasyonunu sıcak dokanak ilişkileriyle keşmiştir (Şekil 2a). Battallar plütünü ve bu plütüne ait mafik damar kayaçları tarafından kesilen Karaman plütünü, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıköy formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2a). Karaman plütünü Börümce formasyonuna sokulumu sonucu gelişen fillit, hornfels ve benekli hornfels türündeki kontakt metamorfik kayaçlar, plütünü güneydoğu sınırında, Karaman çayı vadisi içerisinde haritalanamayacak kalınlıkta iken, İğdir çayı vadisinin hemen doğusundaki sırtlarda ise haritalanabilecek ölçekte ve korunmuş çatı kalıntısı (roof pendant) şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil 2a). Karaman plütünü ile Koramanyayla ultramafiti arasındaki dokanaklarda ise yoğun alterasyon ve daha sonraki tektonik hareketlerin yol açtığı faylanmalar nedeniyle önemli herhangi bir kontakt metamorfizma izine rastlanamamıştır. Karaman plütünü Alt Jura ve daha yaşlı birimleri sıcak dokanaklarla kestiği ve fosilli Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıköy formasyonu ile örtüldüğü için Orta Jura yaşlı olarak değerlendirilmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi, Boztuğ ve diğ. (1984) ve Yılmaz ve Boztuğ (1986) tarafından tanımlanan Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağının bir üyesi olarak kabul edilmektedir.

Sallamadağ Plütünü : İlk kez bu çalışmada Sallamadağ plütünü olarak tanımlanan ve başlıca porfirik granit ve porfirik ademellit bileşimli kayaçlar ile bunlara bağlı damar kayaçlarından oluşan birim; çalışma alanının güneydoğu kesiminde Sallamadağ yöresinde yüzeylenmektedir (Şekil 2a). Sallamadağ plütünü, aslında, Yılmaz ve Boztuğ (1987b) tarafından tanımlanan Ağlı-Şenlikköy plütünü kuzeye doğru olan devamıdır. Börümce formasyonu içerisine sokulum yapan Sallamadağ plütünü, Orta-Üst Jura yaşlı ve kırmızı renkli polijenik taban konglomerası litolojisindeki Muzrup formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Özellikle çalışma alanının en güneydoğu ucundaki Kanlıcaderesi mahallesi yöresinde, bileşenlerinin büyük çoğunluğu Sallamadağ plütününe ait kayaçlardan türemiş olan kırmızı renkli konglomeralardan oluşan Muzrup formasyonu Sallamadağ plütünü üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 2a) Lito-

fasiyes bakımından Karaman plütününe benzerlik gösteren Sallamadağ plütünü: daha öncede belirtildiği gibi. Ağlı - Şenlikköy plütününe dış kesimlerini oluşturan porfirik granitoidlerin (Yılmaz ve Boztuğ, 1987b) kuzeye doğru devamını oluşturmaktadır. Sallamadağ plütünü da, Börümce formasyonunu kestiği ve Muzrup formasyonu ile uyumsuzlukla örtüldüğü için Orta Jura yaşlı olarak kabul edilmiş ve Kastamonu granitoid kuşağının bir üyesi olarak değerlendirilmiştir.

Battallar Plütünü : İlk kez bu çalışmada Battallar plütünü olarak tanımlanan granitik kütle, en iyi şekilde çalışma alanının kuzeybatısındaki Battallar köyü yöresinde yüzeylenmektedir. Holokristalin-tanesel dokulu ve genel olarak tonalit granodiyorit ve ender olarak ta kuvarsdiyorit türü kayaçlardan oluşan Battallar plütünü ve ilgili mafik damar kayaçları (başlıca minet ve kersantit) Karaman plütünü ve Dönmeyol metamorfiti içerisine sokulum yapmaktadır. Ancak, daha sonraki tektonik hareketler nedeniyle, Dönmeyol metamorfiti ile Battallar plütünü sınırını ters fay şeklindeki bir tektonik sınır özelliğine dönüştürmüştür. Karaman plütününe porfirik dokulu ve el örneği düzeyinde yegane mafik minerali biyotit olan porfirik granit türü kayaçlarından, tanesel dokusu ve el örneği düzeyinde biyotitin yanısıra bol miktarda hornblendin de bulunmasıyla karakteristik olan tonalit ve granodiyorit bileşimli kayaçlarıyla kolayca ayırt edilebilen Battallar plütünü, stratigrafik olarak üst sınırı hakkında herhangi bir arazi bulgusu yoktur (bkz. Şekil 2a). Ancak alt sınırının konumu Karaman plütününden daha genç olabileceğini göstermektedir. Fakat, bu genç olma durumunun, Orta Jura'nın katları seviyesinde olabileceği düşünülmektedir. Böylece, Kastamonu granitoid kuşağının bir üyesi olarak değerlendirilen Battallar plütünü da Orta Jura yaşlı-ancak Karaman plütününden biraz daha genç olarak kabul edilmektedir.

Göynükdagi Kontakt Metamorfiti

İlk kez Yılmaz ve Boztuğ (1985) tarafından Küre'nin yaklaşık 30-40 km doğusundaki Göynükdagi yöresinde tanımlanan Göynükdagi kontakt metamorfiti, alttan üste doğru haritalanabilir iki birimden oluşmaktadır. Bunlar Kayaardı mermeri (Yılmaz ve Boztuğ, 1985) ile Çiçekyayla metamorfiti (Boztuğ, 1983) birimleridir. İnceleme alanında, Göynükdagi kontakt metamorfite ait birimlerden sadece Çiçekyayla metamorfiti yüzeylenmektedir.

Çiçekyayla Metamorfiti : Yukarıda da belirtildiği gibi ilk kez Boztuğ (1983) tarafından tanımlanan birim, Kastamonu granitoid kuşağına bağlı plütünlardan Büyükkay ve Ahiçay-Elmalıçay plütünlarının flišimsi kayaçlardan oluşan Börümce formasyonuna sokulum yapımları sonucunda, kontakt metamorfizma ile oluşan ve tipik olarak fillit, mikaşist, benekli arduvaz, benekli şist, benekli hornfels ve hornfels türü kayaçları içermektedir. İnceleme alanında İğdir çayı vadisinin doğusundaki sırtlarda, haritalanabilir ölçekte Karaman plütünü üzerinde korunmuş çatı kalıntısı (roof pendant) olarak (Şekil 2a) ve ayrıca bu plütünü güneydoğu sınırı boyunca haritalana-

mayacak ölçeklerde gelişmiş olarak yüzeylenmektedir. Ayrıca Küre ofiyolitine ait olabileceği düşünülen ve gabbro-diorit bileşimli kayalardan oluşan Sarpunçay plütununun Börümce formasyonu ile olan dokanalarında da haritalanamayacak ölçeklerde gelişmiş ve Çiçekyayla metamorfite dahil edilebilecek kontakt metamorfik kayalar bulunmaktadır. İnceleme alanındaki çıkmaları itibarıyla genel olarak fillit, benekli hornfels, hornfels benekli arduvaz ve metakumtaşı türü kayalardan oluşan Çiçekyayla metamorfiti, Karaman plütununun Börümce formasyonuna sokulumu sonucu gelişen Orta Jura yaşlı kontakt hale kayalarını karakterize etmektedir.

Yaralığöz Grubu

İlk kez Yılmaz (1979, 1980) tarafından tanımlanan Yaralığöz grubu, alttan üste doğru Muzrup formasyonu, Yukarıköy formasyonu ve Çatak formasyonlarından oluşmaktadır.

Muzrup Formasyonu : İnceleme alanının güneydoğu ve kuzeydoğu kesimlerinde yüzeylenen Muzrup formasyonu, tipik olarak kırmızı renkli polijenik konglomeralardan oluşmaktadır. İnceleme alanının kuzeydoğusunda Börümce formasyonu; güneydoğusunda ise Sallamadağ plütunu üzerinde yer alan birim. Yukarıköy formasyonu ile uyumlu olarak örtülmektedir. Kastamonu granitoid kuşağının jeolojik yaşının belirlenmesinde önemli bir anahtar seviye olan Orta-Üst Jura yaşlı Muzrup formasyonu, bölgesel jeolojik konum içerisinde, ilk kez Ketin ve Gümüş (1962) tarafından tanımlanan Bürnük formasyonunun (Aydın ve diğ., 1986; Altun ve diğ., 1990; Şengün ve diğ., 1991) eşdeğeridir.

Yukarıköy Formasyonu : İnceleme alanının kuzeybatı, güneybatı, kuzeydoğu ve güneydoğu kesimlerinde yüzeylenen birim tipik olarak krem renkli kireçtaşı litolojisindedir. İçerisinde çayır vadisinin hemen güneyinde Karaman plütunu üzerinde uyumsuz olarak yüzeylenen Yukarıköy formasyonu kireçtaşlarında saptanan şu fosiller Malm yaşını vermiştir. (İnceleyen : Dr. M. Tunç, C.Ü., Sivas).

KR-112(bkz. Şekil 2b): *Trocholina cf. Elongata* (LEUPOLD), *Miliolidae*, *Mollusca* kavkıları, *Solenopora* sp. (Alg).

Yılmaz (1979, 1980) tarafından Üst Jura-Alt Kretase fosillerinin bulunduğu Yukarıköy formasyonu, Ketin ve Gümüş (1962) tarafından tanımlanan İnaltı formasyonunun (Aydın ve diğ., 1986; Altun ve diğ., 1990; Şengün ve diğ., 1991) eşdeğeridir.

Çatak Formasyonu : İnceleme alanının kuzeybatı, güneybatı ve güneydoğu kesimlerinde yüzeylenen birim (Şekil 2a), siyah ve sarımsı renkli kumtaşı-silttaşı-kilttaşı ve yer yer de marn aralanmasından oluşmaktadır. Sarpunçay vadisi içerisinde, doğrudan Börümce formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alan Çatak formasyonunun tabanında, yaklaşık 60m kalınlığında ve taban konglomerası niteliğinde bir kalsirudit seviyesi gözlenmektedir. İnceleme alanının kuzeybatı ve güneybatı kesimlerin-

de ise Yukarıköy formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Yılmaz (1979, 1980) tarafından Alt Kretase yaşlı olarak tanımlanan Çatak formasyonu, Çağlayan formasyonu (Aydın ve diğ., 1986) veya Ulus formasyonu (Altun ve diğ., 1990; Şengün ve diğ., 1991) ile eşdeğerdir.

TEKTONİK

İnceleme alanındaki kıvrımlar, başlıca Börümce formasyonu içerisinde ve haritalanamıyacak ölçekte gelişen mezokıvrımlardan oluşmaktadır. Ayrıca, inceleme alanının güneybatı kesiminde yüzeylenen Çatak formasyonu, eksenini kısmen çalışma alanının dışında kalan bir senklinalin çekirdeğinde yer almaktadır. İnceleme alanındaki faylar ise başlıca ters fay, bindirme fayı ve oblik faylardan oluşmaktadır. İnceleme alanının kuzeybatı kesimlerinde yüzeylenen Dönmeyol metamorfiti, ters faylar boyunca Battallar plütunu, Karaman plütunu ve Börümce formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 2a). Çalışma alanındaki bindirme fayları ise, başlıca Koramanyayla ultramafiti ile Börümce formasyonu ve Zemberekler mafiti ile Börümce formasyonu arasında gelişmiştir (Şekil 2a). Oblik fay olarak tanımlanan faylardan ise Dönmeyol metamorfiti ile Karaman plütunu - Koramanyayla ultramafitini etkileyenlerin doğrultu atım bileşenleri; Zemberekler mafiti, Börümce formasyonu, Yukarıköy formasyonu ve Çatak formasyonunu etkileyenlerin ise eğim atım bileşenlerinin büyük olduğu görülmektedir. İnceleme alanındaki uyumsuzluklar ise başlıca Yaralığöz grubu birimleri ile daha yaşlı birimler arasında gözlenmektedir.

MAGMATİTLERİN PETROGRAFİSİ

İnceleme alanındaki magmatik kayalar başlıca Küre ofiyoliti ve Kastamonu granitoid kuşağına aittirler. Diğer taraftan, Börümce formasyonu içerisinde intrüziif olarak görülen ve stratigrafik konumu nedeniyle arazi çalışmalarının başlangıcında Kastamonu granitoid kuşağına dahil edilebileceği düşünülen Sarpunçay plütununun petrografisi ve ana element jeokimyası verileri, bu birimin Küre ofiyolitine dahil edilmesi gerektiğini (?) göstermiştir. Ancak, ilerideki bölümlerde belirtileceği gibi, bu konudaki ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar programlanmaktadır.

KÜRE OFİYOLİTİ

Başlıca Koramanyayla ultramafiti ve Zemberekler mafitinin yanısıra Sarpunçay plütununun da içeren (?) Küre ofiyolitinin temel petrografik özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

Koramanyayla Ultramafiti

Ek Çizelge 1'den de görüleceği gibi, Koramanyayla ultramafiti içerisinde en yaygın kayalar türleri serpantin, serpantinleşmiş ultramafit ve serpantinleşmiş verlit olmakla birlikte ender olarak lertzolit ve lisfenit bileşimli kayalar da gözlenmektedir. Bu kayaların önemli mikroskopik özellikleri kısaca şöyle açıklanabilir.

Serpantin: Tamamen serpantin minerallerinden ve bir miktar da opak minerallerden oluşurlar. Serpantin mineralleri genel olarak lifsi, şeritsi biçimli, çok açık yeşi-

limsi, optik engebese düşük ve bazen de antigorit andırır biçimde levhamsı bileşenler (Erkan, 1978) halinde gözlenmektedir. Serpantinleşmenin çok ileri evrelere ulaşmasından dolayı, opak minerallerin dışında herhangi bir kalıntı silikat mineraline rastlanılmamaktadır.

Serpantinleşmiş Ultramafit: Kayaç oluşturan bileşenlerin hemen hemen tamamını serpantin grubu mineralleri oluştururken, ancak çok az miktarlarda korunmuş bazı olivin ve piroksen türü silikat mineralleri ile opak mineraller de gözlenmektedir. Kalıntı silikat mineralleri başlıca, balık ağı dokusu gösteren serpantinleşme içerisinde adacıklar şeklinde korunmuş, renksiz ve optik engebese yüksek olivinler ile yer yer ayrışım lamelleri içeren diyalag türü piroksenlerden oluşmaktadır. Kalıntı mafik minerallerin azlığı nedeniyle, kayacın ne tür bir ultramafitten itibaren geliştiği anlaşılmadığından, serpantinleşmiş ultramafit şeklinde bir tanımlama uygun görülmüştür.

Serpantinleşmiş Verlit: Yaygın serpantinleşmeye rağmen, tanesal dokunun tanınabildiği; olivin ve klinopiroksen minerallerinin yanısıra çok az miktarlarda da opak minerallerden oluşan kayaçlardır. Yaygın serpantinleşmeye rağmen, ilksel mineralojik bileşimleri itibarıyla verlit türü bir peridotite benzemelerinden dolayı, "serpantinleşmiş verlit" terimi kullanılmıştır.

Lerzolit: Koramanyayla ultramafiti içerisinde sadece KR-39 no'lu kayaç örneği (bkz. Ek Çizelge 1) lerzolit bileşimindedir. Kaba taneli bir dokuya sahip olan bu kayaç, başlıca olivin, klinopiroksen ve ortopiroksen türü ana bileşenlerin yanısıra bir miktar da opak mineral ve ikincil olarak gelişmiş olan serpantin minerallerinden oluşmaktadır. Yaklaşık olarak yuvarlağımsı biçimlere sahip olivin mineralleri, piroksen minerallerinin çekirdeklerinde kalıntı mineraller olarak gözlenmektedir. Bu durum,

önceden kristalleşen olivinlerin, daha sonra magma ile tekrar reaksiyona girerek piroksen minerallerine dönüşümünü karakterize eden ve kümülüs dokusu olarak tanımlanan (Best, 1982, s. 177-178, Şekil 5.37) dokuya benzerdir. Bu tür dokuya sahip olan kayaçlar genel olarak ultramafik kümülatlar olup, okyanusal kabuğun alt kesimlerini gösterdiklerinden, Karamanyayla ultramafiti içerisinde, ofiyolitik malzemenin en alt kesimlerinin bulunabileceği düşünülmektedir. Piroksen minerallerinin çekirdeklerinde gözlenen bu yuvarlağımsı olivin minerallerinin bazılarında balık ağı dokusu şeklinde serpantinleşme de gelişmiştir.

Lisfenit: Koramanyayla ultramafitinin özellikle kuzeydoğu kesimlerinde, Börümce formasyonuna bindirdiği sınırı boyunca yer yer lisfenit (Bingöl, 1974; lisvenit) türü kayaçlar da görülmektedir. Bu lisfenit çıkımlarından alınan KR-201 no'lu kayaç örneğinin (bkz. Şekil 2b, Ek Çizelge 1) başlıca kalsit, serpantinleşmiş mafik mineral kalıntıları, kuvars ve opak minerallerden oluştuğu gözlenmektedir.

Zemberekler Mafiti

Zemberekler mafitine ait kayaç örneklerinin mikroskopik incelemeleri sonucunda, bu kayaçların büyük bir ço-

ğunluğunun altere diyabaz ve spilit; bazı kayaç örneklerinin altere plajiyogranit (KR-174, KR-176, KR-178) ve bir adet kayaç örneğinin de (KR-151) diyabaz olarak tanımlanabilecek mineralojik- dokusal özelliklere sahip oldukları görülmüştür (bkz. Şekil 2b, Ek Çizelge 1). Hatırlanacağı gibi, Küre yöresindeki bu mafik lavlar, Güner (1980) tarafından da altere bazaltoid olarak tanımlanmıştır. Bu kayaçların önemli özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

Altere Diyabaz : Zemberekler mafitinde en bol bulunan kayaç türünü oluşturmaktadır. Holokristalin-porfirik doku gösteren bu kayaçlardaki hamur genellikle özşekilli ve birbirlerinin büyümelerine yer yer engel olmuş lata biçimli plajiyoklaz çubukları ile yarı özşekilli ve özşekilsiz öjit minerallerinden oluşmaktadır. Bu görünümü itibarıyla subofitik doku olarak da tanımlanabilmektedir. Fenokristaller ise daha çok yarı özşekilli piroksenlerin yanısıra özşekilli, çubuğumsu-prizmatik biçimli plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Gerek plajiyoklaz, gerekse piroksenlerden itibaren gelişen ikincil bozunma ürünlerinin en bol bulunanları kloritleşme ve karbonatlaşmadır. Bunların dışında, bazı altere diyabazlarda piroksen minerallerinden itibaren tremolit/aktinolit türü lifsi-fırçamsı amfibol mineralleri ile serpantin grubu minerallerin ve çok az miktarda da epidot minerallerinin geliştiği gözlenmektedir (bkz. Ek Çizelge 1). Hatta, bu tür kayaçların bazıları uralit-diyabaz olarak tanımlanmışlardır (bkz. Ek Çizelge 1). Vurgulanmasında yarar görülen bir nokta ise, bu kayaçların kesinlikle herhangi bir metamorfizmaya uğramamış olmalarıdır. Tremolit/aktinolit ve epidot gelişimi, metamorfik parajenezlerde görülebilen nematoblast veya granoblastlardan ziyade alterasyon yoluyla gelişmiş uralitleşme ve epidotlaşma şeklinde gözlenmektedir.

Spilit : Porfirik doku gösteren bu kayaçlardaki hamur genellikle plajiyoklaz, klorit, kalsit, öjit ve çok az miktarlardaki kuvars minerallerinden oluşurken, fenokristaller ise tamamen klorit veya kalsite dönüşmüş olarak gözlenmektedirler. Ancak yer yer, herhangi bir bozunma göstermeyen plajiyoklaz ve öjit fenokristallerine de rastlanmaktadır. Bazı spilitlerde ise hamurun büyük bir kısmı devitrikiye volkan camından meydana gelmektedir (bkz. Ek Çizelge 1). Altere diyabaz türü kayaçlarda olduğu gibi, spilitlerde de herhangi bir metamorfizma izine rastlanmaktadır. Sadece spilitleşme şeklinde gelişen alterasyon-metasomatizma görülebilmektedir.

Altere Plajiyogranit : Bu kayaçlar, Zemberekler çayı vadisinin doğu kesimlerindeki mafik volkanitler içerisine sokulum yapan, holokristalin-tanesel dokulu ve felsik bileşimli damar kayaçları halinde yüzeylenmektedirler. Açık renkli ana bileşenleri kuvars ve plajiyoklazlardan oluşan bu kayaçlarda K.feldispat minerali bulunmamaktadır. Oldukça az miktarlarda bulunan koyu renkli bileşenleri ise genellikle Mg-Fe bakımından zengin kloritlere dönüşmüş olarak görülürler. Kloritleşmenin dışındaki diğer önemli alterasyon ürünleri ise serisitleşme, killeşme ve karbonatlaşmadır. Alterasyonun oldukça yaygın olmasından dolayı, bu kayaçlar, altere plajiyogranit olarak tanım-

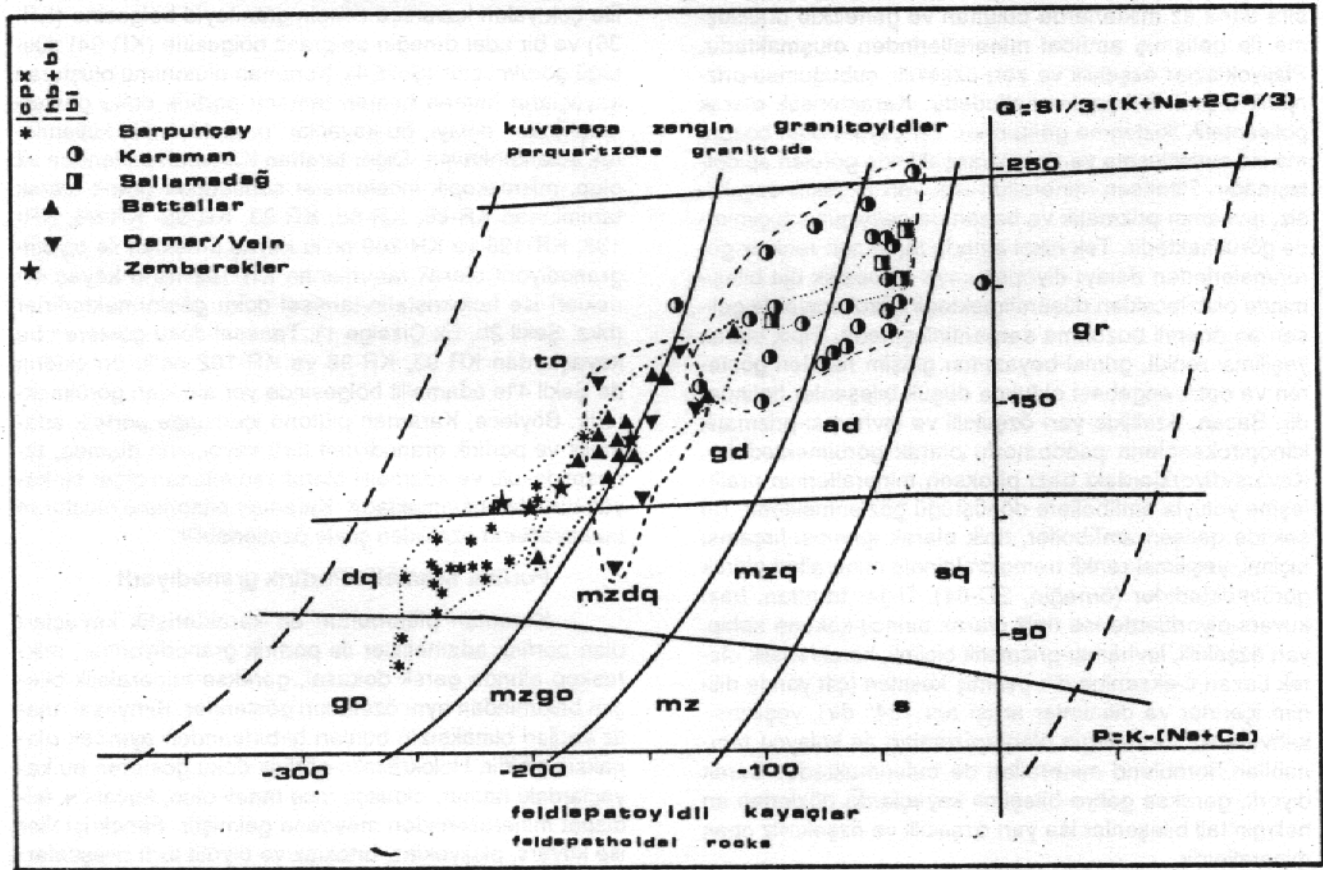
lanmışlardır. Diğer taraftan, KR-178 no'lu altere plajiyogranit örneğinde ise çok az miktarlarda olmakla birlikte alterasyondan korunmuş birincil hornblendin yanısıra allanit türü tali mineral de bulunmaktadır.

Sarpunçay Plütönu

Daha önceleri de belirtildiği gibi, çalışmanın ilk dönemlerinde, jeolojik konumu nedeniyle Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağının bir üyesi olarak değerlendirilen Sarpunçay plütönu, mineralojik-petrografik incelemelerin yanısıra ana element jeokimyasına dayandırılan çalışmaların sonuçlarına göre, Küre ofiyolitinin bir üyesi olarak (?) değerlendirilmiştir (Ancak, bu konuda emin olabilmek için daha gelişmiş yöntemlerle jeokimyasal çalışmalar; örneğin, eser element ve REE jeokimyası, EMA, vb. gibi çalışmalar planlanmaktadır).

Sarpunçay plütönunun, el örneği düzeyinde başlıca gabro-diyorit türünde kayalardan oluştuğu sonucuna

varılmakla birlikte, mikroskopik incelemeler sonucunda çoğunlukla altere gabro, altere diyorit, kuvars-diyorit, urallit-gabro, altere diyabaz ve altere tonalit olarak tanımlanabilecek dokusal-mineralojik özelliklere sahip kayalardan oluştuğu görülmüştür (bkz. Ek Çizelge 1). Sarpunçay plütönu kayaç örneklerinden 21 tanesi üzerinde gerçekleştirilen tümkayaç ana element analiz sonuçlarından (Çizelge 2) elde edilen parametreler yardımıyla yapılan adlandırmada (Debon ve Le Fort, 1982), bu kayaların büyük bir kesiminin kuvars-diyorit, dört tanesinin tonalit (SD-2, SD-33, SD-40 ve SD-46), iki tanesinin de gabro (SD-35, SD-59) bölgelerinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 4). Ancak, bu kayaların büyük bir kısmının yaygın alterasyon nedeniyle gabro yerine kuvars-diyorit bölgesine düşmüş olabilecekları düşünülmektedir. Bu örneklerin mikroskopik incelemelerinde, kuvars-diyorit ile gabro bölgelerine düşenler arasında herhangi bir dokusal farklılık gözlenemezken; mineralojik bileşim bakımından, kuvars-



Şekil 4. Magmatitlerin Debon ve Le Fort (1982) adlandırma diyagramındaki konumları. to, tonalit; gd, granodiyorit; ad, adamellit; gr, granit; dq, kuvars-diyorit; mzdq, kuvars-monzodiyorit; mzq, kuvars-monzonit; sq, kuvars-siyenit; go, gabro/diyorit/anortozit; mzgo, monzogabro/monzodiyorit; mz, monzonit; s, siyenit. Mineral kısaltmaları için Ek Çizelge 1'e bakınız.

Fig. 4. The positions of magmatites in the nomenclature diagram of Debon and Le Fort (1982). to, tonalite; gd, granodiorite; ad, adamellite; gr, granite; dq, quartz-diorite; mzdq, quartz-monzodiorite; mzq, quartz-monzonite; sq, quartz-syenite; go, gabbro/diorite/anorthosite; mzgo, monzogabbro/monzodiorite; mz, monzonite; s, syenite. See Appendix 1 for the mineral abbreviations.

diyorit bölgesine düşenlerde önemsiz sayılabilecek bazı farklılıkların olduğu görülmektedir. Örneğin, SD-30 no'lu kuvars-diyorit örneğinde ikincil kökenli kuvars mineralleri gözlenmektedir. Bu kuvars minerallerinin, muhtemelen, mafik minerallerin serpantinleşmesi sırasında açığa çıkan silisden itibaren oluşabileceği düşünülmektedir. Kuvars-diyoritlerde gözlenen diğer bir farklılık ise, genellikle klinopiroksenlerden itibaren uralitleşme yoluyla gelişmiş amfibol minerallerinin yanısıra, bazan da birincil hornblend minerallerinin (örneğin SD-3, SD-63) bulunmasıdır. Diğer taraftan, gerek kuvars-diyorit/gabro, gerekse tonalit bölgelerine düşen kayalar arasındaki en belirgin fark ise, tonalitlerde bol miktarda birincil kuvars mineralinin varlığı ile ortaya çıkmaktadır. Sarpunçay plütonundaki bu kayaların türlerinin en önemli özellikleri kısaca şöyle özetlenebilir.

Kuvars-diyorit : Holokristalin-tanesel doku gösteren bu kayalar, genel olarak ince-orta tanelidirler. Ana bileşenleri plajiyoklaz + klinopiroksen topluluğunun yanısıra daha az miktarlarda bulunan ve genellikle uralitleşme ile gelişmiş amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklazlar özşekilli ve yarı özşekilli, çubuğumsu-prizmatik biçimli bileşenler halindedir. Karakteristik olarak polisentetik ikizlenme gösterirler. En yaygın olan bozunma ise serisitleşme ve agregalar şeklinde görülen epidotlaşmadır. Piroksen mineralleri ise, yarı özşekilli-özşekilsiz, levhamsı-prizmatik ve bazan da gelişigüzel biçimlerde görülmektedir. Tek nikol altında tamamen renksiz görünmelerinden dolayı diyopsit veya diyopsitik öjit bileşiminde olabilecekleri düşünülmektedir. Piroksenlerde gelişen en önemli bozunma serpantinleşmedir. Tipik olarak yeşilimsi renkli, grimsi-beyazımsı girişim renkleri gösteren ve optik engebesi oldukça düşük bileşenler halindedir. Bazan, özellikle yarı özşekilli ve levhamsı-prizmatik klinopiroksenlerin psödomorfu olarak görülmektedirler. Kuvars-diyoritlerdeki bazı piroksen minerallerinin uralitleşme yoluyla amfibollere dönüştüğü gözlenmektedir. Bu şekilde gelişen amfiboller, tipik olarak ignemsi-fırçamsı biçimli, yeşilimsi renkli tremolit/aktinolit mineralleri olarak görülmektedirler (örneğin, SD-64). Diğer taraftan, bazı kuvars-diyoritlerde ise tipik olarak birincil kökene sahip, yarı özşekilli, levhamsı-prizmatik biçimli, karakteristik olarak bazan c-eksenine dik geçmiş kesitleri (çift yönde dilinim içerirler ve dilinimler arası açı 124° dir), yeşilimsi-kahverenkli ve belirgin pleokroizmaları ile kolayca tanımlanabilen hornblend mineralleri de bulunmaktadır. Gerek diyorit, gerekse gabro bileşimli kayalarda gözlenen en belirgin tali bileşenler ise yarı özşekilli ve özşekilsiz opak minerallerdir.

Tonalitler : Kuvars-diyorit ve gabro türü kayalar ile tonalitler arasındaki tek fark, tonalitlerin mineralojik bileşimlerinde kuvarsın bulunmasıyla ortaya çıkmaktadır. Kuvarsın dışında, tonalitlerin de ana bileşenleri plajiyoklaz + klinopiroksen (diyopsit veya diyopsitik öjit) + uralitleşme ile gelişen amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklaz ve klinopiroksenlerde gelişen ikincil bozunmalar, tıpkı kuvars-diyoritler ile gabrolardaki gibidir.

KASTAMONU GRANİTOYİD KUŞAĞI

Şekil 2a'da görülen inceleme alanında, Kastamonu granitoyid kuşağına dahil edilen Karaman, Sallama- dağ ve Battallar plütonları Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoyid kuşağının üyeleri olarak değerlendirilmişlerdir. Bu plütonların önemli özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

KARAMAN PLÜTONU

Ek Çizelge 1'de de görülebileceği gibi, Karaman plütonunu oluşturan kayalar, mikroskopik incelemeler sonucunda genel olarak porfirik granit ve altere porfirik granit olarak tanımlanabilecek mineralojik-dokusal özelliklere sahip kayalardan oluşmaktadır. Bu kayalardan 24 tanesi üzerinde gerçekleştirilen tümkayaç ana element analiz sonuçlarından (Çizelge 2) elde edilen parametrelere göre yapılan adlandırmada (Debon ve Le Fort, 1982), örneklerin büyük çoğunluğunun adamellit ve granodiyorit bölgesine; bir adet örneğin granodiyorite çok yakın tonalit bölgesine (KR-76); bir adet örneğin adamellite çok yakın kuvarsça zengin granitoyid bölgesine (KR-36) ve bir adet örneğin de granit bölgesine (KR-94) düştüğü görülmüştür (Şekil 4). Karaman plütonunu oluşturan kayaların hemen hemen tamamı porfirik doku göstermelerinden dolayı, bu kayalar "porfirik" öneki kullanılarak adlandırılmıştır. Diğer taraftan Karaman plütonuna ait olup, mikroskopik incelemeler sonucunda granit olarak tanımlanan KR-86, KR-88, KR-93, KR-95- KR-96, KR-138, KR-198 ve KR-200 no'lu kayaç örnekleri ile biyotit-granodiyorit olarak tanımlanan KR-102 no'lu kayaç örnekleri ise holokristalin-tanesel doku göstermektedirler (bkz. Şekil 2b, Ek Çizelge 1). Tanesel doku gösteren bu kayalardan KR-93, KR-96 ve KR-102 no'lu örneklerin de Şekil 4'te adamellit bölgesinde yer aldıkları görülmektedir. Böylece, Karaman plütonu içerisinde porfirik adamellit ve porfirik granodiyorit türü kayaların dışında, tanesel dokulu ve adamellit olarak tanımlanan diğer bir kayaç türü de bulunmaktadır. Karaman plütonunu oluşturan bu kayaların özellikleri şöyle özetlenebilir.

Porfirik adamellit/Porfirik granodiyorit

Karaman plütonunun en karakteristik kayaları olan porfirik adamellitler ile porfirik granodiyoritler, mikroskop altında gerek dokusal, gerekse mineralojik bileşim bakımından aynı özellikleri gösterirler. Kimyasal analiz verileri olmaksızın bunları birbirlerinden ayırmak olanaksız gibidir. Holokristalin-porfirik doku gösteren bu kayalardaki hamur, oldukça ince taneli olup, kuvars + feldspat minerallerinden meydana gelmiştir. Fenokristaller ise kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz ve biyotit türü bileşenlerden oluşmaktadır. Kuvars fenokristalleri genel olarak özşekilsiz, yuvarlağımsı-elipsoyidal bileşenler halinde görülür ve çoğunlukla dalgalı sönme gösterirler. Plajiyoklazlar ise yarı özşekilli, çubuğumsu-prizmatik ve levhamsı-prizmatik biçimli bileşenler halindedir. Zonlu dokunun yanısıra polisentetik ikizlenme de gösteren plajiyoklazlardan en sık gözlenen bozunma ürünleri serisitleşme ve epidotlaşmadır. Özellikle KR-134 no'lu kayaç örneğinde, zonlu doku gösteren plajiyoklaz fenokristallerinin iç kesimleri epi-

Çizelge 2. Küre yöresindeki Sarpunçay, Battallar, Karaman ve Sallamadağ plütonları ile damar kayaların ait kayaç örneklerinin tümkayaç ana element analiz sonuçları ve bazı petrokimyasal parametreleri.

Table 2. The whole rock major element chemical analyses results and some petrochemical parameters of the rock samples from the Sarpunçay, Battallar, Karaman, Sallamadağ plutons and vein rocks.

Sample No. Kayac. türü / Sample No. Rock Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Mg ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Toplam LOI	ANI	CIPW norması / S.W.	q	P	A	R	F	Mg/Fe ²⁺	A	F
SARPUNÇAY PLÜTONU / SARPUNÇAY PLUTON																						
KR-21	48,70	16,70	0,28	6,17	0,12	9,78	17,41	0,09	0,72	0,23	2,48	0,28	0,68	ens+d	85	-728	-152	323	146	0,70	08	76
SP-1	51,90	14,69	1,20	11,18	0,15	7,52	6,14	2,27	0,21	0,35	2,00	0,56	0,87	ens	137	-178	-9	342	76	0,57	12	53
SP-2	49,60	16,05	0,86	8,29	0,14	9,12	9,52	2,01	0,26	0,20	2,95	0,78	0,77	ens+d	92	-229	-95	350	114	0,67	11	44
SP-3	50,24	15,42	1,28	10,41	0,17	6,64	10,68	2,20	0,24	0,09	3,11	1,00	0,46	ens+d	76	-256	-154	311	168	0,56	13	53
SP-6	51,43	14,92	1,59	11,73	0,19	6,32	8,74	2,72	0,12	0,16	2,74	1,00	0,73	ens+d	91	-241	-109	325	168	0,52	14	56
SP-8	49,76	15,42	1,18	10,30	0,18	7,26	9,55	2,33	0,41	0,37	2,53	0,99	0,71	ens+d	81	-243	-107	322	152	0,58	13	51
SP-10	50,00	14,96	0,63	12,06	0,21	6,58	8,60	2,85	0,09	0,23	2,63	0,94	0,73	ens+d	79	-256	-144	320	186	0,64	13	46
SP-32	49,05	16,01	0,87	9,70	0,17	8,60	9,12	2,40	0,26	0,36	2,91	0,99	0,76	ens+d	81	-235	-94	346	129	0,64	13	46
SP-33	50,16	14,46	1,72	13,59	0,39	5,31	6,87	2,46	0,18	0,20	2,99	0,33	0,86	ens+d	113	-198	-45	323	118	0,44	12	63
SP-35	47,46	16,42	1,16	9,43	0,16	7,55	10,60	2,40	0,49	0,19	2,18	0,80	0,69	ens+d	49	-256	-144	320	186	0,61	15	47
SP-38	46,74	14,92	1,15	9,65	0,18	7,20	9,33	2,53	0,34	0,18	1,74	0,99	0,69	ens+d	59	-241	-129	314	182	0,60	15	49
SP-39	48,81	14,78	1,58	11,78	0,21	7,00	8,43	2,98	0,23	0,14	2,68	0,99	0,72	ens+d	69	-201	-112	345	165	0,54	15	53
SP-40	51,04	13,61	1,39	12,62	0,20	6,46	7,20	2,37	0,30	1,49	4,83	101,51	0,79	ens	115	-198	-73	336	105	0,50	12	58
SP-46	49,31	13,27	1,56	13,45	0,23	6,19	8,93	1,99	0,09	0,23	4,92	100,07	0,68	ens+d	104	-218	-121	342	109	0,48	09	62
SP-47	50,89	13,94	1,05	12,21	0,20	6,00	10,17	2,20	0,41	0,37	2,50	99,94	0,62	ens+d	73	-242	-129	356	126	0,63	11	48
SP-48	48,17	15,69	1,14	10,19	0,18	8,63	10,20	2,07	0,29	0,12	2,67	99,35	0,70	ens+d	84	-243	-169	315	158	0,44	12	59
SP-59	46,27	16,64	1,44	10,52	0,19	7,85	9,79	2,92	0,47	0,47	2,27	98,83	0,72	ens+d	36	-259	-127	345	174	0,60	16	48
SP-61	48,14	15,14	1,40	11,51	0,22	8,53	7,09	2,85	0,34	0,11	3,33	98,66	0,84	ens+d	84	-211	-55	373	98	0,59	14	50
SP-63	46,88	15,69	0,92	10,36	0,17	9,93	8,39	2,33	0,24	0,10	3,61	98,62	0,81	ens+d	80	-220	-72	388	87	0,66	11	45
SP-64	46,51	16,14	0,99	10,09	0,15	10,84	8,71	2,27	0,35	0,23	3,17	99,47	0,80	ens+d	74	-221	-75	408	73	0,68	11	43
SP-65	49,76	15,78	1,34	11,02	0,21	7,20	9,28	1,88	0,38	0,13	2,48	99,46	0,77	ens+d	97	-218	-90	335	125	0,56	11	54
BATTALLAR PLÜTONU / BATTALLAR PLUTON																						
KR-29	44,56	14,19	0,60	6,04	0,10	2,11	5,71	1,81	2,31	0,56	0,81	98,80	0,89	ens	183	-111	-33	136	237	0,41	01	20
KR-60	55,30	13,03	0,62	9,43	0,18	7,22	7,56	1,80	1,28	0,41	2,10	98,91	0,72	ens+d	132	-165	-99	305	118	0,60	16	48
KR-61	55,04	15,03	0,73	9,72	0,17	5,23	8,31	1,75	1,17	0,26	1,88	99,29	0,78	ens+d	125	-180	-83	261	169	0,52	16	55
KR-64	62,84	15,87	0,71	6,37	0,11	2,39	4,89	2,81	2,25	0,23	1,36	99,77	1,00	ens	153	-129	-148	254		0,43	37	46
KR-66	68,60	15,66	0,73	8,31	0,13	4,87	6,13	2,89	1,46	0,24	1,65	100,67	0,89	ens+d	128	-171	-36	234	193	0,34	25	47
KR-70	59,07	16,66	1,28	9,37	0,15	2,45	6,37	2,66	1,77	0,37	1,54	101,59	0,93	ens	128	-162	-24	194	232	0,34	27	58
KR-72	59,62	14,97	0,94	8,16	0,14	3,27	6,51	2,89	2,02	0,29	0,82	99,61	0,79	ens+d	117	-167	-74	195	243	0,44	30	50
KR-89	59,23	14,14	0,51	9,24	0,17	6,65	6,25	1,96	1,47	0,47	1,38	101,47	0,87	ens+d	161	-143	-40	287	106	0,59	18	48
KR-100	55,44	13,39	0,70	10,23	0,18	7,37	9,04	0,94	1,14	0,07	1,61	99,91	0,69	ens+d	145	-167	-167	320	90	0,59	11	52
KR-181	60,33	14,53	0,70	7,56	0,13	3,08	7,82	1,84	1,86	0,01	0,87	99,71	0,75	ens+d	143	-159	-93	180	232	0,45	26	53
KR-182	54,04	15,24	1,09	9,77	0,17	6,09	6,72	3,36	1,39	0,37	1,14	99,38	0,79	ens+d	82	-199	-79	287	186	0,55	23	47

Açıklama/Explanation:
 - Kayaç türü sütunundaki kısaltmalar Şekil 4'te olduğu gibidir. Her bir kayacın önündeki romen rakamı, ilgili kayacın Şekil 5'teki A-B diyagramında düştüğü bölgeyi gösterir. Kayaçlardaki ana mafik minerallerin kısaltmaları şöyledir: cpx, klinopiroksen; hb, hornblende; bi, biyotit; mu, muskovit; tur, turmalin. The abbreviations given for the rock types are the same with that of Fig. 4. The roman numerals represent the number of sector of Fig. 5 for each plotted rock sample. As for the abbreviations of the major mafic constituents they are as follow: cpx, clinopyroxene; hb, hornblende; bi, biotite; mu, muscovite; tur, turmaline.
 - Fe_2O_3 , ferric demir cinsinden toplam demir oksit./ Fe_2O_3 , total iron oxide as ferric iron.
 - AK, ateşte kayıp./LOI, loss on ignition.
 - ASI, Alüminyum satürasyon indisi./ASI, aluminum saturation index (Chappel and White, 1988).
 - CIPW normlarından cpx, klinopiroksen; cor, korund/CIPW norms cpx, clinopyroxene; cor, corundum.
 - Q,P,A,B,F Debon ve Le Fort (1982) parametreleridir./Q,P,A,B,F are those of Debon and Le Fort (1982).
 - A,F,M Irvine ve Baragar (1971) parametreleridir./A,F,M parameters are those of Irvine and Baragar (1971).
 - Kayaç örneklerinin konumu ve mikroskopik tanımlamaları için Şekil 2b ve Ek Çizelge 1'e bakınız./See Fig. 2b and Appendix 1 for the locations and microscopical descriptions of the rock samples, respectively.

Çizelge 2 Devam Ediyor/Table 2 Continued

KR-191	gHIV/hb+hl	58,86	15,31	0,74	7,08	0,13	3,58	6,35	2,58	1,80	0,80	1,83	89,94	0,86	---	127	-176	-50	197	231	0,47	28	49	23	
KR-196	toIV/hb+hl	60,88	16,00	0,64	7,45	0,13	4,50	5,58	2,42	1,65	0,35	2,54	99,94	0,89	ans+dI	---	162	-147	-13	213	179	0,54	35	47	28
KR-202	toIV/hb+hl	59,88	16,36	0,71	7,67	0,13	3,62	7,58	2,19	1,63	0,07	1,08	90,66	0,75	ans+dI	---	117	-171	-94	190	228	0,47	26	51	23
KARAMAN PLUTON / KARANAN PLUTON																									
KR-34	gHII/hI	65,86	14,86	0,46	5,40	0,08	2,16	3,22	2,32	1,79	0,21	1,87	98,26	1,29	ans	cor 215	-86	65	128	211	0,44	35	47	10	
KR-36	gHII/hI	71,96	13,52	0,44	3,70	0,03	1,63	0,92	2,37	2,88	0,07	1,67	98,99	1,56	ans	cor 250	-32	95	87	217	0,43	50	36	14	
KR-42	gHII/hI	69,77	15,10	0,30	3,18	0,06	1,28	2,44	3,20	3,68	0,29	1,17	101,53	1,09	ans	cor 174	-71	25	75	306	0,44	61	28	18	
KR-46	gHII/hI	68,56	13,86	0,40	4,67	0,06	1,54	3,47	1,96	2,32	0,03	1,39	98,32	1,15	ans	cor 227	-75	36	103	225	0,40	41	44	15	
KR-50	gHII/hI	64,56	14,19	0,56	6,45	0,07	1,78	5,21	1,85	2,29	0,05	1,33	98,34	0,95	ans+dI	---	188	-104	-16	132	235	0,45	34	52	14
KR-52	gHII/hI	70,40	13,79	0,38	3,36	0,03	1,25	1,19	3,36	4,06	0,32	1,40	99,54	1,14	ans	cor 182	-43	33	78	295	0,42	62	28	10	
KR-55	gHII/hI	70,49	13,44	0,29	3,43	0,05	1,14	2,98	2,02	3,20	0,10	0,89	98,03	1,10	ans	cor 222	-50	24	75	258	0,40	53	35	12	
KR-57	gHII/hI	69,22	15,03	0,33	9,71	0,03	1,56	3,37	3,21	3,24	0,22	0,82	100,84	1,01	ans	cor 171	-95	2	89	294	0,55	55	32	13	
KR-76	toIII/hI	67,73	14,62	0,29	3,80	0,08	1,44	2,10	3,05	3,49	0,69	1,41	98,70	1,16	ans	cor 178	-62	39	87	290	0,43	44	45	11	
KR-83	gHII/hI	69,51	15,24	0,42	4,16	0,03	1,68	3,53	3,36	1,66	0,43	1,39	100,41	1,10	ans	cor 194	-136	29	99	261	0,44	46	38	16	
KR-82	gHII/hI	65,68	15,52	0,51	5,83	0,05	1,47	4,08	3,28	2,44	0,40	1,42	100,66	1,00	ans	cor 158	-126	2	116	291	0,33	44	45	11	
KR-83	gHII/hI	67,73	14,62	0,29	3,80	0,08	1,44	2,10	3,05	3,49	0,69	1,41	98,70	1,16	ans	cor 178	-62	39	87	290	0,43	44	45	11	
KR-84	gHII/hI	70,90	13,64	0,41	3,96	0,07	1,78	2,69	2,11	2,68	0,21	2,17	100,42	1,19	ans	cor 236	-59	43	99	220	0,47	45	38	17	
KR-93	gHII/hI	69,06	13,58	0,38	4,37	0,06	1,56	1,51	2,82	3,73	0,29	2,11	99,47	1,18	ans	cor 195	-39	42	98	262	0,41	52	35	13	
KR-94	gHII/hI	70,60	15,87	0,30	2,94	0,05	1,14	0,56	2,42	4,07	0,19	1,42	99,56	1,69	ans	cor 220	-2	127	69	266	0,43	61	28	11	
KR-96	gHII/hI	69,69	15,57	0,37	3,58	0,06	1,47	2,39	2,02	3,41	0,01	1,25	100,36	1,26	ans	cor 214	-45	63	86	255	0,45	52	34	14	
KR-102	gHII/hI	65,69	14,27	0,52	5,37	0,07	2,28	4,16	2,10	3,43	0,06	0,98	98,93	0,97	ans	---	174	-69	-9	130	250	0,46	42	41	17
KR-110	gHII/hI	65,92	13,11	0,24	4,09	0,05	2,17	3,18	2,60	2,81	1,35	2,94	98,46	1,00	ans	cor 184	-81	1	108	262	0,51	46	35	19	
KR-111	gHII/hI	70,48	13,93	0,44	3,51	0,09	1,25	1,99	2,66	3,66	0,32	1,56	99,83	1,16	ans	cor 204	-44	39	80	271	0,41	57	32	11	
KR-130	gHII/hI	64,82	15,52	0,55	6,10	0,11	1,71	3,70	3,13	3,02	0,41	2,11	100,98	1,05	ans	cor 153	-99	14	126	276	0,36	44	44	12	
KR-134	gHII/hI	66,78	14,90	0,42	4,95	0,06	1,71	3,80	2,87	2,91	0,55	1,15	100,10	1,00	ans	cor 171	-69	2	110	274	0,41	66	40	14	
KR-145	gHII/hI	70,01	13,86	0,33	3,36	0,03	1,32	2,52	2,89	3,84	0,34	0,88	99,58	1,03	ans	cor 184	-57	7	79	292	0,44	59	39	12	
KR-154	gHII/hI	71,42	14,07	0,35	3,45	0,05	1,16	2,26	3,05	3,68	0,28	2,01	100,78	1,07	ans	cor 193	-64	19	76	296	0,40	60	30	10	
KR-157	gHII/hI	71,28	12,69	0,31	3,32	0,07	1,28	2,68	2,15	3,42	0,02	0,96	98,24	1,05	ans	cor 222	-45	11	77	276	0,63	55	33	12	
KR-181	gHII/hI	69,46	14,20	0,28	4,11	0,06	1,29	2,57	2,70	3,91	0,32	0,89	99,59	1,09	ans	cor 191	-43	23	23	277	0,38	54	35	11	
SALLAMADIC PLUTON / SALLAMADIC PLUTON																									
SR-10	gHII/hI	70,40	14,35	0,23	3,12	0,03	0,39	2,06	2,14	3,35	0,10	3,38	99,75	1,33	ans	cor 226	-35	72	52	277	0,20	61	35	04	
SR-13	gHII/hI	70,55	15,37	0,26	2,58	0,09	1,11	0,97	3,05	3,60	0,26	1,50	99,32	1,44	ans	cor 205	-39	92	63	287	0,46	64	25	11	
SR-16	gHII/hI	66,90	15,32	0,32	3,40	0,08	1,89	2,54	3,11	2,38	0,17	3,51	99,62	1,24	ans	cor 190	-95	59	93	271	0,52	51	32	17	
SR-19	gHII/hI	70,64	15,19	0,20	2,52	0,05	0,94	1,70	2,79	3,45	0,19	2,10	99,77	1,33	ans	cor 208	-47	74	57	289	0,42	64	26	10	
DANAR / VEIN																									
DR-51	gHII/hI	59,80	13,27	0,54	8,10	0,13	6,51	6,95	1,33	1,35	0,01	1,73	99,42	0,81	ans+dI	---	176	-138	-59	270	194	0,61	15	47	38
DR-56	gHII/hI	60,88	14,07	0,68	8,06	0,13	4,19	6,59	2,27	1,99	0,28	2,00	101,14	0,79	ans+dI	---	164	-168	-75	213	198	0,51	29	59	15
DR-87	gHII/hI	53,88	15,66	1,19	10,07	0,17	6,03	4,90	3,68	2,07	0,37	2,81	101,02	0,90	ans	---	77	-164	-33	292	186	0,74	29	46	28
DR-137	gHII/hI	54,47	14,27	0,83	8,05	0,15	4,62	5,47	2,74	0,66	0,37	2,83	99,66	0,94	ans	---	162	-172	-18	226	167	0,53	31	50	22
DR-161	gHII/hI	54,07	14,03	0,54	7,78	0,12	3,89	5,34	3,28	2,32	0,30	1,65	99,12	0,84	ans+dI	---	107	-152	-55	201	245	0,50	32	55	21
DR-151	gHII/hI	62,06	14,97	0,62	7,34	0,08	2,23	5,28	2,97	2,31	0,31	1,46	99,23	0,92	ans	---	149	-128	-27	155	250	0,38	34	51	13

dotlaşma göstermektedir. Ortoklaz fenokristalleri ise, yarı özşekilli ve genellikle levhamsı-prizmatik biçimlidirler. Tipik karlsbad ikizlenmesinin yanısıra nadiren de olsa kirli toprağımsı renkli killeşme gösterirler. Biotitler ise genellikle yarı özşekilli, puslu bileşenler şeklinde olup, kırmızı-kahverenkli dirler. Biotitlerin, zaman zaman anormal mavimsi girişim rengi gösteren kloritlere (KR-34₁, KR-46, KR-110), zaman zaman da anormal kahverengi girişim rengi gösteren kloritlere (KR-36, KR-52, KR-94) dönüştüğü gözlenmektedir. Gerek porfirik adamellit, gerekse porfirik granodiyoritlerde bulunan tali bileşenler ise zirkon, apatit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Adamellit

Ana bileşenleri kuvars + ortoklaz + plajiyoklaz + biyotit minerallerinden oluşan, orta taneli ve holokristalin-tanesel dokulu olan bu kayaçların en karakteristik özellikleri felsik bileşenlerinde ortoklazın bol olması ve koyu renkli bileşenlerinin de sadece biyotitlerden meydana gelmiş olmasıdır. Diğer taraftan, plajiyoklaz minerallerinin daha çok polisentetik ikizlenme göstermeleri, zonlu dokunun daha ender görülmesi de dikkat çekici bir özelliktir. Tali bileşenler ise başlıca zirkon, apatit ve opak minerallerden; ikincil bozunma ürünleri ise genellikle feldispatlardan itibaren gelişen serisitleşme ve killeşmelerden oluşmaktadır.

SALLAMADAĞ PLÜTONU

Sallamadağ plütunu, daha önce de belirtildiği gibi, Kastamonu kuzeyinde Ağıl-Şenlikköy plütunu olarak isimlendirilen ve tamamen porfirik granitik kayaçlardan meydana gelen granitoid kütesinin (Yılmaz ve Boztuğ, 1987b) en kuzey ucunu oluşturmaktadır. Dolayısıyla, Sallamadağ plütunu kayaç örnekleri de tıpkı Ağıl-Şenlikköy plütunu (Yılmaz ve Boztuğ, 1987b) ve Karaman plütunu kayaç örnekleri gibi, gerek el örneği ve gerekse mikroskopik düzeyde belirgin olarak porfirik doku gösterirler. Bunların mikroskopik incelemelerinde de, tıpkı Karaman plütunkilerde olduğu gibi porfirik granit ve altere porfirik granit tanımları kullanılmıştır (bkz. Ek Çizelge 1). Sallamadağ plütunu kayaç örneklerinden 4 tanesi üzerinde gerçekleştirilen ana element kimyasal analiz sonuçlarına (Çizelge 2) göre, bu kayaçların 3 tanesinin adamellit (SD-10, SD-13, SD-19) ve bir tanesinin de granodiyorit (SD-16) bölgesine düştüğü görülmüştür (Şekil 4). Porfirik doku göstermelerinden dolayı, bu kayaçlar da porfirik adamellit ve porfirik granodiyorit olarak isimlendirilmiştir. Sallamadağ plütunundaki porfirik adamellit ve porfirik granodiyoritler gerek dokusal, gerekse mineralojik bileşim bakımından Karaman plütunkiler gibi birbirlerine son derece benzemektedirler. Ancak, aralarındaki yegane mineralojik farklılık, porfirik granodiyoritte kuvars fenokristalinin daha az bulunması şeklinde belirginleşmektedir. Bu kayaçlardan en bol bulunan porfirik adamellitlerin genel özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

Porfirik adamellit

Tipik olarak holokristalin-porfirik doku gösterirler.

Kuvars ve feldispatlardan oluşan hamur içindeki fenokristaller kuvars, plajiyoklaz, alkali feldispat (ortoklaz), biyotit, muskovit ve ender olarak da turmalin minerallerinden oluşmaktadır. Kuvars fenokristallerinin bazılarında belirgin kemirilme özelliği gözlenebilmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri özşekilli ve yarı özşekilli, levhamsı-prizmatik biçimli bileşenler halindedir ve polisentetik ikizlenmenin yanısıra yer yer de zonlu doku göstermektedir. Bazı plajiyoklaz minerallerinde yaygın serisitleşmeden dolayı ikizlenme ve zonlu doku kalıntı bir özellik olarak görülebilmektedir. Özellikle SD-19 no'lu kayaç örneğinde oldukça bol bulunan ve tipik olarak Karlsbad ikizlenmesi gösteren ortoklazlar, kirli toprağımsı renkli bozunma gösterirler. Bu kayaç örneğinde, ayrıca turmalin güneşi olarak da tanımlanabilecek (Moorhouse, 1959; Kerr, 1959) ışın-sıl dizilimli, mavimsi-yeşil renkli (şörl bileşiminde) turmalin mineralleri de gözlenmektedir. Bu kayaçların ana mafik bileşenleri ise biyotit ve muskovit levhalarından oluşmaktadır. Biotit mineralleri, bazan muskovit ve opak mineral agregatlarına dönüşmüş olarak da izlenmektedir.

BATTALLAR PLÜTONU

Ek Çizelge 1'den de görülebileceği gibi, Battallar plütunu kayaçları dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri bakımından çoğunlukla tonalit, ender olarak da granodiyorit ve kuvars-diyorit olarak tanımlanmışlardır. Battallar plütununa ait kayaç örneklerinden 14 tanesi üzerinde gerçekleştirilen ana element analiz sonuçlarının (Çizelge 2), Debon ve Le Fort (1982) adlandırma diyagramında değerlendirilmesi sonucunda, örneklerini çoğunluğunun tonalit bölgesine düştüğü görülmekle birlikte, 4 adet örneğin granodiyorit (KR-29₁, KR-65, KR-89, KR-191) ve bir adet kayaç örneğinin de kuvars-diyorit bölgesine düştüğü (KR-182) görülmüştür (Şekil 4). Battallar plütununda tanımlanan bu kayaçların önemli mikroskopik özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

Tonalit

Genel olarak orta taneli olan bu kayaçlar holokristalin-tanesel doku gösterirler. Ana bileşenleri plajiyoklaz + kuvars + hornblend + biyotit + ortoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklaz mineralleri daha çok yarı özşekilli ve özşekilli, çubuğumsu-prizmatik ve levhamsı prizmatik biçimli bileşenler olarak görülürler. Polisentetik ikizlenmenin yanısıra zonlu doku da yaygın olarak gözlenir. Bazı plajiyoklaz minerallerinde zayıf ta olsa gözlenen bozunma ürünleri ise serisit ve epidot minerallerinden oluşmaktadır. Hornblend mineralleri genellikle yarı özşekilli ve levhamsı-çubuğumsu prizmatik biçimlidirler. Renkleri genellikle yeşilimsi-kahverenkli olmakla birlikte (KR-66, KR-70₁, KR-72, KR-181, KR-196, KR-202), bazı kayaç örneklerinde ise renksiz (KR-60, KR-61, KR-100) olarak görülürler. Pargazitik bileşimli (Erkan, 1978) oldukları düşünülen bu hornblendlerin bazılarında, kahverenkli hornblende dönüşüm gösteren zonlar da bulunmaktadır. Biotit mineralleri ise tamamen kırmızı-kahverenkli olup, bazılarının hornblendlerden itibaren geliştikleri gözlene-

bulunmaktadır. KR-196 no'lu kayaç örneğindeki biyotitlerin bazıları yeşil renkli klorit levhalarına dönüşmüş olarak görülmektedir. Diğer taraftan, sadece KR-70₁ no'lu örnekte gözlenen klinopiroksen minerali ise tipik olarak c-eksenine dik kesiti (dilimim arası açınının 90° olduğu sekizgen biçimli kesitler) ile karakteristik olarak tanınmaktadır. Tek nikel altında renksiz olan bu klinopiroksenlerin, yeşilimsi-kahverenkli hornblend ve kırmızı-kahverenkli biyotite dönüştüğü oldukça belirgin bir şekilde izlenebilmektedir. Tonalitlerin diğer bir ana bileşeni olan kuvars minerali ise, özşekilsiz ve diğer bileşenlerin arasını gelişigüzel biçimlerde dolduran bileşenler olarak görülmektedir. Oldukça az miktarlarda görülen ortoklaz mineralleri ise çok zayıf da olsa kahverengimsi-toprağimsi bozunma ve Karlsbad ikizlenmesi ile tanınmaktadır. Tonalitlerde gözlenen tali bileşenler ise daha çok zirkon, apatit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Özellikle KR-181 ve KR-196 no'lu kayaç örneklerinde özşekilli ve çubuğumsu-prizmatik biçimli zirkon mineralleri gözlenmektedir. KR-181 no'lu örnekte, bu zirkonların bazıları biyotit ve hornblendler içerisinde kapanım olarak ta görülmektedir.

Granodiyorit

Tonalitler gibi orta taneli ve holokristalin-tanesel dokulu olan granodiyoritler de tonalitelere benzer mineralojik bileşim gösterirler. Aralarındaki tek farklılık ise granodiyoritlerdeki ortoklaz içeriğinin tonalitlerden daha fazla olmasıdır. Kuvars + plajiyoklaz + ortoklaz + hornblend + biyotit gibi ana bileşenlerin yanısıra zirkon, apatit ve opak mineraller gibi tali bileşenlerden oluşan granodiyoritlerdeki ikincil bozunma ürünleri ise daha çok feldispatlardan itibaren gelişen serisitleşme, killleşme ve epidotlaşma ile nadiren biyotitlerden itibaren gelişen kloritleşmedir. Granodiyoritlerin ana bileşenlerinin mikroskopik düzeydeki tüm özellikleri tonalitlerinkiler ile hemen hemen aynıdır. Örneğin, hornblendler hem yeşilimsi-kahverenkli (KR-29₁, KR-191); hem de renksiz (pargazitik bileşimli) olarak (KR-64, KR-89) görülmektedirler. Yine tonalitelere benzer şekilde, renksiz olarak görülen bu hornblendlerin bir kısmında kahverenkli ve/veya yeşilimsi-kahverenkli hornblendlere dönüşüm de izlenebilmektedir. Kırmızı-kahverenkli biyotit minerallerinin bir kısmı yine tıpkı tonalitlerdeki gibi, hornblendlerden itibaren gelişmiş olarak görülürlerken; bazı biyotit pullarının ise yeşil renkli kloritlere dönüştüğü de (örneğin KR-191) izlenebilmektedir.

Kuvars-diyorit

Battallar plütonuna ait kayaç örneklerinden kuvars-diyorit bölgesine düşen (Şekil 4) KR-182 no'lu kayaç örneği ise mikroskopik düzeyde, orta taneli ve holokristalin-tanesel dokulu olup, ana bileşenleri plajiyoklaz + hornblend + biyotit ± kuvars ± ortoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklazlar, yarı özşekilli ve çubuğumsu-prizmatik, yer yer levhamsı-prizmatik biçimli bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenmenin yanısıra zonlu doku da yaygın olarak görülmektedir. Nadiren görülen bozun-

ma ürünleri ise serisitleşme ve epidotlaşmadır. Hornblend mineralleri de yarı özşekilli, çubuğumsu-prizmatik veya levhamsı-prizmatik biçimlidirler. Çok soluk kahverengimsi-yeşil olarak görülen hornblendlerde, kırmızı-kahverenkli biyotitleşmeye dönüşüm gözlenmektedir.

DAMAR KAYAÇLARI

Genellikle Karaman plütonu içerisinde ve yer yer de Dönmeyol metamorfiti ile Koramanyayla ultramafiti içerisinde gözlenen mafik damar kayaçları el örneği düzeyinde lamprofir, mikroskopik düzeyde ise başlıca kersantit ve minet olarak tanımlanabilecek özelliklere sahiptirler (bkz. Ek Çizelge 1). Bu kayaçlardan 6 tanesi üzerinde gerçekleştirilen ana element analizi sonuçlarına göre (Çizelge 2) yapılan adlandırılmada KR-51, KR-56, KR-141₁ ve KR-151 no'lu kayaç örnekleri granodiyorit; KR-87₁ no'lu örnek kuvars-monzodiyorit ve KR-137 no'lu örnek de tonalit bölgesine düşmektedir (Şekil 4). Tipik olarak damar konumunda gözlenmelerinden ve holokristalin-porfirik doku göstermelerinden dolayı bu kayaçların, granodiyorit-porfir, tonalit-porfir ve kuvars-monzodiyorit porfir olarak isimlendirilmeleri daha uygun görülmüştür. Bu kayaçların mikroskop altında gözlenebilen önemli özellikleri şöyle özetlenebilir.

Granodiyorit-porfir

Daha önce de belirtildiği gibi, mikroskopik incelemelerde minet veya kersantit olarak tanımlanabilecek bu mafik damar kayaçlarından KR-56, KR-141₁ ve KR-151 no'lu örnekler tamamen aynı mineralojik bileşime sahiptirler. Feldispat + kuvars + mafik minerallerden oluşan bir hamur içerisinde başlıca plajiyoklaz + hornblend + biyotit ± ortoklaz ± kuvars fenokristalleri içeren bu kayaçlardaki hornblend mineralleri tipik olarak yeşilimsi-kahverenkli olup, yer yer kırmızımsı-kahverenkli biyotite dönüşmüş durumdadırlar. Diğer taraftan, KR-56 no'lu kayaç örneğinde kloritleşmeye uğramış iri bir granat mineralinin varlığı dikkat çekmektedir. KR-51 no'lu granodiyorit-porfir örneği ise plajiyoklaz + hornblend minerallerinden oluşan bir hamur içerisinde dağılmış durumda plajiyoklaz ve hornblend fenokristalleri içermektedir. Yeşilimsi-kahverenkli hornblendlerden bazıları lifsi-iğnemsî tremolit/aktinolit minerallerine dönüşmüştür.

KR-137 no'lu tonalit-porfir örneğinde yine feldispat ve mafik minerallerden oluşan hamur içinde, plajiyoklaz + tremolit/aktinolit + kloritleşmiş ve karbonatlaşmış mafik mineral psödomorfları + öjit fenokristalleri bulunmaktadır.

KR-87₁ no'lu kuvars-monzodiyorit-porfir ise feldispat ve hornblendlerden oluşan bir hamur içerisinde, plajiyoklaz + hornblend + ortoklaz ± kuvars fenokristalleri içerir. Yeşilimsi-kahverenkli olarak görülen hornblendlerin bazıları lifsi-iğnemsî biçimli ve renksiz olarak görülen tremolit minerallerine dönüşmüşlerdir.

METAMORFİTLERİN PETROGRAFİSİ

İnceleme alanındaki metamorfik kayaçlar, daha

önce de belirtildiği gibi Prekambriyen (?) yaşlı Dönmeyol metamorfiti ile Orta Jura yaşlı ve kontakt metamorfik Çiçekyayla metamorfitten oluşmaktadır.

DÖNMEYOL METAMORFİTİ

Dönmeyol metamorfiti, az miktarlarda gözlenen diyopsit gnays, kalsilikatik gnays ve sillimanit-mika gnays türü orta-yüksek dereceli (Winkler, 1979) metamorfizmaya uğramış kayaçların yanısıra bu kayaçların retrograd metamorfizması ile gelişen ve daha bol olarak görülen kuvarşşist ve milonit türü kayaçlardan oluşmaktadır.

Diyopsit gnays

Nemato-granoblastik doku gösteren bu kayaçlar, başlıca diyopsit, plajiyoklaz, kuvars, kalsit, skapolit, titanit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Diyopsit nematoblastları tipik olarak çift yönde dilinim gösteren ve dilinimler arası açı dik olan c-eksenine dik geçmiş kesitleri ile kolayca tanınmaktadır. Plajiyoklazlar genellikle serisitleşmeye uğramışlardır. KR-691 no'lu diyopsit gnays örneğinde, kayaç içerisinde mika gnays olarak tanımlanabilecek biyotitçe zengin bir zon bulunmaktadır. Bu zondaki biyotitlerin bir kısmı kloritleşmeye uğramış olarak da görülürler. Böylece, bir tek ince kesit düzeyinde dahi diyopsit gnays ve mika gnays olarak tanımlanabilecek zonların varlığı ile karakteristik olan Dorukyayla gnaysına benzerlik (Boztuğ, 1988), jeolojik konumun yanısıra petrografik açıdan da görülmektedir. Diyopsit türü indeks metamorfiti mineralin yanısıra kalsit ve skapolit minerallerinin de bulunması nedeniyle, bu kayaçların, orta-yüksek dereceli metamorfizma (Winkler, 1979) koşullarında meydana geldikleri düşünülmektedir.

Kalsilikatik gnays

Tüm özellikleri ile diyopsit gnayslara benzeyen, ancak skapolit ve kalsit minerallerinin artması nedeniyle kalsilikatik gnays olarak tanımlanan bu kayaçların da, tipki diyopsit gnayslar gibi orta-yüksek dereceli metamorfizma ile oluştukları kabul edilmektedir.

Sillimanit-mika gnays

Fibro-lepido-granoblastik doku gösteren bu kayaçlar kuvars, ortoklaz, biyotit, muskovit, sillimanit, granat, turmalin ve opak minerallerden oluşmaktadır. Ayrıca, KR-185 no'lu kayaç örneğinde bu minerallerin yanısıra, pinitleşmiş kordiyerit olabileceği düşünülen bileşenler de görülmektedir. Sillimanit mineralleri genel olarak özşekilli ve yarı özşekilli, iğnemsî-prizmatik biçimli bileşenler halindedir. Biyotitler tipik olarak kırmızı kahverenkli, muskovitler ise genel olarak retrograd etkilerle feldispatlardan itibaren ikincil olarak gelişmiş bileşenler halinde görülürler. Sillimanit türü indeks metamorfik mineralin bulunması nedeniyle, bu kayaçların da orta-yüksek dereceli (Winkler, 1979) metamorfizma ile oluştukları kabul edilmektedir.

Kuvarşşist

Genel olarak lepido-granoblastik dokunun yanısıra kataklazma izleri de gösteren bu kayaçlarda ikincil olarak gelişmiş muskovit mineralleri ile yeşilimsi-kahverenkli biyotitler, yeşilimsi kloritler ve kalsitler yaygın bileşenlerdir. Bazı kayaç örneklerinde yaygın serisitleşmeye uğramış iri andaluzit porfiroblastları da gözlenmektedir. Ana kayaç oluşturuca bileşenlerine göre kuvarşşist, biyotit-kuvarşşist, andaluzit-mika-kuvarşşist, granat-mika-kuvarşşist olarak adlandırılabilen bu kayaçların, Dönmeyol metamorfite ait kayaçların retrograd metamorfizması ile meydana geldikleri düşünülmektedir. Çünkü, bazı kuvarşşistlerde, ilksel kayaçlara ait diyopsit veya sillimanit gibi indeks metamorfik mineraller korunmuş olarak gözlenmektedir (örneğin bkz. Ek Çizelge 1'de KR-65, KR-73 no'lu örnekler).

Milonit

Dönmeyol metamorfite retrograd kataklastik metamorfizmanın ürünleri olan milonitler, özellikle, birimin ters faylar boyunca üzerlediği kesimlere yakın yerlerde görülürler. Tipik olarak milonitik doku gösteren bu kayaçlar başlıca kuvars, klorit, serisit ve kalsit türü bileşenlerden oluşmaktadır. Diğer taraftan, KR-207 no'lu milonit örneğinde ise retrograd metamorfizma ile oluşmuş tremolit/aktinolit minerallerinin yanısıra korunmuş diyopsit mineralleri de gözlenmektedir.

ÇİÇEKYAYLA METAMORFİTİ

Orta Jura yaşlı Karaman plütunu ile Küre ofiyolite dahil edilebilecek olan ve Alt Jura sonu-Orta Jura başlangıcı arasında bir yaşa sahip olabileceği düşünülen Sarpunçay plütununun dokanaklarındaki kontakt metamorfizma etkileri ile gelişen ve Çiçekyayla metamorfiti olarak isimlendirilen metamorfik kayaçlar başlıca hornfels, benekli hornfels, fillit, benekli arduvaz ve metakumtaşı türü kayaçlardan oluşmaktadır.

Hornfels

Granoblastik ve lepidoblastik doku gösteren hornfelsler başlıca kuvars, plajiyoklaz, serisit, klorit, muskovit, biyotit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Muskovit ve biyotitler genel olarak ince taneli, gelişigüzel dizilmiş pulcuklar halindedir. Börümce formasyonunun siltaşı ve/veya kumtaşı türü kayaçlarından itibaren kontakt metamorfizma ile oluşan kayaçlar olarak değerlendirilmektedir. Killi çimentodan itibaren gelişen klorit, muskovit ve biyotit oluşumu, kontakt metamorfizma koşullarının albit-epidot hornfels fasiyesi (Turner, 1981) koşullarında olduğunu göstermektedir.

Benekli hornfels

Tüm özellikleri hornfelslerinki ile aynı olan bu kayaçlar, yeşil renkli biyotit lepidoblastlarının kayaç içerisinde berekler oluşturması nedeniyle benekli hornfels olarak tanımlanmışlardır.

Fillit

Mikro-lepidoblastik doku gösteren bu kayaçlar;

serisit, klorit, kuvars, muskovit, biyotit, feldispat ve opak minerallerden oluşmaktadır. Börümce formasyonunun arjilit türü kayaların, albit-epidot hornfels fasiyesinin muskovit-klorit alt zonu (Turner, 1981) koşullarında kontakt metamorfizmaya uğramaları sonucu meydana gelmiştir.

Benekli arduvaz

Dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri bakımından fillitlere benzeyen bu kayalar, sadece mikroskop altında tanınabilen ve daha çok serisit + klorit bakımından zengin ovalimsi benekler içermektedirler. Bu özellikleri nedeniyle benekli arduvaz olarak tanımlanan bu kayaların da tıpkı fillitler gibi Börümce formasyonu arjilitlerinden türedikleri düşünülmektedir.

Metakumtaşı

Blastopsamitik doku gösteren metakumtaşları, başlıca kuvars, serisit, plajiyoklaz, kayaç parçacıkları, klorit, muskovit, biyotit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Kontakt metamorfizma etkisi, daha çok killi çimento-dan itibaren gelişen klorit + serisit oluşumu ile belirginleşmektedir. Hornfelsler gibi, Börümce formasyonunun kumtaşı seviyelerinden itibaren kontakt metamorfizma ile meydana gelmişlerdir.

MAGMATİTLERİN ANA ELEMENT

JEOKİMYASI

Küre yöresi magmatitlerinden Sarpunçay, Battallar, Karaman ve Sallamadağ plütonları ile damar kayalarına ait tük kayaç ana element kimyasal analiz sonuçları ve bunlardan elde edilen petrokimyasal parametreler (Çizelge 2), başlıca, magma tipini belirlemeye yönelik diyagramlar üzerinde karşılaştırmalı olarak incelenmiştir. Diğer taraftan, bu diyagramlarda, sadece karşılaştırma amacıyla Zemberekler mafitine ait kimyasal analiz verile-

ri de (Çizelge 3) işlenmiştir. Ayrıca Koramanyayla ultramafiti, Zemberekler mafiti ve Sarpunçay plütonu magmalarının benzer özellikte olup olamayacaklarını test etmek için de, bu birimlere ait veriler karşılaştırmalı olarak incelenmiştir.

İnceleme alanı magmatitlerinin, Debon ve Le Fort (1982) tarafından önerilen ve ana magma tipini belirlemeye yönelik A-B diyagramındaki konumlarına göz atıldığında (Şekil 5), Sarpunçay plütonunun belirli bir trend vermediği; ancak, Battallar plütonunun ve damar kayalarının kafemik (CAFEM) karakterli bir magma tipini tanımladığı, Karaman ve Sallamadağ plütonlarının ise birbirleriyle çakışan bir trend vererek alüminokafemik (AL-CAF) bir magmayı karakterize ettikleri görülmektedir. (Şekil 5). Kafemik ve alüminokafemik magma topluluklarının alt tiplerini belirlemek için yine Debon ve Le Fort (1982) tarafından tanımlanan QBF üçgen diyagramı kullanılmıştır. Şekil 6'da görülen bu üçgen diyagramda, Sarpunçay plütonu yine herhangi bir alt tip tanımlanmamakta, buna karşılık Battallar plütonu ile damar kayaları ve Karaman plütonu ile de Sallamadağ plütonu kendi aralarında birbirleriyle çakışan gidişler sunmaktadır. Buna göre, Battallar plütonu ile damar kayaları toleyitik gidişe benzer; ancak, feldispat bakımından fakirleşmenin daha çok koyu renkli mineraller ve kuvars artışıyla dengelendiği bir gidiş sunmaktadır (Şekil 6). Karaman ve Sallamadağ plütonları ise, Şekil 5'te olduğu gibi, Şekil 6'da da ortak belgelere düşmekte ve toleyitik gidişli bir alt topluluğun kuvars bakımından zengin uç üyelerini andıran bir gidiş göstermektedirler. Ancak, bu gidişte de, Özellikle Karaman plütonuna ait bazı örneklerin normal toleyitik gidişe oranla feldispat bakımından fakir, buna karşılık kuvars ve koyu renkli minerallerce kısmen daha zengin olduğu görülmektedir (Şekil 6). Tüm bu değerlendirmeler gözönüne alındığında, kafemik magma tipine sahip Bat

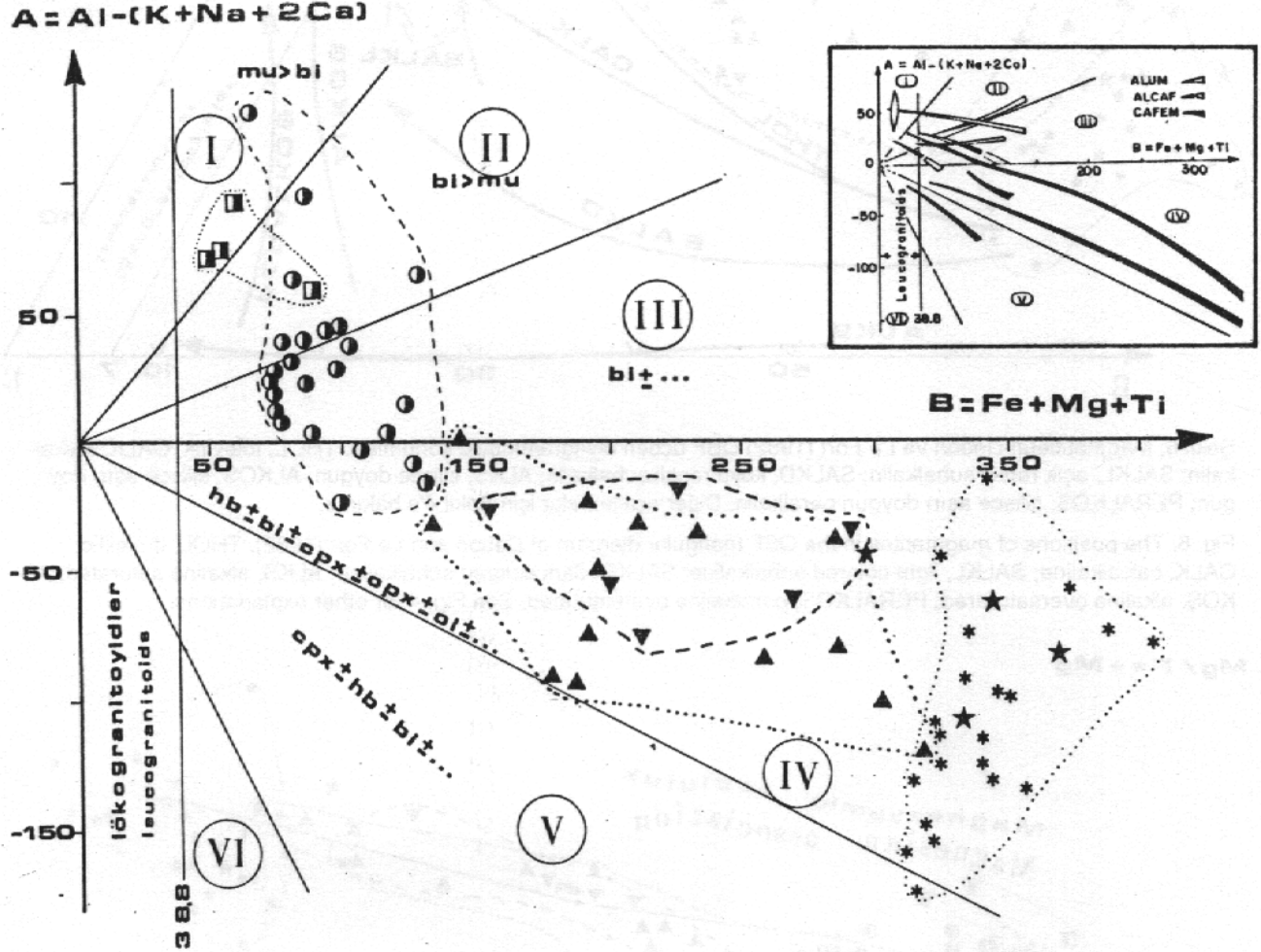
Çizelge 3. Küre ofiyoliti Zemberekler mafiti ve Koramanyayla ultramafitine ait kayaç örneklerinin tük kayaç ana element analiz sonuçları.

Table 3. The wholerock major element chemical analyses results of the rock samples from the Zemberekler mafite and Koramanyayla ultramafite of the Küre ophiolite.

Kay.Ör.No Sample No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK LOI	Toplam Total
ZEMBEREKLER MAFİTİ / ZEMBEREKLER MAFİTE												
KR-20	50.51	13.69	1.01	11.11	0.13	8.81	7.69	1.85	0.58	0.65	3.60	99.63
KR-23	50.21	13.94	0.95	11.80	0.18	6.92	8.93	1.80	0.09	0.08	3.41	98.31
KR-24	55.04	14.44	0.48	8.37	0.13	7.40	6.45	2.07	1.24	0.37	2.57	98.56
KR-25	48.47	13.19	1.18	12.07	0.20	7.19	6.70	2.45	0.06	0.14	9.21	100.86
KORAMANYAYLA ULTRAMAFİTİ / KORAMANYAYLA ULTRAMAFİTE												
KR-27	40.17	0.58	0.08	8.92	0.11	36.48	0.97	0.02	0.02	0.03	12.00	99.36
KR-37	38.13	1.84	0.05	9.19	0.11	37.29	0.67	0.02	0.20	0.01	14.08	101.59
KR-39	41.53	5.76	0.25	13.99	0.18	28.37	6.45	0.14	0.04	0.09	3.96	100.76
KR-40	40.49	0.50	0.05	9.33	0.11	37.56	0.69	0.01	0.01	0.01	11.15	99.91

Şekil 5. Magmatitlerin Debon ve Le Fort (1982) A-B diyagramındaki konumları. I, II ve III no'lu bölgeler peralümino; IV, V ve VI no'lu bölgeler ise metalümino karakterdedir. ALUM, alümino; ALCAF, alümino-kafemik; CAFEM, kafemik topluluk. Mineral kısaltmaları için El Çizelge 1'e; diğer açıklamalar için ise Şekil 4'e bakınız.

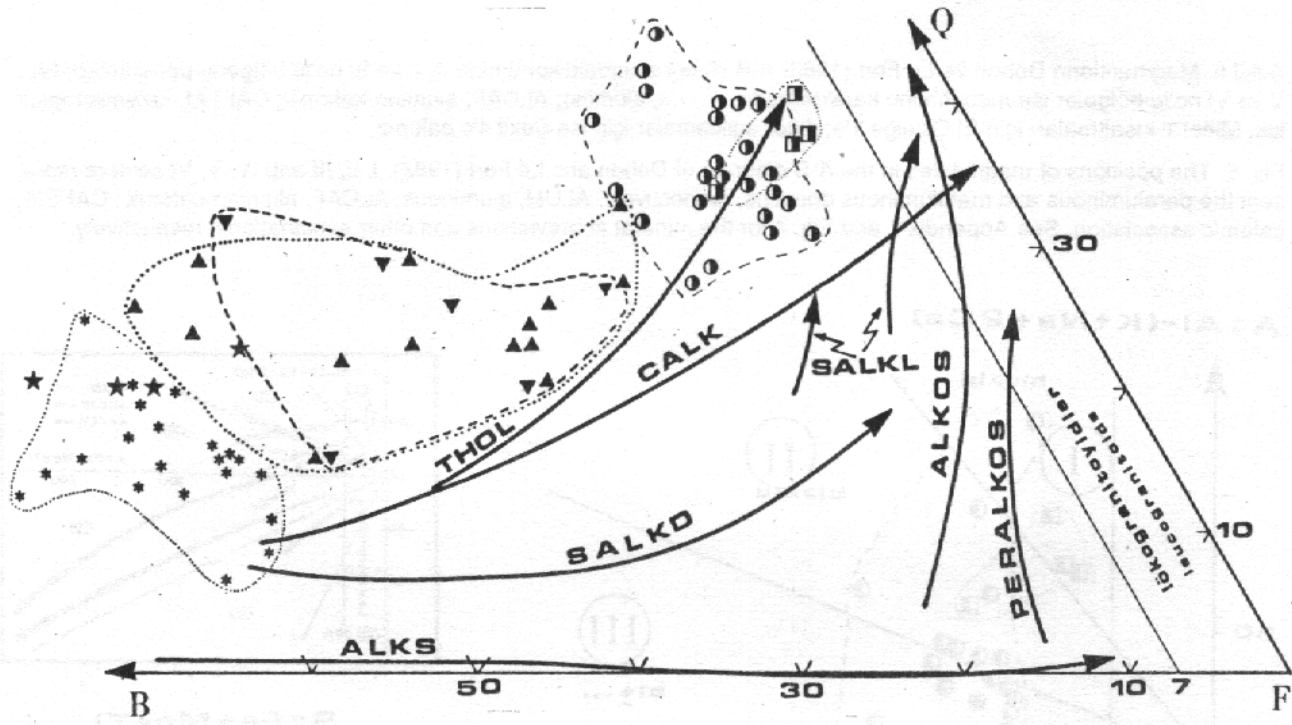
Fig. 5. The positions of magmatites in the A-B diagram of Debon and Le Fort (1982). I, II, III and IV, V, VI sectors represent the peraluminous and metaluminous domains, respectively. ALUM, aluminous; ALCAF, aluminous-cafemic; CAFEM, cafemic association. See Appendix 1 and Fig. 4 for the mineral abbreviations and other explanations, respectively.



duğu görülmektedir (Şekil 6). Tüm bu değerlendirmeler gözönüne alındığında, kafemik magma tipine sahip Battallar plütünü ile damar kayaların ve alüminokafemik magma tipine sahip Karaman ile Sallamadağ plütönlerinin alt tipleri, QBP üçgen diyagramında açık bir şekilde tanımlanamamaktadır. Ancak, toleyitik alt tipin trendine benzer fakat, toleyitik trende göre feldispat fakirliği ve buna karşılık koyu renkli mineral ve kuvars zenginliği ile belirginleşen magma alt tipleri görülebilmektedir (Şekil 6).

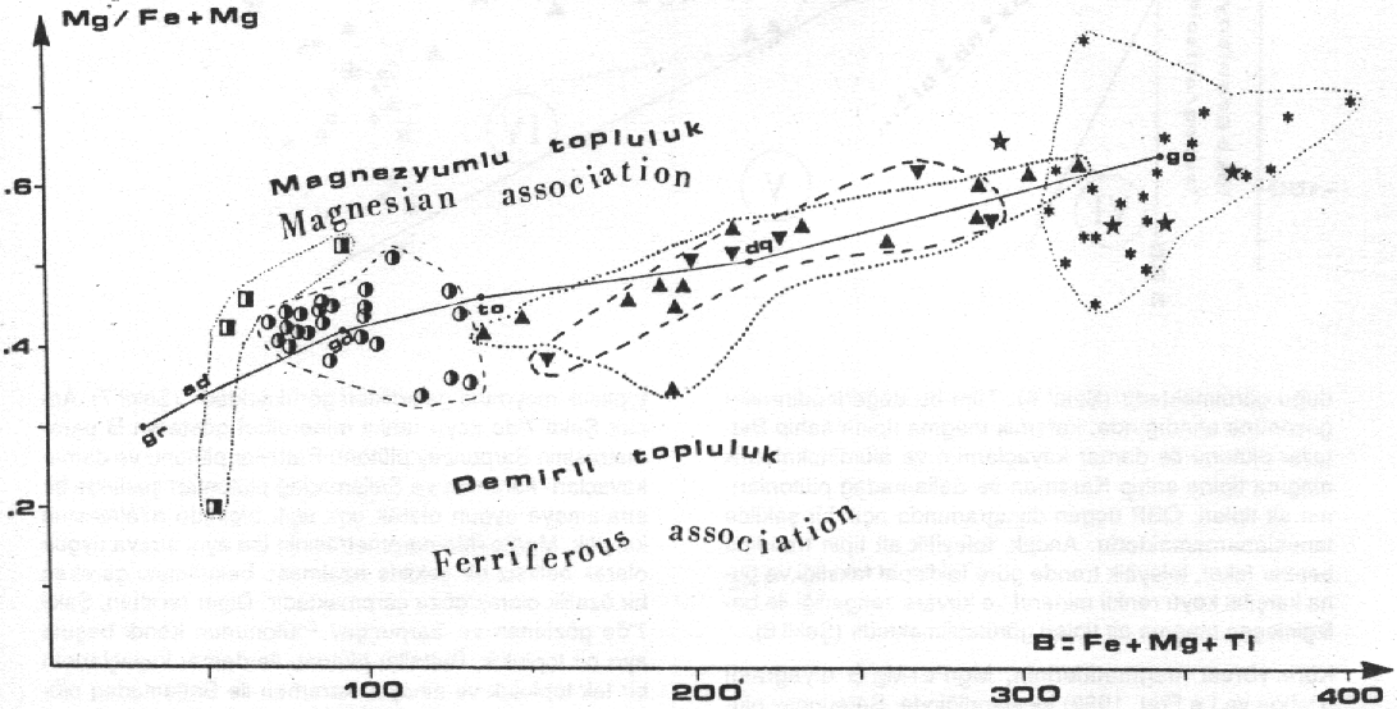
Küre yöresi magmatitlerinin, Mg/Fe+Mg-B diyagramı (Debon ve Le Fort, 1988) incelendiğinde; Sarpunçay plütönünün ayrı bir topluluk, Battallar plütönü ile damar kayalarının kendi aralarında bir tek topluluk ve Karaman ile Sallamadağ plütönlerinin de kendi aralarında bir diğer

topluluk meydana getirdikleri görülmektedir (Şekil 7). Ancak Şekil 7'de koyu renkli mineralleri gösteren B parametresinin Sarpunçay plütönü-Battallar plütönü ve damar kayaları- karaman ve Sallamadağ plütönleri şeklinde bir sıralamaya uygun olarak çok açık biçimde azalmasına karşılık, Mg/Fe+Mg parametresinin ise aynı sıraya uygun olarak belirsiz bir şekilde azalması, belirtilmesi gereken bir özellik olarak göze çarpmaktadır. Diğer taraftan, Şekil 7'de gözlenen ve Sarpunçay Plütönünün kendi başına ayrı bir topluluk, Battallar plütönü ile damar kayalarının bir tek topluluk ve nihayet Karaman ile Sallamadağ plütönlerinin de kendi aralarında ayrı bir topluluk oluşturma eğilimlerinin; Şekil 5 ve 6'daki dağılımları ile uyumlu olduğu da göze çarpan bir özelliktir.



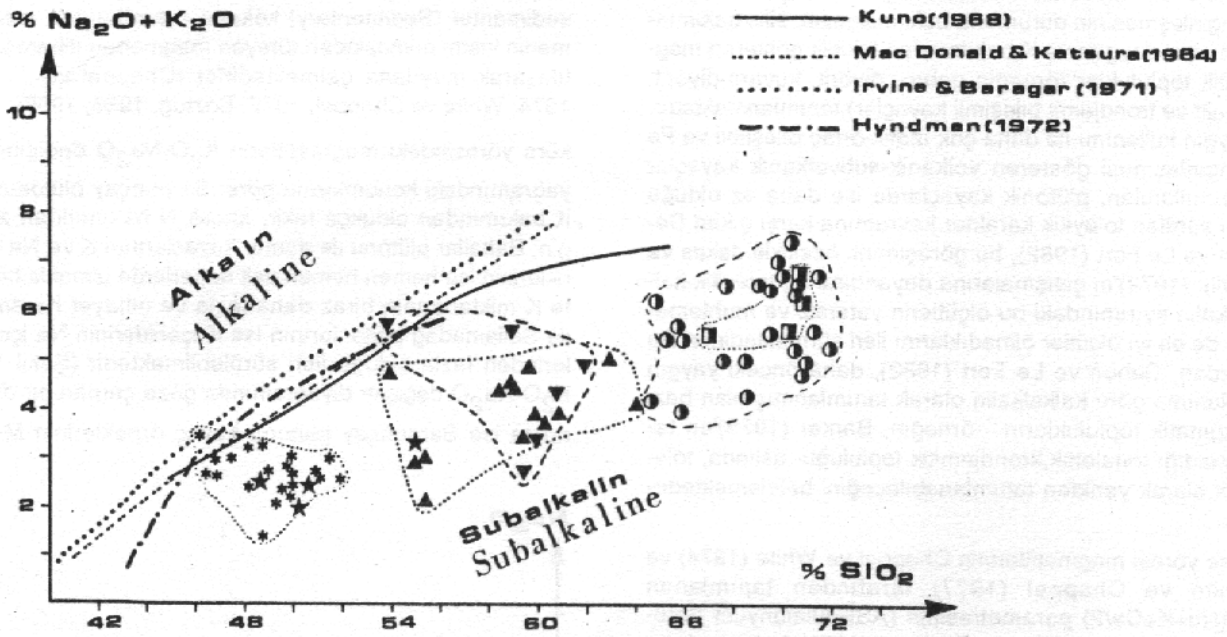
Şekil 6. Magmatitlerin Debon ve Le Fort (1982) QBF üçgen diyagramındaki konumları. THOL, toleyitik; CALK, kalkalkalin; SALKL, açık renkli subalkalin; SALKD, koyu renkli subalkalin; ALKS, silisçe doygun; ALKOS, silisçe aşırı doygun; PERALKOS, silisçe aşırı doygun peralkalin. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 6. The positions of magmatites in the QBF triangular diagram of Debon and Le Fort (1982). THOL, tholeiitic; CALK, calcalkaline; SALKL, light colored subalkaline; SALKD, dark colored subalkaline; ALKS, alkaline saturated; ALKOS, alkaline oversaturated; PERALKOS, peralkaline oversaturated. See Fig. 4 for other explanations.



Şekil 7. Magmatitlerin Debon ve Le Fort (1988) Mg/Fe+Mg - B diyagramındaki konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 7. The positions of magmatites in the Mg/Fe+Mg - B diagram of Debon and Le Fort (1982). See Fig. 4 for other explanations.

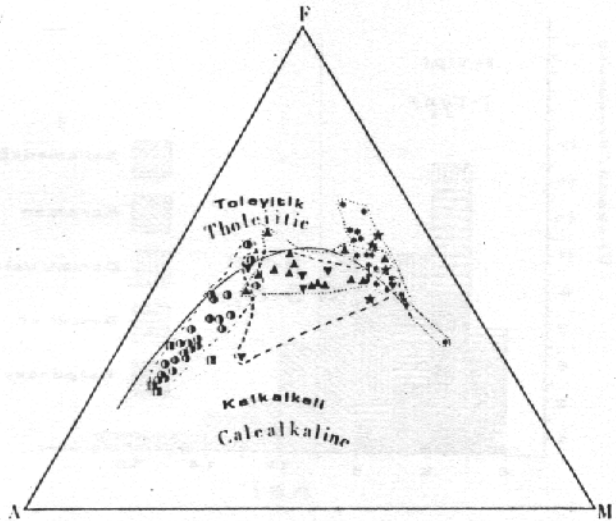


Şekil 8. Magmatitlerin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 diyagramındaki konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 8. The positions of magmatites in the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 diagram. See Fig. 4 for other explanations.

Toplam alkalilerin SiO_2 'ye göre değişiminin incelendiği diyagramda (Şekil 8), Küre yöresindeki tüm magmatitlerin subalkalin bölgede (Kuno, 1968; Mac Donald ve Katsura, 1964; Irvine ve Barager, 1971; Hyndman, 1972) yer aldıkları görülmektedir. Bunun yanısıra, Sarpunçay plütununun diğerlerinden ayrı bir topluluk, Battallar plütunu ile damar kayalarının ve Karaman plütunu ile de Saflamadağ plütununun ayrı ayrı birer topluluk oluşturmaları izlenebilmektedir (Şekil 8). Bu kayaların AFM üçgen diyagramındaki (Irvine ve Barager, 1971) dağılımları incelendiğinde ise, Sarpunçay plütununun toleyitik; diğer tüm plütonların ve damar kayalarının ise kalkalkalin bölgede konumlandıkları görülmüştür (Şekil 9). Hatırlanacağı gibi, Debon ve Le Fort (1982) ve Irvine ve Barager (1971) tarafından tanımlanan toleyitik topluluk kavramları arasında temel farklılıklar olduğu bilinmektedir. Örneğin, Irvine ve Barager (1971) tarafından ileri sürüldüğüne göre; toplam alkali - SiO_2 diyagramında subalkalin özellik gösteren herhangi bir magma başlıca kalkalkalin ve toleyitik olmak üzere iki farklı kristalizasyon trendi gösterebilir. Bu trendler ancak AFM üçgen diyagramında (Şekil 9) birbirlerinden ayırtedilebilmektedir. Kalkalkalin kristalizasyon trendinde, magmadaki Fe elementlerinin çoğu, kristalleşmenin ilk evrelerinde Fe-Ti oksitleri oluşturarak tüketilmekte ve geriye kalan eriyikten ise silikat mineralleri oluşarak kayaları meydana getirmektedirler. Buna karşılık, toleyitik kristalizasyon trendi gösteren magmalarda ise; kristalleşmenin ilk evrelerinde Fe-Ti oksitlerin oluşması ve böylece Fe elementinin tüketilmesi söz konusu değildir. Bu durumda toplam Fe içeriği, normal kristalizasyon

tarihçesi içerisinde silikat minerallerinin bünyesine girerek tüketilmekte ve dolayısıyla tümkayaç bileşiminde bir Fe zenginleşmesi ortaya çıkmaktadır. Debon ve Le Fort (1982) tarafından ileri sürülen toleyitik alt topluluk kavra-

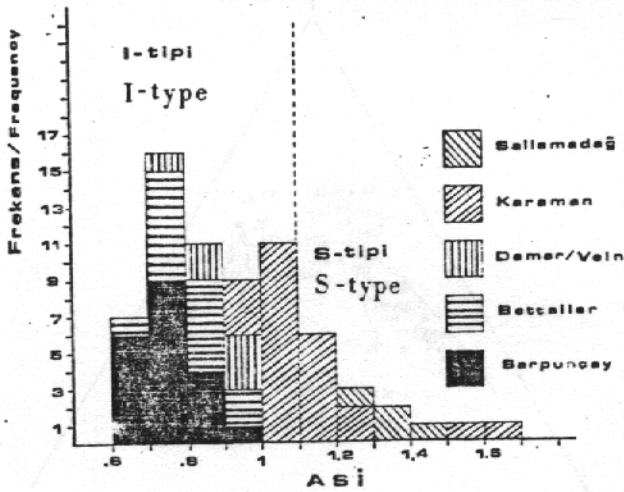


Şekil 9. Magmatitlerin Irvine ve Barager (1971) AFM üçgen diyagramındaki konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 9. The positions of magmatites in the AFM triangle diagram of Irvine and Barager (1971). See Fig. 4 for other explanations.

mında ise kayaçların kristalizasyon tarihçesindeki Fe zenginleşmesinin durumuna bakılmaksızın, silis bakımından aşırı doygun ve K bakımından fakirlik gösteren magmatik topluluklar (örneğin gabro, diyorit, kuvars-diyorit, tonalit ve trondjemit bileşimli kayaçlar) tanımlanmaktadır. Yaygın kullanımı ile daha çok mafik-ortaç bileşimli ve Fe zenginleşmesi gösteren volkanik-subvolkanik kayaçlar için kullanılan, plütonik kayaçlarda ise daha az olduğu ileri sürülen toleyitik karakter kavramına karşı çıkan Debon ve Le Fort (1982), bu görüşlerini, özellikle Jakes ve White (1972)'in çalışmalarına dayandırarak, toleyitik-kalkalkalı ayırımındaki bu ölçütlerin yetersiz ve muhtemelen de en iyi ölçütler olmadıklarını ileri sürmektedirler. Bu yüzden, Debon ve Le Fort (1982), daha önceki yaygın kullanıma göre kalkalkalin olarak tanımlanmış olan bazı magmatik toplulukların -örneğin, Barker (1979)'un tanımladığı tonaletik,krondjemitik topluluğu- aslında, toleyitik olarak yeniden tanımlanabileceğini belirlemektedirler.

Küre yöresi magmatitlerinin Chappel ve White (1974) ve White ve Chappel (1977) tarafından tanımlanan $Al/(Na+K+Ca/2)$ parametresinin (ASI=Alimünyum Satürasyon İndeksi, White ve Chappel, 1988) frekans dağılımlarına göz atıldığında; Sarpunçay plütunu, Battallar plütunu ve damar kayaçlarının tamamen I-tipi; Karaman plütununun kısmen I-tipi, kısmen de S-tipi ve Sallamadağ plütunu kayaç örneklerinin ise tamamen S-tipi bölgede konumlandıkları görülmektedir (Şekil 10). Bilindiği gibi, I-tipi karakter gösteren magmatik kayaçlar, magmatik (İgneous) kökene sahip kaynak malzemenin kısmi erimesin-

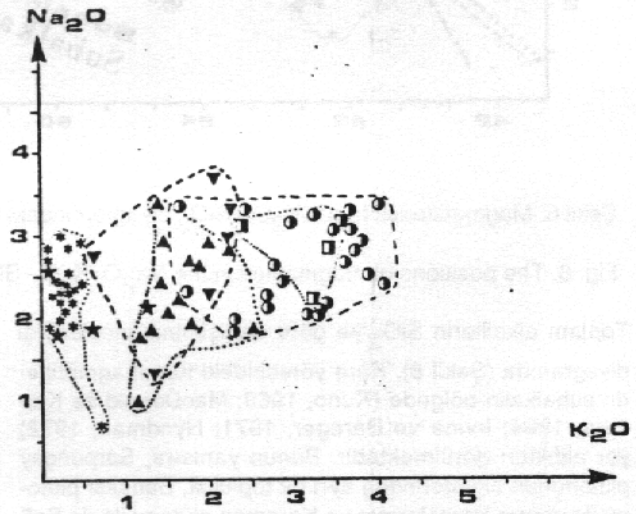


Şekil 10. Magmatitlerin ASI değerlerinin (White ve Chappel, 1988) frekans dağılımı. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 10. The frequency of ASI (White and Chappel, 1988) parameters of magmatites. See Fig. 4 for other explanations.

den türeyen magmadan; S-tipi karakter gösterenler ise sedimanter (Sedimentary) kökene sahip kaynak malzemenin kısmi erimesinden türeyen magmadan itibaren katalaşarak meydana gelmektedirler (Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977; Boztuğ, 1986, 1989).

küre yöresindeki magmatitlerin K_2O-Na_2O değişim diyagramındaki konumlarına göre; Sarpunçay plütununun K bakımından oldukça fakir, ancak N bakımından zengin; Battallar plütunu ile damar kayaçlarının K ve Na içeriklerinin ise hemen hemen eşit değerlerde olmakla birlikte K miktarlarının biraz daha fazla ve nihayet Karaman ile Sallamadağ plütunlarının ise K içeriklerinin Na içeriklerinden fazla olduğu ileri sürülebilmektedir (Şekil 11). K_2O-Na_2O değişim diyagramında göze çarpan bir diğer nokta ise Sarpunçay plütunu kayaç örneklerinin M-tipi



Şekil 11. Magmatitlerin Na_2O-K_2O diyagramındaki konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Fig. 11. The positions of magmatites in the Na_2O-K_2O diagram. See Fig. 4 for other explanations.

granitoyitlerinkine (White, 1979; Boztuğ, 1991) benzer bir dağılım göstermesidir (Şekil 11).

Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından tanımlanan K_2O-SiO_2 değişim diyagramında ise Sarpunçay plütunu kayaçlarının büyük çoğunluğu düşük potasyumlu toleyitik bölgede yer alırken (Şekil 12); Battallar plütunu tamamen kalkalkalin; damar kayaçlarının çoğunluğu kalkalkalin, bir tanesi (KR-137) kalkalkaline yakın düşük potasyumlu toleyitik; iki tanesi de (KR-87₁, KR-141₁) yüksek potasyumlu kalkalkalin bölgede yer almaktadır (Şekil 12). Karaman ve Sallamadağ plütunları ise, yine diğer diyagramlarda (Şekil 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) olduğu gibi bir tek topluluk oluşturmakta ve kısmen kalkalkalin, kısmen de yük-

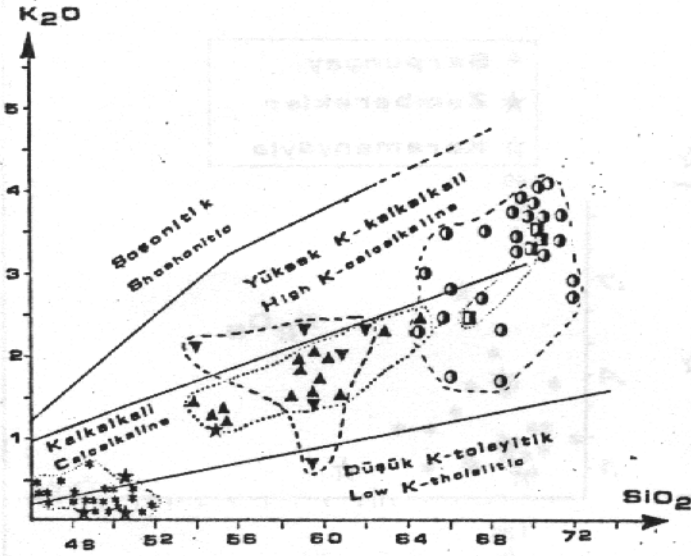
sek potasyumlu kalkalkalin bölgeye düşmektedirler. Şekil 12'de görülen K_2O - SiO_2 diyagramında elde edilen bir diğer sonuç ise, Sarpunçay plütünü-Battallar plütünü ve damar kayaçları-Karaman ve Sallamadağ plütünü sıra-

Hatırlanacağı gibi, Zemberekler mafitine ait kayaçlarda Güner (1980) tarafından yapılan jeokimyasal çalışmada da, bu volkanitlerin toleyitik karakterde oldukları ve okyanus sırtı bazaltları bölgesine düştükleri belirtilmektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada Küre yöresi ve yakın çevresinde yaklaşık 200 km^2 lik bir alanın jeolojik haritası yapılarak bölgenin stratigrafik ve tektonik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre, inceleme alanında Prekambriyen (?) yaşlı Dönmeyol metamorfiti; Triyas-Alt-Orta Jura yaşlı Küre ofiyoliti (Koramanyayla ultramafiti, Zemberekler mafiti ve Sarpunçay plütünü gibi haritalanabilir üç ayrı birimden oluşur); Alt Jura yaşlı Börümce formasyonu; Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağı (Karaman, Sallamadağ ve Battallar plütünü gibi haritalanabilir üç ayrı birimden oluşur); Orta Jura yaşlı Göynükdagi kontakt metamorfite ait Çiçekyayla metamorfiti Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yarılgöz grubu (Orta-Üst Jura yaşlı Muzrup formasyonu, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıköy formasyonu ve Alt Kretase yaşlı Çatak formasyonundan oluşur) gibi tektonostratigrafik birlikler tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki ana yapısal unsurlar ise Börümce formasyonundaki mezokivrimler ile ters faylar, bindirme fayları ve oblik faylardır. Küre ofiyolitinin Koramanyayla ultramafiti başlıca serpantin, serpantinleşmiş ultramafit, serpantinleşmiş verlit, lertzolit ve lisfenit türü kayaçlardan; Zemberekler mafiti başlıca altere diyabaz ve spilit türü kayaçlardan ve Sarpunçay plütünü da başlıca altere gabro (alterasyondan dolayı gabro bileşimli kayaçların büyük çoğunluğu kimyasal-mineralojik sınıflandırmada kuvars-diyorit ve bazıları da tonalit bölgelerine düşmüştür) bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Kastamonu granitoid kuşağına ait plütönlardan Battallar plütünü genellikle tonalit ve ender olarak da granodiyorit, kuvars-diyorit ve kuvars-monzodiyorit; Karaman ve Sallamadağ plütünü ise porfirik adamellit ve porfirik granodiyoritlerden oluşurken damar kayaçları tonalit porfir ve granodiyorit porfir bileşimli kayaçlardan meydana gelmektedir. Dönmeyol metamorfiti orta-yüksek dereceli metamorfizma ile meydana gelen diyopsit gnays, kalksilikatik gnays ve sillimanit-mika gnays türü kayaçlardan oluşmakla birlikte; bu kayaçların retrograd metamorfizması sonucu gelişen mika-kuvarsist ve milonitleri de içermektedir. Albit-epidot hornfels fasiyesi koşullarındaki kontakt metamorfizma ile meydana gelen Çiçekyayla metamorfiti ise başlıca benekli hornfels, hornfels, fillit, benekli arduvaz ve meta-kumtaşı türü kayaçlardan oluşmaktadır.

Sarpunçay plütünü ile Zemberekler mafiti, ana element jeokimyası verilerine göre bir topluluk oluşturmakta ve toleyitik karakterli okyanus ortası magmatizması özelliğini göstermektedir. Battallar plütünü ile damar kayaçları kendi aralarında ayrı bir topluluk oluşturmakta ve I-tipi özelliğin yanısıra aynı zamanda kafemik karakterli bir magma kaynağını tanımlamaktadır. Karaman plütünü ile Sallamadağ plütünü da kendi aralarında bir tek topluluk

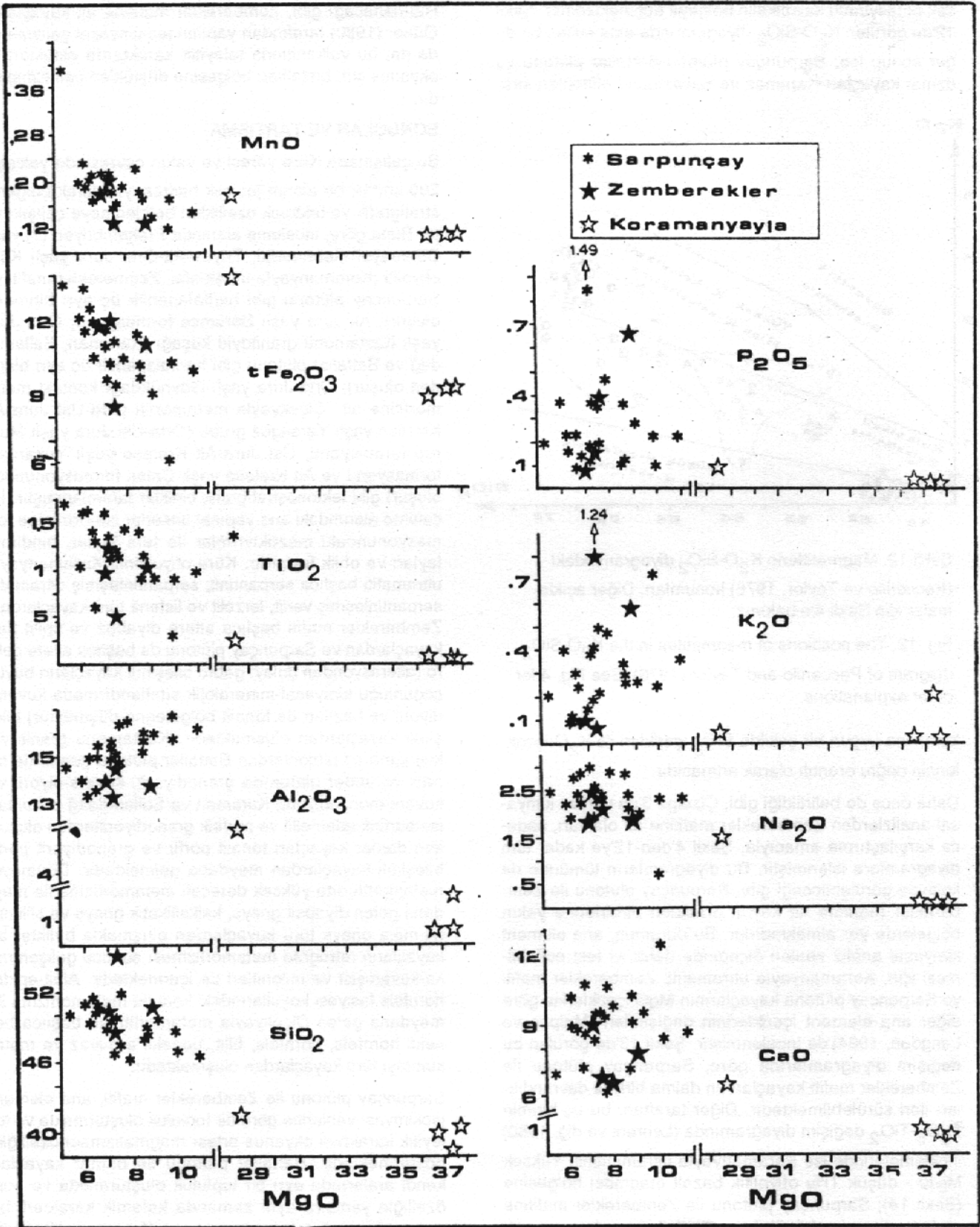


Şekil 12. Magmatitlerin K_2O - SiO_2 diyagramındaki (Peccherillo ve Taylor, 1976) konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

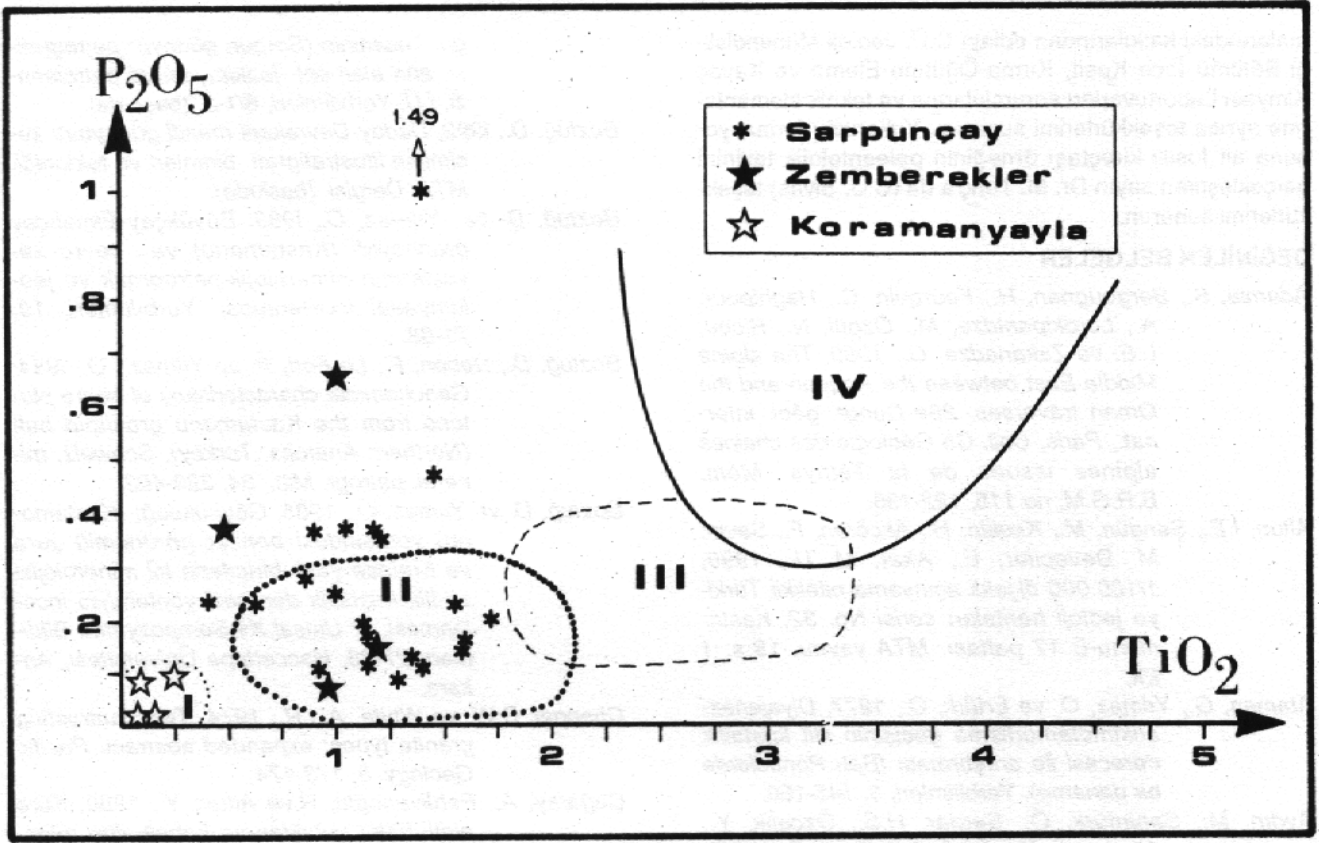
Fig. 12. The positions of magmatites in the K_2O - SiO_2 diagram of Peccherillo and Taylor (1976). See Fig. 4 for other explanations.

lamasına uygun bir şekilde SiO_2 içerikleri ile K_2O içeriklerinin doğru orantılı olarak artmasıdır.

Daha önce de belirtildiği gibi, Çizelge 3'de verilen kimyasal analizlerden Zemberekler mafitine ait olanları, sadece karşılaştırma amacıyla, Şekil 4'den-12'ye kadar tüm diyagramlara işlenmiştir. Bu diyagramların tümünde de kolayca görülebileceği gibi, Sarpunçay plütünü ile Zemberekler mafitine ait kayalı örnekleri birbirlerine yakın bölgelerde yer almaktadırlar. Bu durumun, ana element kimyasal analiz verileri ölçeğinde daha iyi test edilebilmesi için, Koramanyayla ultramafiti, Zemberekler mafiti ve Sarpunçay plütünü kayaçlarının MgO içeriklerine göre diğer ana element içeriklerinin değişimleri (Malpas ve Langdon, 1984)'de incelenmiştir. Şekil 13'de görülen bu değişim diyagramlarına göre, Sarpunçay plütünü ile Zemberekler mafiti kayaçlarının daima birlikte davrandıkları ileri sürülebilmektedir. Diğer taraftan, bu üç birimin P_2O_5 - TiO_2 değişim diyagramında (Leurent ve diğ. 1980) incelemelerinde ise Koramanyayla ultramafitinin Yüksek Mg 'lu - düşük Ti 'lu ofiyolitik bazalt magması bölgesine (Şekil 14); Sarpunçay plütünü ile Zemberekler mafitine ait kayaçların ise büyük bir çoğunluğunun okyanus sırtı bazaltları bölgesine düştükleri görülmüştür (Şekil 14).



Şekil 13. Küre ofiyolitine ait kayaç örneklerinin MgO değerlerine karşılık diğer ana element oksitlerinin değişimi.
Fig. 13. MgO-other major element contents variations of the rock samples from the Küre ophiolite.



Şekil 14. Küre ofiyolitine ait kayaç örneklerinin P_2O_5 - TiO_2 değişim diyagramındaki (Laurent ve diğ., 1980) konumları. I, yüksek Mg'lu-düşük Ti'lu ofiyolitik bazalt magması; II, okyanus sırtı bazaltı; III, okyanus adası toleyitik magması; IV, alkali bazalt.

Fig. 14. The positions of rock samples from Küre ophiolite in the P_2O_5 - TiO_2 variation diagram of Laurent et al. (1980). I, high-Mg, low-ti ophiolitic basalt; II, ocean ridge basalt; III, ocean island tholeiite; IV, alkali basalt.

oluşturmakta ve çoğunlukla S-tipi karakterin yanısıra kısmen de I-tipi karakter (sadece Karaman plütönüne ait kayaç örneklerinde gözlenir) sergileyen alümino-kafemik özellikli bir magma kaynağını tanımlamaktadır.

Bu çalışmada Küre ofiyolitine dahil edilmesi uygun görülen Sarpunçay plütönünün daha ayrıntılı jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi ve radyometrik yaş tayini çalışmaları, Küre yöresindeki okyanusal riftleşmenin jeolojik konumu ve yaşı hakkında önemli ipuçları verebilecektir. Diğer taraftan, eğer bu riftleşme, Çangal metaofiyolitinin oluşumunu sağlayan ve Paleo-Tetis olarak tanımlanan okyanusal alandan farklı bir yay ardı riftleşme şeklinde gelişmiş ise bu durumda, inceleme alanındaki Battallar plütönü ve ilgili damar kayaçlarının da, riftleşmeden sonra meydana gelen dalma-batma olayı ile ilgili olabileceği ve dolayısıyla Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağına dahil olmaması sorunu ortaya çıkabilecektir. Çünkü, arazi çalışmalarında Battallar plütönü ile Yaralığöz grubu arasında herhangi bir ilişki görülemediği gibi bu plütön ve ilgili damar kayaçları, Yaralığöz grubu tarafın-

dan uyumsuzlukla örtülen Karaman plütönünü kesmekte ve jeokimyasal açıdan Karaman ve Sallamadağ plütönlerinden farklılıklar göstermektedir. Bu konunun araştırılması için de ayrıntılı jeokimyasal çalışmaların yanısıra radyometrik yaş tayini (özellikle Battallar plütönü ve ilgili damar kayaçlarında) çalışmalar gerekli görülmektedir. Diğer taraftan, inceleme alanında Prekambriyen (?) yaşlı olarak tanımlanan Dönmeyol metamorfizminin, çalışma alanının dışındaki (hemen kuzeybatısındaki) mostraları da göz önüne alınarak ayrıntılı petrolojik ve jeokronolojik incelenmesiyle (ilksel metamorfizma yaşının belirlenmesi için tümkayaç Rb-Sr, retrograd metamorfizma olay(lar)ının yaş(lar)ının belirlenebilmesi için de tümkayaç-mineral Rb-Sr, K-Ar ve Ar^{40}/Ar^{39} yöntemleriyle incelemeler) gerekli görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, C.Ü. Mühendislik Fakültesi tarafından desteklenmiştir. Arazi çalışmalarında gösterdikleri yardım ve ilgilerinden dolayı Etibank Küre Bakırlı Pirit İşletmesi Müessesesi Müdürlüğüne teşekkür ederim. Labortuvar çalış-

malarındaki katkılarında dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit, Kıрма-Öğütme-Elleme ve Kayaç Kimyası Labortuarları sorumlularına ve teknik elemanlarına ayrıca teşekkürlerimi sunarım. Yukarıköy formasyonuna ait fosilli kireçtaşı örneğinin paleontolojik tayinini gerçekleştiren sayın Dr. M. Tunç'a da (C.Ü. Sivas) teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

Adamia, S., Bergougnan, H., Fourquin, C., Haghipour, A., Lordkipanidze, M., Özgül, N., Ricou, L.E. ve Zakariadze, G., 1980, *The alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses*. 26e Congr. géol. internat., Paris, Coll. C5 Géologie des chaines alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M. no 115, 122-136.

Altun, İ.E., Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Sevin, M. Deveciler, E., Akat, M. U., 1990, 1/100.000 ölçekli açınısama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi No. 32, Kastamonu-B 17 paftası. MTA yayını, 18 s. 1 Ek.

Ataman, G., Yılmaz, O. ve Ertürk, O., 1977, *Diyajenez-ankimetamorfizma geçişinin illit kristallik derecesi ile araştırması (Batı Pontidlerde bir deneme)*. *Yerbilimleri*, 3, 145-160.

Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kassar, S., 1986, *Ballıdağ-Çangaldağ (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi*. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 29, 1-16.

Bailey, E.H., Barnes, J.W. ve Kupfer, D.H., 1967, *Geology and ore deposits of the Küre district, Kastamonu province, Turkey*. Cento Summer Training Program in Geological Mapping Techniques, Küre, Turkey, 1966. Office of United States Economic Coordinator for Cento Affairs, 103 p.

Barker, F., 1979, *Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin*. In Barker, F. (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*, 1-12, Amsterdam, Elsevier.

Best, M.G., 1982, *Igneous and metamorphic petrology*. San Francisco, W.H. Freeman and Co., 630 p.

Bingöl, E., 1974, *Magmatik kayaçlar petrolojisi*. MTA Eğitim Serisi, no 9, Ankara.

Boztuğ, D., 1983, *Daday-Devrekani masifi kuzeyindeki Büyükçay-Elmalıçay granitik granitik sokulumu*. H.Ü. Yük. Müh. Tezi, 149 s, 2 Ek, (yayınlanmamış), Ankara.

Boztuğ, D., 1986, *Granitoidler*. Erler, A., (ed.), *Jeokimya Ortamları*. Türkiye Jeoloji kurumu Yerbilimleri Eğitim Dizisi, 93-176, Ankara.

Boztuğ, D., 1989, *Granitoidler*. MTA Eğitim Serisi, no 30, 138 s, Ankara.

Boztuğ, D., 1991, *Kırşehir bloğundaki Yozgat batoliti do-*

ğu kesiminin (Sorgun güneyi) petrografisi, ana element jeokimyası ve petrojenezini. İ.Ü. Yerbilimleri, 8/1-2, (baskıda).

Boztuğ, D., 1992, *Daday-Devrekani masifi güneybatı kesiminin litostratigrafi birimleri ve tektoniği*. MTA Dergisi (baskıda).

Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1983, *Büyükçay-Elmalıçay granitoidi (Kastamonu) ve çevre kayaçlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi*. *Yerbilimleri*, 10, 71-88.

Boztuğ, D., Debon, F., Le Fort, P. ve Yılmaz, O., 1984, *Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (Northern Anatolia, Turkey)*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 64, 389-403.

Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1985, *Göynükdagi (Kastamonu) yöresindeki benzer görünümlü Jura ve Kretase yaşlı birimlerin kil mineralojisi ve illit kristallik derecesi yöntemiyle incelenmesi*. II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, 27-38, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.

Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, *Two contrasting granite types: expanded abstract*. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

Çağatay, A., Pehlivanoğlu, H.ve Altun, Y., 1980, *Küre piritli bakır yataklarının kobalt-altın mineralleri ve yatakların bu metaller açısından ekonomik değeri*. MTA Dergisi, 93-94, 110-117.

Debon, F. ve Le Fort, P., 1982, *A chemical-minerological classification of common plutonic rocks and associations*. *Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh, Earth Sciences*, 135-149.

Debon, F. ve Le Fort, P., 1988, *A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications*. *Bull. Minéral.* 111, 493-510.

Ediger, V.Ş. ve Erler, A., 1990, *Playnology, geochemistry, and thermal history of the shales associated with the Küre massive sulfide deposits (northern Turkey)*. *Ore Geology Reviews*, 5, 461-468.

Erkan, Y., 1972, *Petrografi ders notları*. H.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Enstitüsü, (yayınlanmamış), 118 s.

Erkan, Y., 1974, *Petrografi ders notları Bölüm 5, Metamorfizma ve metamorfik kayaçların tanımlanmaları*. H.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Bölümü, (yayınlanmamış), 80 s.

Erkan, Y., 1978, *Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri*. Hacettepe Üniversitesi yayınları, A-26, 497 s, Ankara.

Govindaraju, K., 1984, 1984 compilation of working va-

- lues and smple description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals. *Geostandards Newsletter*, 8, Special Issue, 3-16.
- Güner, M., 1980, Küre civarının masif sülfat yatakları ve jeolojisi, Pontidler (kuzey Türkiye). *MTA Dergisi*, 93/94, 65-109.
- Güner, M., 1982, A paleomagnetic study of some basalts and ores from Pontic ranges, northern Turkey: Paleogeographic implications. *Tectonophysics*, 90, 309-333.
- Güner, M., 1983, Geochemistry and tectonic significance of altered basalts from Pontic ranges, Turkey. *Geologische Rundschau*, 72, 239-252.
- Hyndman, D.W., 1972, *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. McGraw Hill, New York, 530 p.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 29-40.
- Kerr, P.F., 1959, *Optical mineralogy*. McGraw-Hill, New York, 442 p.
- Ketin, İ., 1962, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Sinop paftası izahnamesi. MTA Yayınları, 111 s. Ankara.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 75-88.
- Ketin, İ. ve Gümüş, A., 1962, Sinop, Ayancık ve güneyinde III. bölgeye dahil sahalara jeolojisi hakkında rapor. I,II. TPAO Arama Gurusu, rap. no 213-218 (yayınlanmamış).
- Kovenko, V., 1944; Küre'deki eski bakır yatağı ile yeni keşfedilen Aşıköy yatağının ve Karadeniz orta ve doğu kesimleri sahil bölgesinin metalojisi. *MTA Mecm.*, 2, 180-212.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basaltic magma. In Hess, H.H. ve Poldervaart, A., (eds.), *Basalts 2*, Interscience Publ., New York, 623-688.
- Laurent, R., Delaloye, M., Vuagnat, M. ve Wagner, J.J., 1980, Composition of parental basaltic magma in ophiolites. In Panayiotou, A., (ed.) *ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus 1979*, 172-181.
- MacDonald, G.A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- Malpas, J. ve Langdon, G., 1984, Petrology of the Upper Pillow Lav suite, Troodos Ophiolite, Cyprus. In Gass, I.G., Lippard, S.J. ve Shelton, A.W., (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Geol. Soc. of London, Blackwell, 155-167.
- Moorhouse, W.W., 1959, *The study of rocks in thin section*. Harper and Row, New York, 514 p.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of a Permian-Triassic paleo-Tethys?. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, 932-936.
- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altun, İ., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. ve Acar, Ş., 1991, Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 1-16.
- Turner, F.J., 1981, *Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects*. Hemisphere Publishing Corporation, New York, 524 p.
- White, A.J.R., 1979, Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. 1979 Ann. Meeting, Abstracts with Programs, 92nd Ann. Meeting, San Diego, California, vol. II, no 7, p. 539.*
- White, A.J.R. ve Chappel, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White, A.J.R. ve Chappel, B.W., 1988, Some supracrustal (s-type) granites of the Lachlan Flod Belt. *Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 169-181.
- Winkler, H.G.F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th ed., Springer-Verlag, Berlin, 348 p.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi metamorfizmaları. *Doç Tezi, Hecettepe Üniv., Ankara*, (yayınlanmamış), 243 s.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği. *Yerbilimleri*, 5/6, 101-135.
- Yılmaz, O., 1981, Daday-Devrekani masifi Ebrek metamorfizmasının petrografisi ve tümkayaç kimyası. *Yerbilimleri*, 8, 71-82.
- Yılmaz, O., 1983, Çangal metaofiyolitinin mineralojik-petrografik incelenmesi ve metamorfizma koşulları. *Yerbilimleri*, 10, 45-58.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1985, Göynükdagi metamorfizması. *TÜBİTAK Araştırma Projesi Raporu TBAG-569*, 121 s, 1 Ek, (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys. *Geology*, 14, 179-182.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1987a, Göynükdagi (Kastamonu) yöresinin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi. *DOĞA TÜBİTAK Müh. ve Çev. dergisi*, 11/1, 91-114.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1987b, Petrography, petrochemistry and solidification sequences of the Ağlı pluton from the Kastamonu granitoid belt, northern Turkey. *Yerbilimleri*, 14, 91-107.

Ek Çizelge 1. İnceleme alanı kayac örneklerinin mikroskopik incelemeleri.

Appendix 1. Microscopical descriptions of the rock samples taken from the studied area.

Kayac Ör.No	Birim adı	Mikroskopik bileşim	Mikroskopik adlandırma
Sample No	Unit name	Microscopical composition	Microscopical nomenclature
KR-1	Sarpunçav	cpx + plj + serp + tit + op	Altere gabro/Altered gabbro
KR-2	Zemberekler	cpx + plj + serp + kal + tit + op	Kataklastik diyabaz/Cataclastic diabase
KR-3	Zemberekler	cpx + plj + kal + kl + serp	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-4	Zemberekler	plj + cpx + kl + kal	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-5	Zemberekler	plj + cpx + kal + kl + serp	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-6	Zemberekler	kl + kal + ku + cpx + devit.cam	Bresik diyabaz/Brecciated diabase
KR-7	Zemberekler	plj + kl + kal + ku + op	Spilit/Spilite
KR-8	Pürümce	kal + ser + kl + ku	Arjilit/Argillite
KR-9	Sarpunçav	plj + tr/akt + skap + cpx + kl + serp	Kataklastik gabro/Cataclastic gabbro
KR-10	Sarpunçav	plj + tr/akt + kl + cpx	Uralit gabro/Uralite gabbro
KR-11	Zemberekler	plj + kl + kal + ku	Spilit/spilite
KR-12	Sarpunçav	plj + cpx + hb + tr/akt + ku + kl + op	Altere tonalit/Altered tonalite
KR-13	Zemberekler	plj + kl + kal + ku + cpx + op	Spilit/Spilite
KR-14	Zemberekler	plj + cpx + kal + kl + op	Altere bazalt/Altered basalt
KR-15	Zemberekler	cpx + plj + kl + op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-15 ₁	Zemberekler	cpx + plj + serp + op	Diyabaz/Diabase
KR-16	Zemberekler	plj + cpx + serp + kl + kal + op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-18	Zemberekler	plj + kl + kal + ku + op	Spilit/Spilite
KR-19	Zemberekler	plj + kl + devit.cam + op	Spilit/Spilite
KR-20 ***	Zemberekler	plj + cpx + tr/akt + kl + op	Spilit/Spilite
KR-21	Zemberekler	devit.cam + plj + kl + cpx + kal	Spilit/Spilite
KR-22	Zemberekler	plj + ep + kl + ku + op	Spilit/Spilite
KR-23 ***	Zemberekler	plj + kl + tr/akt + ku + op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-23 **	Sarpunçav	plj + tr/akt + hb + ta + op	Uralit gabro/Uralite gabbro
KR-23 ₁	Zemberekler	plj + ep + kl + op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-24 ***	Zemberekler	plj + tr/akt + kl + ku + op	Uralit diyabaz/Uralite diabase
KR-24 ₁	Zemberekler	plj + tr/akt + ep + kl + op	Uralit diyabaz/Uralite diabase
KR-25 ₁ ***	Zemberekler	plj + kal + kl + op	Spilit/Spilite
KR-26	Koramanyayla	serp + op + cpx + ta	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KR-26 ₁	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/serpentinite
KR-26 ₂	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/Serpentinite
KR-27 ***	Koramanyayla	ol + cpx + serp + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-28	Koramanyayla	serp + cpx + op	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KR-29	Battallar	ku + plj + hb + bi + or + ap + zir + op	Tonalite/Tonalite
KR-29 **	Battallar	ku + plj + hb + bi + or + zir + ap + op	Granodiyorit/Granodiorite
KR-30 ₁	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + kl + zir + ap + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-31	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/serpentinite
KR-32	Koramanyayla	serp + cpx + op	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KR-32 ₁	Damar/Vein	hb + plj + tr/akt + or + ku + ser + op	Kersantit/Kersantite
KR-33 ₁	Koramanyayla	serp + ta + op	Serpantinit/Serpentinite
KR-34	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/Serpentinite
KR-34 **	Karaman	ku + plj + or + kl + tr/akt + skap + ep + op	Altere porfirik granit/Alt.porphy.granite
KR-35 ₁	Karaman	ku + plj + or + kl + bi + op	Kataklastik porfirik granit/catac.porphyritic granite
KR-36 **	Karaman	ku + plj + or + kl + mu + ap + zir + op	Altere porfirik granit/Altered porphy.granite
KR-37 ***	Koramanyayla	serp + cpx + ol + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-38	Koramanyayla	serp + cpx + ol + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-39 ***	Koramanyayla	ol + cpx + opx + op + serp	Lerzolit/Lherzolite
KR-40 ***	Koramanyayla	serp + cpx + ol + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-41	Koramanyayla	serp + ol + cpx + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-42 **	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + kl + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-43	Koramanyayla	serp + cpx + op	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KR-44	Karaman	ku + plj + or + kl + ep + kal + mu + op	Altere porfirik granit/Altered porphy. granite
KR-45	Koramanyayla	serp + ol + cpx + op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-46 **	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + mu + ap + zir + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-47	Karaman	ku + plj + or + kl + bi + ep + ser + op	Altere porfirik granit/Altered porphy. granite
KR-48	Karaman	ku + plj + or + hi + kl + mu + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-49	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/Serpentinite
KR-50 **	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + zir + ap + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-51 **	Damar/Vein	plj + hb + tr/akt + or + ap + op	Kersantit/Kersantite
KR-52 **	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + kl + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-53	Koramanyayla	serp + op	Serpantinit/Serpentinite
KR-54	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + op	Porfirik granit/porphyritic granite
KR-55 **	Karaman	ku + plj + or + bi + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KP-56 **	Damar/Vein	plj + or + hb + bi + op	Minet/Minette
KR-57 **	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + mu + op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-58	Karaman	ku + plj + or + kl + bi + mu + op	Kataklastik porfirik granit/Cataclastic porphy.granite
KR-59	Battallar	ku + plj + or + hb + bi + ap + zir + op	Granodiyorit/Granodiorite
KR-60 **	Battallar	ku + plj + hb + bi + or + op	Tonalit/Tonalite
KR-61 **	Battallar	plj + hb + bi + ku + or + op	Kuars-diyorit/Quartz-diorite
KP-62	Battallar	plj + hb + bi + ku + or + mu + ser + op	Kuars-diyorit/Quartz-diorite
KR-63	Battallar	ku + plj + or + hb + bi + cpx + ap + op	Granodiyorit/Granodiorite
KR-64 **	Battallar	ku + plj + hb + bi + or + ap + op	Granodiyorit/Granodiorite

Ek Cizelye 1 devam ediyor/Appendix 1 continued

KR-64 ₂	Dönmevol	ku + bi + plj + or + pk/a + mu ± kl ± ap ± op	Biyotit-kuars sist/Biotite-quartz schist
KR-64 ₃	Dönmevol	plj + di + skap + ku + tit ± op	Kalksilikatik gnays/Calc-silicate gneiss
KR-64 ₄	Damar/Vein	plj + or + hb + bi + kl + kal ± op	Minet/Minette
KR-64 ₅	Dönmevol	ku + plj + or + bi + pk/a + mu ± tur ± op	Biyotit-kuars sist/Biotite-quartz schist
KR-64 ₆	Damar/Vein	ku + plj + or + bi + kl ± ser ± ap ± op	Mikrogranit/Microgranite
KR-65 ₁	Dönmevol	ku + di + hb + kal + plj + tit ± op	Diyopsit-kuars sist/Diopside-quartz schist
KR-66 **	Battallar	plj + ku + hb + bi + or ± ap ± op	Tonalit/Tonalite
KR-67	Dönmevol	ku + bi + plj + mu + gran + pk/a ± tur ± op	Biyotit-kuars sist/Biotite-quartz schist
KR-67 ₁	Dönmevol	ku + di + hb + plj + tit ± op	Diyopsit-kuars gnays/Diopside-quartz gneiss
KR-67 ₂	Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± op	Mikrogranit/Microgranite
KR-68	Dönmevol	ku + bi + kal + kl ± op	Biyotit-kuars sist/Biotite-quartz schist
KR-69	Dönmevol	ku + kal + kl + mu ± bi ± op	Kuarsist/Quartzschist
KR-69 ₁	Dönmevol	ku + di + hb + bi + plj + skap + kal ± op	Diyopsit-gnays/Diopside-gneiss
KR-70	Dönmevol	ku + bi + mu + plj + pk/a + and + kl ± op	Andaluzit-mika-kuars sist/And.mica-quartzschist
KR-70 **	Battallar	ku + plj + bi + hb + or + cpx ± ap ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KR-71 ₁	Dönmevol	ku + bi + mu + pk/a + kl ± op	Mika-kuarsist/Mica-quartz schist
KR-71 ₂	Dönmevol	ku + plj + mu + bi + and ± tur ± op	Andaluzit-mika-kuarsist/And.mica-quartz schist
KR-72 **	Battallar	ku + plj + bi + hb + or ± aln ± ap ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KR-73	Dönmevol	ku + bi + mu + or + plj + sil ± kl ± ap ± op	Silimanit-mika-kuarsist/Sil.mica-qu.schist
KR-74	Koramanyayla	serp ± op	Serpantin/Serpentine
KR-75	Koramanyayla	serp ± op	Serpantin/Serpentine
KR-75 ₁	Damar/Vein	plj + hb + tr/akt + cpx + sf ± op	Kersantit/Kersantite
KR-76 **	Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-77	Karaman	ku + plj + or + sf + bi ± kl ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-78	Karaman	ku + plj + or + mu + kl ± bi ± op	Granofir/Granophyre
KR-79	Karaman	ku + plj + or + kl + ep ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-80	Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± ep ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-81	Karaman	ku + plj + or + kl + bi ± mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-82 **	Karaman	ku + plj + or + bi + ap ± zir ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-83 **	Karaman	ku + plj + or + kl + bi ± mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-84 **	Karaman	ku + plj + or + kl + bi + ap ± zir ± op	Granofir/Granophyre
KR-85	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + mu ± ep ± ap ± zir ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-86	Karaman	ku + plj + or + bi + mu ± ap ± op	Granit/Granite
KR-87	Battallar	ku + plj + hb + tr/akt ± or ± bi ± ap ± op	Tonalit/tonalite
KR-87 **	Damar/Vein	plj + tr/akt ± kl ± bi ± or ± op	Kersantit/Kersantite
KR-88 ₁	Karaman	ku + plj + or + kl + kal + mu ± op	Altere granit/Altered granite
KR-89 **	Battallar	ku + plj + hb + bi + or ± ap ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KR-90	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-91	Karaman	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-92	Karaman	ku + plj + or + kl + mu ± ep ± ap ± op	Altere granofir/Altered granophyre
KR-93 **	Karaman	ku + or + plj + bi + kl ± ap ± zir ± op	Granit/Granite
KR-94 **	Karaman	ku + plj + or + kl + mu ± ser ± ap ± op	Altere granofir/Altered granophyre
KR-95	Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± ep ± ap ± zir ± op	Granit/Granite
KR-96 **	Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± ap ± zir ± op	Granit/Granite
KR-97	Battallar	plj + hb + kl + bi + ber ± ku ± op	Kuars-diyorit porfir/Quartz-diorite porphyre.
KR-98	Karaman	ku + plj + or + bi + ser ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-99	Karaman	ku + plj + or + kl + mu ± bi ± ap ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-100 **	Battallar	plj + hb + bi + ku + or ± kl ± ap ± op	Tonalit/Tonalite
KR-101	Battallar	plj + hb + tr/akt + bi + ku + or ± kl ± ep ± zir ± ap ± op	Porfirik tonalit/Porp.tonalite
KR-102 **	Karaman	ku + plj + bi + or ± zir ± ap ± op	Biyotit-granodiyorit/Biotite-granodiorite
KR-103	Damar/Vein	plj + tr/akt + kl + kal + ku ± cpx ± skap ± op	Altere porfirik tonalit/Alt.porph.tonalite
KR-104	Karaman	ku + plj + or + bi ± ser ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-105	Karaman	ku + plj + or + bi ± ser ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-106	Çiçekyayla	ku + ser + fel + kp + kl ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-107	Çiçekyayla	ser + kl + mu + ku + bi ± fel ± op	Fillit/Phyllite
KR-108	Çiçekyayla	ku + fel + mu + ser + kl ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-109	Damar/Vein	plj + kl + tr/akt + ser + ep ± or ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-110 **	Karaman	ku + plj + or + kl + kal + mu ± ep ± tit ± ap ± op	Altere granofir/Altered granophyre
KR-111 **	Karaman	ku + plj + or + kl + ser ± ap ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-112	Yukarıköy	kal ± ku ± km	Fosilli kireçtaşı/Fossiliferous limestone
KR-113	Karaman	ku + sf + mu + kl + kal ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-113 ₁	Börtümce	ku + kal + ser + kl ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-114	Börtümce	ku + ser + plj + kp + mu + kl ± ep ± zir ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-115	Börtümce	ku + ser + kp + plj + mu + kl ± ap ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-116	Karaman	ku + sf + kal + kl ± mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-117	Börtümce	ku + ser + fel + kp + kl + mu ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-118	Börtümce	ku + ser + kl + kp + plj + mu ± bi ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-119	Börtümce	ku + ser + kl + kp + plj ± mu ± kal ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-120	Börtümce	ku + ser + kl + mu + bi ± fel ± op	Arjilit/Argillite
KR-121	Börtümce	ku + ser + kl + kp + plj + mu ± bi ± ep ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-122	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Arjilit/Argillite
KR-123	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Arjilit/Argillite
KR-124	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Arjilit/Argillite
KR-125	Börtümce	ku + ser + plj + kp + mu ± bi ± ep ± zir ± op	Metakumtaşı/Metasandstone

Ek Çizelge 1 devam ediyor/Appendix 1 continued

KR-126	Karaman	ku + sf + kl + kal ± tur ± mu ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphy. granite
KR-126	Karaman	sf + ku + kal + kl + mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-127	Karaman	sf + ku + kl + kal + ep ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-128	Karaman	sf + ku + kl + kal + mu ± ep + ap ± op	Altere porfirik granit/Altered porphy. granite
KR-129	Karaman	sf + ku + kl + kal + mu ± ap ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-129	Çiçekyayla	ku + ser + kl + plj + kp + kal ± mu ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KR-130	** Karaman	plj + kl + kal + ep ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-131	Karaman	ku + plj + or + kl + mu ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-132	Damar/Vein	plj + kl + kal + ep ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-133	Karaman	ku + plj + or + mu + kl ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
KR-134	** Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± mu ± ep ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-135	Damar/Vein	plj + kl + ep + tr/akt ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-136	Karaman	ku + plj + or + mu + skap + kl ± ep ± op	Altere granofir/Altered granophyre
KR-136	Damar/Vein	plj + or + bi + ku + kl ± ep ± kal ± op	Altere minet/Altered minette
KR-137	** Damar/Vein	plj + tr/akt + kl + cpx + ser ± ep ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-138	Karaman	ku + plj + or + mu + kl + ser ± bi ± op ± ap ± op	Altere granit/Altered granite
KR-139	Karaman	ku + plj + or + ser + kl + mu ± op	Kataklastik granit/Cataclastic granite
KR-139	Battallar	ku + plj + hb + sf + kl ± op	Kataklastik tonalit porfir/Cataclastic porph. tonalite
KR-140	Karaman	ku + plj + or + bi + mu ± kl ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-141	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-141	** Damar/Vein	plj + hb + bi + ku ± or ± op	Kersantit/Kersantite
KR-142	Damar/Vein	plj + hb + tr/akt + bi + skap + ku ± or ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-142	Koramanyayla	serp + tr/akt ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-143	Damar/Vein	plj + hb + tr/akt + kl + ser + ku ± or ± tit ± op	Kersantit/Kersantite
KR-144	Damar/Vein	plj + hb + tr/akt + sf + ku + kl ± bi ± kal ± op	Altere kersantit/Altered kersantite
KR-145	** Karaman	ku + plj + or + bi + ser ± zir ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-146	Koramanyayla	serp + cpx + ol ± op	Serpantinleşmiş verlit/Serpentinized verlite
KR-147	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-148	Koramanyayla	serp + cpx ± op	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KR-149	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-150	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-151	** Damar/Vein	plj + hb + bi + ser + kl ± ap ± op	Kersantit/Kersantite
KR-151	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + mu ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-152	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-153	Karaman	ku + plj + or + bi + mu ± kl ± ap ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-153	Koramanyayla	serp + ta ± op	Serpantinit/Serpentine
KR-154	** Karaman	ku + plj + or + hi + mu + ser ± kl ± ap ± op	Kataklastik porfirik granit/Catacl. por. granite
KR-155	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + ser ± kl ± ap ± op	Kataklastik porfirik granit/Catacl. por. granite
KR-156	Karaman	ku + plj + or + bi + kl + ser ± mu ± op	Kataklastik porfirik granit/Catacl. por. granite
KR-157	** Karaman	ku + plj + or + bi + kl ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
KR-158	Zemberekler	plj + kl + kal + devit.cam ± op	Spilit/Spilite
KR-159	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Arjilit/Argillite	
KR-160	Zemberekler	plj + kl + kal + cpx ± op	Spilit/Spilite
KR-160	Zemberekler	plj + cpx + kl + kal ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-161	Zemberekler	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Spilit/Spilite	
KR-162	Zemberekler	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. cevherli spilit/Mineralized spilite	
KR-163	Zemberekler	plj + kal + cpx + kl ± op	Spilit/Spilite
KR-164	Zemberekler	plj + kl + kal + cpx ± op	Spilit/Spilite
KR-165	Zemberekler	plj + cpx + kl + kal ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-166	Zemberekler	plj + kl + cpx + kal + ser ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-167	Zemberekler	plj + tr/akt + cpx + kl + kal ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-168	Zemberekler	plj + kl + kal + ser ± op	Spilit/Spilite
KR-169	Zemberekler	plj + cpx + kl + kal ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-170	Zemberekler	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Altere diyabaz/Altered diabase	
KR-171	Zemberekler	plj + kal + kl ± op	Spilit/Spilite
KR-172	Zemberekler	plj + kl + kal ± op	Spilit/Spilite
KR-173	Zemberekler	plj + kl + kal ± op	Spilit/Spilite
KR-173	Zemberekler	plj + kl + kal ± ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-174	Zemberekler	plj + kl ± ku ± op	Altere plajiyogranit/Altered plagiogranite
KR-175	Zemberekler	plj + tr/akt + kl + kal ± ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-176	Zemberekler	plj + ku + kl + kal ± op	Altere plajiyogranit/Altered plagiogranite
KR-176	Zemberekler	plj + kl + tr/akt + kal + ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-177	Zemberekler	plj + kl + tr/akt + kal ± ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-178	Zemberekler	plj + ku + kl + kal ± hb ± aln ± op	Altere plajiyogranit/Altered plagiogranite
KR-179	Zemberekler	plj + kl + tr/akt + cpx + kal ± ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-179	Sarpunçay	plj + cpx + tr/akt + kl + ser ± ku ± kal ± op	Altere gabro/Altered gabbro
KR-180	Zemberekler	plj + kl + cpx + kal + devit.cam ± op	Spilit/Spilite
KR-180	Zemberekler	plj + cpx + kl + kal ± ku ± op	Altere diyabaz/Altered diabase
KR-181	** Battallar	ku + plj + hb + bi + or ± zir ± ap ± op	Tonalit/Tonalite
KR-182	** Battallar	plj + hb + bi + tr/akt ± ku ± or ± zir ± op	Kuvars-diyorit/Quartz-diorite
KR-183	** Karaman	ku + plj + or + bi + mu + pk/a ± ap ± zir ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite

E. Özalp, I. İsmailoğlu / Appendix I continued

KP-184	Karaman	ku + plj + or + bi + mu + ser + kl ± ap ± zir ± op	Kataklastik porf. granit/Cat. por. granite
KP-185	Dörmeyol	ku + bi + mu + pl + pk/a ± sil ± tur ± ap ± zir ± op	Sil-mika-kuarsit/Sil-mica-quartzite
KP-186	Dörmeyol	ku + bi + mu + plj + and ± tur ± ap ± op	Andaluzit-mika-kuarsit/And-mica-quartzite
KP-187	Dörmeyol	kal ± ku ± kl ± op	Marmor/Marble
KP-188	Dörmeyol	ku + bi + mu + plj + ser + kl ± tur ± ap ± op	Mika-kuarsit/Mica-quartz schist
KP-189	Dörmeyol	ku + bi + mu + plj + and ± ser ± kl ± tur ± ap ± op	And-mika-kuarsit/And-mica-quartz schist
KP-190	Pattallar	ku + plj + bi + hb + tr/akt ± or ± ap ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KP-191	Pattallar	ku + plj + hb + bi + tr/akt ± or ± ep ± kl ± ap ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KP-192	Dörmeyol	ku + mu + bi + plj + and ± kl ± tur ± ap ± op	Andaluzit-mikasit/Andaluzite-micaschist
KP-193	Dörmeyol	ku + bi + mu + plj + pk/a ± gran ± or ± tur ± ap ± op	Gran-mika-kuarsit/Gran-mica-quartz schist
KP-194	Pattallar	plj ± ku ± hb + bi + ser ± kl ± zir ± op	Tonalit/Tonalite
KP-195	Dörmeyol	ku + or + plj + bi + mu ± sil ± and ± gran ± pk/a ± ap ± zir	Sil-mikagneys/Sil-mica-gneiss
KP-196	Pattallar	plj ± ku ± hb + bi + kl ± tr/akt ± ep ± zir ± ap ± op	Kataklastik tonalit/Catacl. tonalite
KP-197	Koramanyayla	serp ± op	Serpantinit/Serpentine
KP-198	Karaman	ku + plj + or + kl + mu ± bi ± ap ± op	Kataklastik granit/Cataclastic granite
KP-199	Börtümce	ser + kl + mu + bi + ku ± fel ± op	Arjilit/Argillite
KP-200	Karaman	ku + plj + or + sf + mu ± kl ± tit ± op	Kataklastik granit/Cataclastic granite
KP-201	Koramanyayla	kal ± serp ± ku ± op	Lisfenit/Listwanite
KP-202	Pattallar	ku + plj + hb + bi ± or ± zir ± ap ± op	Tonalit/Tonalite
KP-203	Karaman	ku + plj + or + sf ± kl ± mu ± bi ± ap ± zir ± op	Kataklastik granit/Cataclastic granite
KP-204	Dörmeyol	ku + plj + bi + kl + hb + ser ± ap ± op	Milonit/Mylonite
KP-205	Dörmeyol	ku + kl ± op	Milonit/Mylonite
KP-206	Dörmeyol	ku + kl ± ser + kal ± op	Milonit/Mylonite
KP-207	Dörmeyol	ku + kl + bi + mu + ser + cpx ± tr/akt ± tit ± ap ± op	Milonit/Mylonite
KP-208	Börtümce	ku + ser + kl + plj + kp ± mu ± kal ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KP-209	Börtümce	ku + kp + kl + ser ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
KP-209 ¹	Koramanyayla	serp ± ol ± cpx ± op	Serpantinleşmiş ultramafit/Serpentinized ultramafite
KP-210	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-211	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-212	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-213	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-214	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-215	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-216	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-217	Koramanyayla	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Serpantinleşmiş ultramafit/Serp. ultramafite
KP-218	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Metakumtaşı/Metasandstone
SD-1	Börtümce	ku + ser + kl + kp + plj + mu ± bi ± ap ± zir ± op	Metakumtaşı/Metasandstone
SD-2	Sarpınçay	plj + kal + kl + cpx + tr/akt ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-3	Sarpınçay	plj + cpx + hb + serp ± kl ± ep ± ser ± kal ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-4	Sarpınçay	plj + cpx + serp ± kl ± ep ± ku ± ser ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-5	Sarpınçay	plj + cpx + serp + ser ± kl ± ku ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-6	Sarpınçay	plj + cpx + serp + kl + hb + ser ± ku ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-7	Çiçekyayla	ku + kl + ser + mu + bi ± op	Fillit/Phyllite
SD-8	Sarpınçay	plj + cpx + tr/akt + hb ± serp + kl ± ep ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-8 ¹	Çiçekyayla	ku + kl + bi + mu + plj ± op	Hornfels/Hornfels
SD-8 ²	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + bi + fel ± op	Benekli arduvaz/Spotted slate
SD-9	Sallamadağ	ku + plj + sf + kl ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-10	Sallamadağ	ku + plj + sf + mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-11	Sallamadağ	ku + plj + sf + mu + kl + kal ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-12	Sallamadağ	ku + plj + or + bi + kl + mu ± zir ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
SD-13	Sallamadağ	ku + plj + or + bi + kl + mu ± kal ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
SD-14	Sallamadağ	ku + plj + sf + kal + mu ± kl ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-15	Sallamadağ	ku + plj + sf + kal + kl ± mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-16	Sallamadağ	plj + ku + or + mu + kal ± kl ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-17	Sallamadağ	ku + plj + or + bi + kl + ser ± ap ± tur ± op	Porfirik granit/Porphyritic granite
SD-18	Sallamadağ	ku + plj + or + mu + kl ± bi ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-19	Sallamadağ	ku + plj + or + kl + mu + kal ± bi ± tur ± ap ± op	Altere porfirik granit/Alt. por. granite
SD-20	Sallamadağ	plj + ku + sf + kl + kal + mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-21	Sallamadağ	plj + ku + or + kl + kal + mu ± op	Altere porfirik granit/Altered porphyritic granite
SD-22	Börtümce	ser + kl + ku ± fel ± op	Arjilit/Argillite
SD-23	Börtümce	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section.	Metakumtaşı/Metasandstone
SD-24	Yukarıköy	kal ± ku ± km	Pseüdo-oolitik kireçtaşı/Pseudo-oolitic limestone
SD-25	Sallamadağ	ku + plj + or + kl + ser ± zir ± op	Kataklastik porfirik granit/Cataclastic porphy. granite
SD-26	Sallamadağ	ku + plj + or + kl + mu + ser ± kal ± ap ± op	Kataklastik porfirik granit/Catacl. por. granite
SD-27	Börtümce	kal ± op	Bresik kristalize kireçtaşı/Brecciated crystalline limestone
SD-27 ¹	Börtümce	kal ± ku ± op	Bresik kristalize kireçtaşı/Brecciated crystalline limestone
SD-28	Sallamadağ	ku + plj + or + kl + ser ± ap ± op	Altere granit/Altered granite
SD-29	Sallamadağ	ku + plj + sf + kl + ser ± ap ± tur ± op	Kataklastik porfirik granit/Cataclastic por. granite
SD-30	Sarpınçay	plj + cpx + serp + kl ± ku ± ser ± ep ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-31	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + fel ± bi ± op	Fillit/Phyllite
SD-32	Sarpınçay	plj + cpx + serp + kl ± ku ± ser ± op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-33	Sarpınçay	plj + tr/akt + hb + cpx + ku ± serp ± kl ± ser ± op	Kuars-diyorit/Quartz-diorite

EK Çizelge 1 devam etiyor/Appendix 1 continued

SD-34	Sarpunçay	plj + cpx + serp + kl + ep + ku + kal + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-35 **	Sarpunçay	plj + cpx + serp + ser + tr/akt + kl + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-36	Bortınca	ku + kl + kp + ser + bi + mu + op	Metagrovak/Metagraywacke
SD-37	Bortınca	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Arjilit/Argillite	
SD-38 **	Sarpunçay	plj + cpx + serp + kal + ep + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-39 **	Sarpunçay	plj + cpx + hb + tr/akt + ch + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-40 **	Sarpunçay	plj + cpx + kl + serp + kal + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-41	Sarpunçay	plj + cpx + kl + tr/akt + ku + tit + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-42	Bortınca	ku + ser + plj + mu + kp + op	Metakumtaşı/Metasandstone
SD-43	Sarpunçay	plj + cpx + hb + tr/akt + kl + ser + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-44	Sarpunçay	plj + cpx + tr/akt + kl + ku + kal + op	Altere diyabaz/Altered diabase
SD-45	Bortınca	ku + kl + ser + kp + plj + mu + bi + op	Metagrovak/Metagraywacke
SD-46 **	Sarpunçay	plj + cpx + serp + kl + tr/akt + ku + op	Altere kuvars-diyorit/Altered quartz-diorite
SD-47 **	Sarpunçay	plj + tr/akt + cpx + kl + hb + ku + ser + ep + op	Altere diyorit/Altered diorite
SD-48 **	Sarpunçay	plj + hb + cpx + tr/akt + kl + ep + ku + op	Altere diyorit/Altered diorite
SD-49	Sarpunçay	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Altere diyorit/Altered diorite	
SD-50	Bortınca	ku + kl + ser + kp + plj + mu + op	Metakumtaşı/Metasandstone
SD-51	Sarpunçay	plj + cpx + kl + op	Altere diyabaz/Altered diabase
SD-52	Sarpunçay	plj + cpx + kl + ol + op	Altere diyabaz/Altered diabase
SD-53	Sarpunçay	plj + cpx + tr/akt + kl + ku + tit + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-54	Sarpunçay	plj + kal + kl + cpx + tr/akt + op	Altere diyabaz/Altered diabase
SD-55	Sarpunçay	plj + cpx + kl + ep + ser + op	Altere gabro/Altere gabbro
SD-56	Sarpunçay	plj + cpx + kl + serp + op	Altere diyabaz/Altered diabase
SD-57	Sarpunçay	plj + cpx + kl + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-58	Çiçekyayla	ku + kl + mu + plj + bi + op	Hornfels/Hornfels
SD-59 **	Sarpunçay	plj + cpx + kl + tr/akt + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-60	Çiçekyayla	ser + kl + mu + ku + bi + fel + op	Fillit/Phyllite
SD-61 **	Sarpunçay	plj + cpx + kl + serp + ta + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-61 ₁	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + op	Hornfels/Hornfels
SD-61 ₂	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + fel + op	Benekli hornfels/Spotted hornfels
SD-61 ₃	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + fel + op	Benekli hornfels/Spotted hornfels
SD-61 ₄	Çiçekyayla	ser + kl + ku + mu + op	Benekli arduvaz/Spotted slate
SD-61 ₅	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + fel + op	Hornfels/Hornfels
SD-61 ₆	Çiçekyayla	ku + ser + kl + mu + fel + op	Hornfels/Hornfels
SD-62	Yukarıköy	İnce kesit yapılmamıştır/No thin section. Kireçtaşı/Limestone	
SD-63 **	Sarpunçay	plj + cpx + serp + kl + hb + tr/akt + op	Altere gabro/Altered gabbro
SD-64 **	Sarpunçay	plj + tr/akt + hb + cpx + op	Altere diyorit/Altered diorite
SD-65 **	Sarpunçay	plj + cpx + tr/akt + kl + kal + hb + ku + op	Altere gabro/Altered gabbro

Açıklamalar/Explanations:

-İki ve üç yıldız ile gösterilen örneklerin kimyasal analiz sonuçları için sırasıyla, Çizelge 2 ve Çizelge 3'e bakınız/For the chemical analysis data of the samples with two and three stars, see, respectively, Table 2 and 3.

- Mineral kısaltmaları / Mineral abbreviations

aln, allanit/allanite; and, andaluzit/andaluzite; ap, apatit/apatite; cpx, klinopiroksen/clinopyroxene; devit.cam, devitrifiye volkan camı/devitrified volcanic glass; di, diyopsit/diopside; ep, epidot/epidote; fel, feldispat/feldspar; gran, granat/garnet; hb, hornblend/hornblende; kal, kalsit/calcite; kl, klorit/chlorite; kp, kil mineralleri/clay minerals; kp, kayaç parçacıkları/rock fragments; ku, kuvars/quartz; ol, olivin/olivine; op, opak mineral/opaque mineral; opx, ortopiroksen/ortopyroxene; or, ortoklaz/orthoclase; plj, plajiyoklaz/plagioclase; pk/a, pinitleşmiş kordiyerit veya andaluzit/pinitized cordierite or andaluzite; ser, serisit/sericite; serp, serpantin/serpentine; sf, serisitlemiş feldispat/sericitized feldspar; sil, sillimanit/sillimanite; skap, skapolit/scapolite; ta, talk/talc; tit, titanit/sphene; tr/akt, tremolit-aktinolit/tremolite-actinolite; tur, turmalin/tourmaline; zir, zirkon/zircon.

-Kayaç örneklerinin konumları için örnekleme haritasına bakınız. KR indisli örnekler, KASTAMONU-E31-a3 paftasından; SD indisli örnekler ise KASTAMONU-E31-b4 paftasından alınmıştır/See the sampling map for the locations of the samples. The samples numbered as KR and SD were taken from the KASTAMONU-E31-a3 and KASTAMONU-E31-b4 sheets, respectively.