

TÜRK YE JEOLJ KURUMU

BÜLTEN

ubat, 1977
February

Cilt 20
vol.

Sayı 1

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Ç NDEK LER (CONTENTS)

Karaman Ermenek (Konya) arasındaki bölgenin tektoni i

Tectonics of the region between Karaman Ermenek (Konya).

Ali Koçyi it 1

Üzümlü Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi

Geology of the Üzümlü Tuzaklı (Bilecik province) area

Cavit Demirkol 9

Sancaktepe granitinin (Kocaeli yarımadası) mutlak ya ı ve jenezisi

Absolute age and genesis of the Sancaktepe granite (Kocaeli peninsula).

smet Yılmaz 17

Foça Menemen yöresi volkanitlerinde piroksenlerin yayılımı ve kristalografik de erleri

Distributions and crystallographical values of the pyroxenes from the volcanic rocks of the Foça, and Menemen, Surroundings, zmir Turkey

M. Yılmaz Sava çın, O. Özcan Dora 21

Metamorfik kayaların elastik anizotropisi ile de formasyon tarihçesi arasındaki ili kiler

The relationship between the deformation history and the elastic anisotropy of metamorphic rocks

Erdo an Yüzer 27

Orta Toroslar'da Konodont biyostratigrafisi

Conodont biostratigraphy in the Middle Taurus

smet Gedik 35

Do u Karadeniz bölgesinde Eosen ya lı kalk alkale nandezitler ve jeotektonizma

Eocene calc alkaline andesites and geotectonism in the Eastern Black Sea r e g i o n

Selçuk Tokel 49

Landsat (Erts) görüntüleri yardımıyla batı Karadeniz kıy ı akıntılarının incelenmesi

Coastal currents of Western Black Sea usvng Landsat (Erts)' imagery:

Teoman Norman 55

Kurdo lu dokanak metamorfizma ku a nda bazı petrojenetik sorunlar

Some petrogenetic problems of the Kurdo lu contact metamorphic zone

Yücel Yılmaz 63

Çatakba yaka Üst Miyosen Steneofiber'leri. (Rodentia, Mammalia)

The Upper Miocene Steneofibers (Rodentia, Mammalia) of Çatakba y aka...

Engin Ünay 69

Karaman Ermenek (Konya) arasındaki bölgenin tektoni i

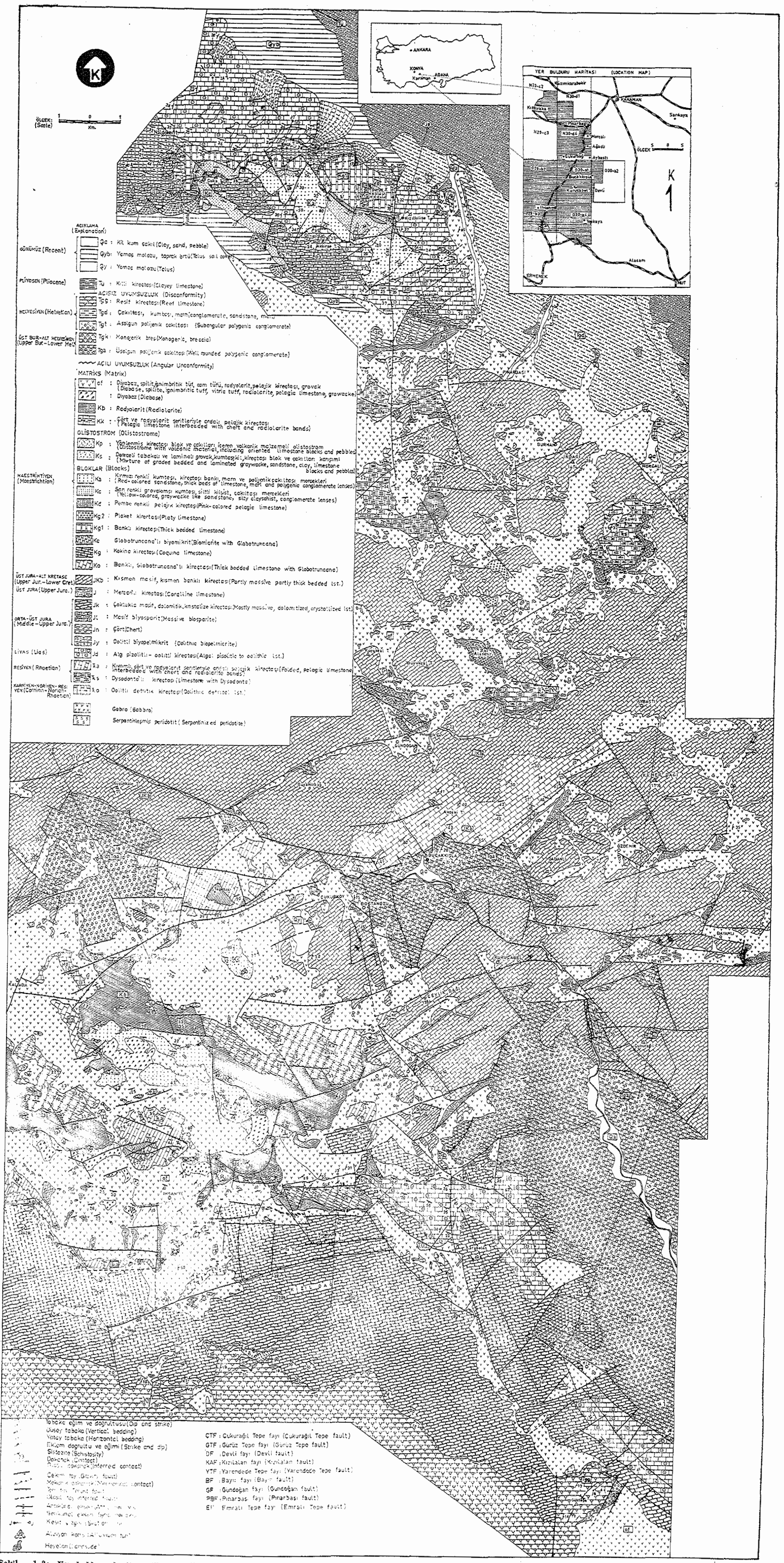
Tectonics of the region between Karaman Ermenek (Konya)

ALİ KOÇYİĞİT Jeoloji Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara

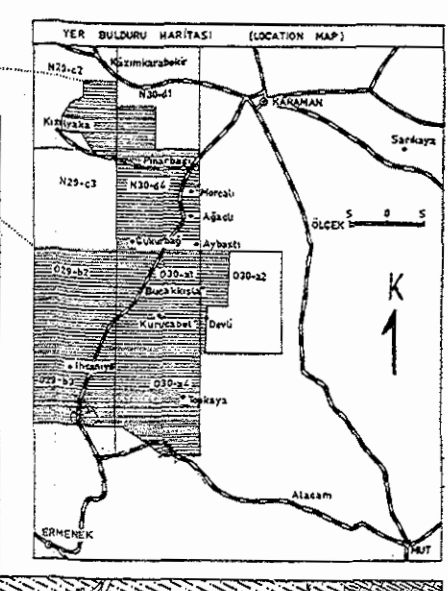
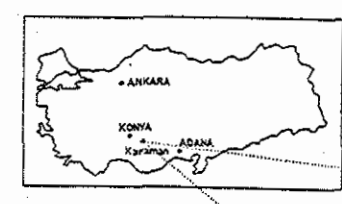
ÖZ: nceleme alanında, Neojen çökelleriyle uyumsuz olarak örtülen bir ofiyolitli melanaj yüzeylemektedir. Bölge yapısı, kıvrımlardan çok, çe itli do rultulu, kısa çekim faylarıyla sıralanır (karakterize edilir). Ayrıca birkaç yersel fay ve hemen hemen D B do rultulu yersel kıvrımlar vardır.

nceleme alanının kuzey ve güney kenarında iki yapı gözlenmiştir. Bunlar bölgenin en yüksek kesimlerini oluşturur ve kristalize kireçta ı bloklarından ibarettir. Bu kireçta ı blokları, inceleme alanının do u ve güneyinde denizel Miyosen çökelleriyle örtülür.

Alpin orojenezi sırasında, onunla yakından bağlantılı olan do rultu ve e imler, istozite, sucuk yapısı, çizgisel yapı, faylar, eklemler, kıvrımlar ve uyumsuzluklar gibi yapılar gelişmiştir.



ÖLÇEK: (Scale)
1 : 0 : 1
Km.



- ACIKLAMA (Explanation)**
- ÇEVRESEL (Recent)**
- Qc: Kıl kum çakıl (Clay, sand, pebble)
 - Qyb: Yamaç malzeme, taprak örtü (Buis soil cover)
 - Qy: Yamaç malzeme (Talus)
- PLİYOSEN (Pliocene)**
- Pu: Kilit kiretaşı (Clayey limestone)
 - ACISIZ UYUMSUZLUK (Disconformity)
 - PS: Resit kiretaşı (Reef limestone)
- HELVEYEN (Helvetian)**
- Hg1: Çakıllı, kumtaşı, marl (conglomerate, sandstone, marl)
 - Hg2: Asilgen polijenik çakıllı (Subangular polygenic conglomerate)
 - Hg3: Monogenik breş (Monogenic breccia)
 - Hg4: Üsengen polijenik çakıllı (Well rounded polygenic conglomerate)
- ÜST BUR-ALT HELVEYEN (Upper Bur-Lower Helvetian)**
- ACILU UYUMSUZLUK (Angular unconformity)
- MATRİKS (Matrix)**
- cf: Diyabaz, spilit, ignimbritik tüf, çam tüfü, radyolarit, pelajik kiretaşı, grovack (Diabase, spilit, ignimbritic tuff, vitric tuff, radiolarite, pelagic limestone, growacke)
 - Kb: Radyolarit (Radiolarite)
 - Kk: Çört ve radyolarit parçalarıyla aralıklı pelajik kiretaşı (Pelagic limestone interbedded with chert and radiolarite bands)
- OLİSTOSTROM (Olistostrome)**
- Kp: Yarılanmış kiretaşı blok ve çakılları, kırmızı volkanik malzeme, olüstostrom (Olistostrome with volcanic material, including oriented limestone blocks and pebbles)
 - Kc: Derinli tabakalı ve laminal grovack, kumtaşı, kiretaşı blok ve çakıllar karışımı (Mixture of graded bedded and laminated growacke, sandstone, clay, limestone blocks and pebbles)
- BLOKLAR (Blocks)**
- Ka: Kırmızı renkli kumtaşı, kiretaşı bankı, marl ve polijenik çakıllar, mercekler (Red-colored sandstone, thick beds of limestone, marl and polygenic conglomerate lenses)
 - Kc: Sarı renkli grovack, kumtaşı, siltli kilist, çakıllı mercekler (Yellow-colored, growacke like sandstone, silt clayst, conglomerate lenses)
 - Kc: Pembe renkli pelajik kiretaşı (Pink-colored pelagic limestone)
 - Hg2: Plaket kiretaşı (Platy limestone)
 - Hg1: Banklı kiretaşı (Thick bedded limestone)
 - Kc: Globotruncana'lı biyomikrit (Biomiarite with Globotruncana)
 - Hg1: Makine kiretaşı (Coquina limestone)
 - Ka: Banklı, Globotruncana'lı kiretaşı (Thick bedded limestone with Globotruncana)
- ÜST JURA-ALT KRETASE (Upper Jur-Lower Cret.)**
- JKb: Kısmen masif, kısmen banklı kiretaşı (Partly massive, partly thick bedded lstr.)
 - J: Mercanli kiretaşı (Coralline limestone)
 - Jk: Çakıllı masif, dolomitik, kristalle kiretaşı (Mostly massive, dolomitized, crystallized lstr.)
 - Jl: Masif biyospirit (Massive biosparite)
 - Jn: Çört (Chert)
- ORTA-ÜST JURA (Middle-Upper Jura.)**
- Jy: Dolitli biyomikrit (Oolitic biopimarite)
 - Jd: Alg pizolitli - oolitli kiretaşı (Algal pisolitic to oolitic lstr.)
- LİVAS (Lias)**
- Ea: Kıvrılmış çört ve radyolarit parçalarıyla aralıklı pelajik kiretaşı (Folded, pelagic limestone interbedded with chert and radiolarite bands)
 - Rs: Dysodonta'lı kiretaşı (Limestone with Dysodonta)
 - ka: Dolitli detritik kiretaşı (Oolitic detrital limestone lstr.)
- KARSTİK-ORJENİK-RESİT (Carstic-Norietic-Resit)**
- Gabro (Gabbro)
 - Serpantinleşmiş peridotit (Serpentinized peridotite)

- Yapısal eğim ve doğrultusu (Dip and strike)**
- Üstü tabaka (Vertical bedding)
 - Yatay tabaka (Horizontal bedding)
 - Kıvrım doğrultusu ve eğimi (Strike and dip)
 - Siklastite (Schistosity)
 - Dokunak (Contact)
 - Plasi - dokunak (Interred contact)
 - Çasemli fay (Gewis fault)
 - Makine aşınım / Narmenizli contact
 - Yarı fay / Fault
 - Alışık fay / Interred fault
 - Antiklinal eğim / Anticline
 - Tranversal eğim / Synclinal
 - Kesit / Section
 - Alışık / Fault
 - Hevelian / Hevelian
- Faylar (Faults)**
- CTF: Cukurağıl Tepe fayı (Cukurağıl Tepe fault)
 - GTF: Guruz Tepe fayı (Guruz Tepe fault)
 - DF: Devli fayı (Devli fault)
 - KAF: Kızıllan fayı (Kızıllan fault)
 - YTF: Yarendede Tepe fayı (Yarendede Tepe fault)
 - BF: Bayır fayı (Bayır fault)
 - GF: Gundoğan fayı (Gundoğan fault)
 - PF: Pınarbaşı fayı (Pınarbaşı fault)
 - ET: Emralı Tepe fayı (Emralı Tepe fault)

Sekil 1, 2: Yer buldurur haritası; Karaman-Ermenek (Konya) arasındaki alanın jeolojisi haritası.
Figure 1, 2: Location map; The geological map of the area between Karaman-Ermenek (Konya).

ABSTRACT: In the investigated area an ophiolitic melange unconformably overlain by Neogene sediments is exposed. The regional structure is characterized by narrow gravity faults of various strikes and to a lesser degree by folds. In addition, there are several thrust faults and other local folds striking nearly E-W.

Two structures were observed at the north and south margins of the investigated area. These form the highest parts of the region and consist of crystallized limestone blocks. The limestone blocks are covered by marine Miocene sediments at the east and the south of the area.

During the Alpine orogeny and in close connection with its structures such as strike and dips, schistosity, boudinage, lineation, faults, joints, folds and unconformities were developed.

G R

İnceleme alanı, Orta Toroslar'ın kuzey kenar zonunun Karaman Ermenek (Konya) arasında kalan kesimini içermektedir.

Bölgenin genel jeolojisi Blumenthal (1956) ve Niehoff (1960) tarafından çalışılmış olup, Blumenthal, inceleme alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak daha çok stratigrafisine eğilmiştir. Niehoff (1960) ise, aynı paftanın revizyonunu yapmıştır.

İncelemenin amacı, çalışma sahasında gelişmiş olan yapısal özellikleri saptamak ve bunların oluşum ve gelişimine etkileyen yapısal ve sedimantolojik olayları yorumlamaktır. Bu amaçla yönelik olarak, Konya N29 c3, Karaman N30 d1d4, Silifke O30 a2 a4, Alanya O29 b2 b3 1/25.000 ölçekli paftalardan büyük bir kesiminin ayrıntılı jeoloji haritaları hazırlanmıştır (ekil 1, 2).

TEKTONİK

Doğru ve Emler

Katmanlardan alınan çok sayıda ölçü ile hazırlanmış güldiyagramlarında, Resiye yağı kireçta larının egemen doğrultusu K30° - 40°B (I.), K70° - 80°D (II.); Liyas kireçta larının K30° - 50°B, Orta Üst Jura yağı kireçta larının K50°B, Üst Jura Alt Kretase yağı kireçta larının K50° - 60°D, Üst Kretase yağı *Globotruncana* kireçta larının K70° - 80°D, Üst Kretase yağı kumta larının K60° - 70°D ve Üst Kretase yağı pelajik kireçta larının K46° - 77°D olduğu saptanmıştır. Görüldüğü gibi, Kretase yağı kayalarda egemen doğrultu KD olup Doğu Toroslar'ın, Üst Triyas ve Jura yağı kayalarda ise birinci egemen doğrultu KB olup Batı Toroslar'ın eksen sistemine uymaktadır. Batı ve Doğu Toroslar'ın eksen sistemlerinin Orta Toros kuşağında birbirleriyle kesiştiği bulunduğundan ve çalışma alanının Orta Toroslar'da bulunması nedeniyle KD ve KB olmak üzere iki egemen doğrultunun gelişmiş olması olağan olup, bunlar da kesişmektedirler. Ancak ölçüler alındığı kaya birimlerinin, Miyosen çökelleri dışında, blok oldukları hatırlanırsa, katman doğrultularının, Alpin orojenik devinimlerinin (hareketlerinin) hangi evresine (fazına) karşılık tıkları konusunda kesin bir şey söylenemez.

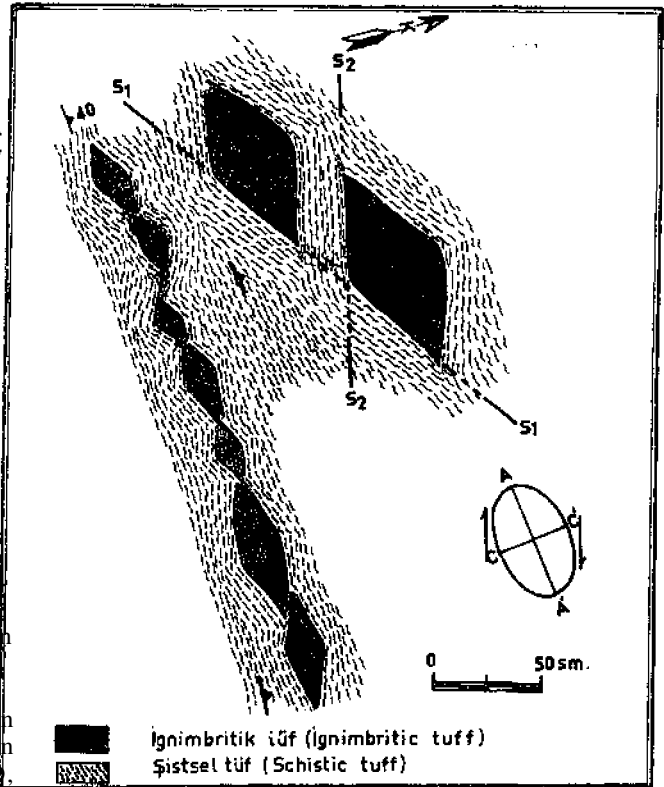
İsteme

İsteme çoğunlukla ofiyolitik melanj hamurunu oluşturan diyabaz, split, ignimbritik tüf, cam tüfü, grovak ve radyolaritlerde gelişmiştir. Gerek eğim yönleri, gerekse isteme doğrultusu kısa aralıklarda sık sık değişmektedir. Alınan ölçülerden hazırlanan güldiyagramlarıyla, iki egemen isteme doğrultusu saptanmıştır. I. egemen doğrultu K75°D, II. egemen doğrultu K35°D'dir. Bu doğrultular da, Kretase yağı kireçta larının egemen doğrultusu ile aynı yönde uygundur.

Bunların dışında Dargüney Alg pizolitli ooliti Kireçta larıyla ardalı marnlarda isteme K30° - 50°B, Gürüztepe Banklı Kireçta larıyla ardalı, killi plaket halinde kireçta larında K33° - 25°B'dir. İsteme gösteren aynı kireçta ları içinde, masif kristalize kireçta ları tarafından oluşturulmuş sucuk yapılarından yararlanarak saptanan en fazla sıkı isteme yönü ise, K57°D G57°B ile K65°D G65°B'dir. Ayrıca Coka Tepe Grovakımsı Kumta larıyla ardalı, siltli kil istemelerde egemen isteme doğrultusu K27°B K43°B'dir.

Sucuk Yapıları

Sucuk yapıları çoklukla, altere olmuş tüfler içinde gelişmiştir, örnek olarak ekil 3'de böyle bir sucuk yapısı görülmektedir. Orada yeşil renkli, altere olmuş, istemeli yapıları tüflerle ardalanma gösteren gri siltli kahve renkli, silisli mi ve karbonatlı mi ignimbritik tüfler sucuk yapısı oluşturmuştur. Silisli mi ve karbonatlı mi ignimbritik tüf kompetan tabakayı, altere olmuş istemeli tüf ise inkompetan tabakayı oluşturmuştur.



Sekil 3: Sucuk yapısı.
Figure 3: Boudinage.

turmaktadır. K5°D G5°B yönlerinden gelen bir sıkı ma ile inkompetan tabakalar istsel bir yapı kazanırken, kompetan tabakalar da sıkı ma yönüne dik do rultuda uzayıp, kar ıt yönde bo umlanarak sucukları olu turmu tur.

Bunların dı mda, Üst Kretase ya lı Gürüztepe Banklı ki reçta larıyla ardalı olan killi ve plakete halindeki kireçta ları içindeki masif, kristalize kireçta ları da sucuk yapısı olu turmu tur. Yine burada killi kireçta ı inkompetan tabakayı, kristalize kireçta ları ise kompetan tabakayı olu turmakta dır, K57°D G57°B ile K65°D G65°B yönlerinden gelen bir sıkı ma ile inkompetan tabaka istle mi, kompetan tabaka ise önce ptigmatik kıvrımlanma, daha sonra sıkı ma yönüne dik do rultuda uzayıp, kar ıt yönde bo umlanarak sucuk ya pısını olu turmu tur. Bu örnekte ptigmatik kıvrımlanmadan sıkı ma yönü kolayca saptanmı olup, KD GB dır. Buradan ayrıca, sucukla ma olayının daha önce meydana gelen ptig matik kıvrımlanma olayını izlemi oldu u da saptanmı tır. Buna göre sıkı manın uzun süre devam etmesi halinde, ptig matik kıvrımlanma sucukla maya dönü mektedir.

Çizgisel Aşılmlar

Çizgisel yapılar, olistostrom ve fay zonlarındaki blokların dizilmeleri, makaslama düzlemlerine paralel olarak dizilme ler, kıvrım eksenleri, sucuk yapılarında sucukların uzun ek senleri do rultusunda çizgisel dizilmeleri, bloklar üzerindeki kayma izleri, elipsoidal ekilli Alg pizolitlerinin a eksenleri (uzun eksen) do rultusunda dizilmeleri biçiminde geli mi tir. Bu yapılarla ilgili bazı saha örnekleri öyle sıralanabilir: 1 — Saria ız Tepe olistostromu içinde yüzmekte olan Üst Jura ya lı masif kristalize kireçta ı blokları, uzun eksenleri do rultusunda K68°B G68°D ve K50°D G50°B gidi li çizgisel dizilmeler olu turmu lardır. Bu dizilim, olistostromun kayma, ya da akma do rultusunu i aret etmektedir. 2 — Pınarcık çe mesi olistostromu içinde de Üst Jura Alt Kretase ya lı kireç ta ı blokları, K60°D G60°B gidi li bir çizgisel dizilim mey dana getirmi lerdır. 3 — Hacıba da mın güneyinde (Ba kı la'nın KB.) yer alan Dedeba tepe ve Meke tepesi uzamı iki tepe olup, bu iki tepede Üst Jura ya lı, kristalize kireçta ı blokları köksüz olarak ofiyolitli melanjin matriksi üzerinde durmaktadır. Gerek bu blokların uzun eksenleri, gerekse uza mı tepeler birbirlerine paralel olup, eksen do rultusu K65°D G65°B dır. Bu iki tepe ve üzerindeki blokların dizilimi, hemen kuzeydeki Aktepe ve Coka tepe önünden geçen ve birbirine paralel olan makaslama zonlarının do rultusuna da paraleldir. Dolayısıyla bu iki zonda meydana gelen makaslama kuvvetleri K65°D G65°B yönlerinde çalı mı tır. Bu durum aynı zon boyunca geli mi kademeli açık tansiyon eklemleri ile de kanıtlanmı tır. 4 — Dargüney Alg Pizolitli Oolitli Kireçta ları'nda, elipsoidal biçimli Alg pizolitleri, a eksenleri do rul tusunda çizgisel bir dizilim olu turmu tur. Bu çizgisel dizili min gidi i K60°D olup, aynı kireçta larının egemen tabaka do rultusuna a a ı yukarı diktir. Dolayısı ile e im yönüne paraleldir. Bu nedenle ,bu kireçta larının, tabaka do rultusuna paralel yönde bir sıkı manın etkisinde kalmı olmaları kuvvetle olasıdır.

Faylar

nceleme alanının tektonik geli iminde büyük önem ta ı yan faylar, çoklukla kısa çekim faylarıdır. Bunlar özellikle Üst Burdigaliyen Helvsiyen esnasında etkili olma ya ba lı yan epirojenik hareketlere ba ımlı olarak olu mu genç fay

lardır. Gerek çalı ma alanımız gerekse yakın yöresi olan Mut havzasında, özellikle Miyosen transgresyonu ba langıcında dü ey hareketler egemen duruma geçmi olup, gerek Miyo sen tortullarının yanal ve dü ey do rultulu fasiyes de i imi ne ve gerekse bugün ki tektonik görünümün olu umuna ne den olmu lardır. Çalı ma sahamızda ve özellikle Miyosen transgresyonunun tabanındaki kalın çakılta ı kumta ı marn zonunun olu ması sırasında dü ey hareketlerin en etkin dev resi oldu unu kanıtlayan saha verileri öyle özetlenebilir: 1 — Kızılalan köyünün KB sıdaki subsidans monobre i. 2 — Özel likle dü ey hareketlere ba ımlı olarak geli mi iki çekim fayı sisteminin (I. sistem K50° 70°D gidi li, II. sistem K30° 40°B gidi li) kesi mesi sonucunda bunlar arasında kalan sahaların çökerek Akçaalan, Bucakkı la ve Akkandak grabenlerinin olu tu u kuvvetle olasıdır. 3 — Miyosen tabakalarının e imleri, Bucakkı la grabeni, Akkandak grabeni ve Karıncalı tepe grabenini (ekil 4) sınırlayan faylara yakın yerlerde 50° ile 90° arasında de irken, grabenlerin orta yerlerinde veya di er yüzleklere 5° 15° arasındadır. Bu de i ikli in dü ey hareketlere ba ımlı olması kuvvetle olasıdır. 4 — Ya lı temel kayaları üzerinde ve çekim faylarına asılı olarak kalmı Miyosen tortulları dü ey hareketleri kanıtlamakla birlikte, hareket miktarının hesaplanmasına da olanak tanımaktadır. Bunlar yardımı ile hesaplanabilen atım miktarı, 200 500 m arasında de ir.

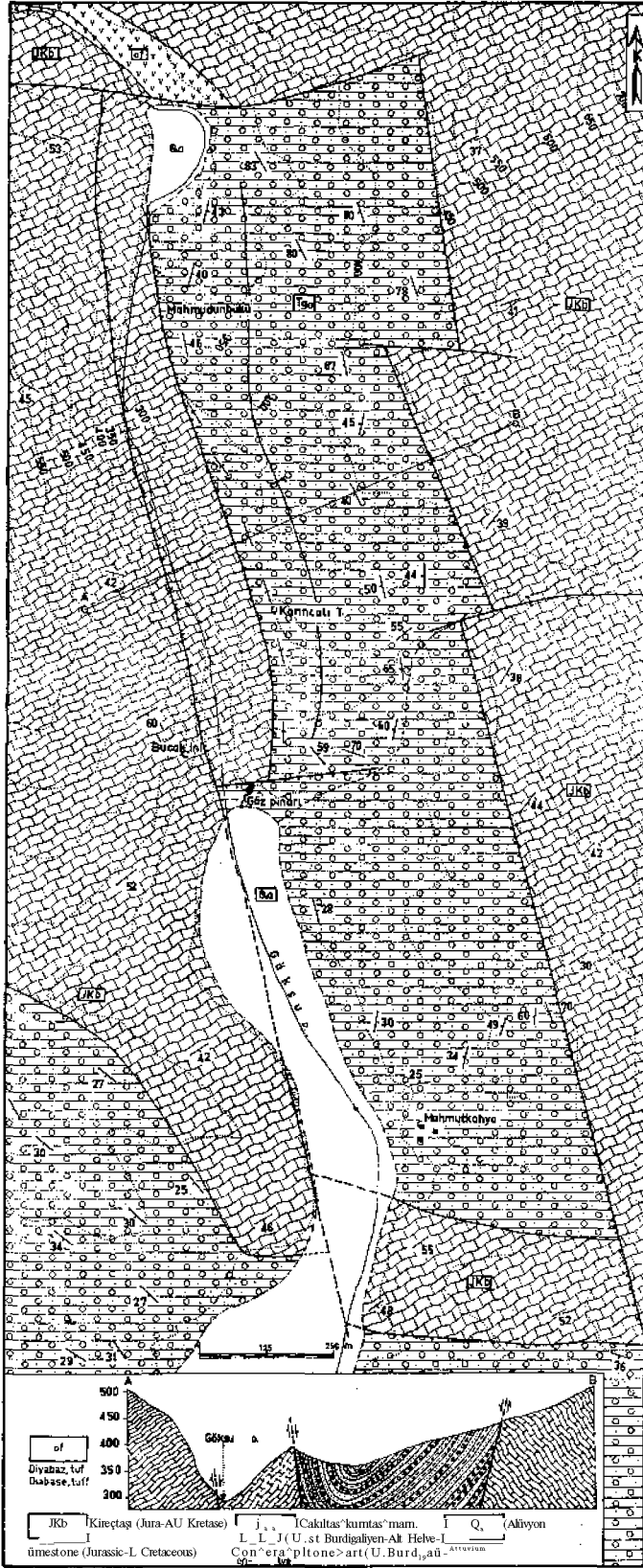
Fay düzlemi, fay bre leri, üçgen yüzeyler, fay dikli i, fay çukurlu u, ötelenmeler, ani fasiyes de i meleri, tabaka do rultu ve e imlerinin ani de i mesi, uzamı tepeler, kaynakların çizgisel dizilimi, yo un bitki örtüsü dizilimi, Miyosen ya lı tortulların asılı kalmı olmaları, açaalama ekilleri, travertenler gibi belirteçlerle varlı ı saptanıp haritalanan önemli faylardan bazılarına a a ıda kısaca de inilecektir:

Bayır Fayı (BF). K70°D gidi li, yakla ık 70°KB e imli bir çekim fayıdır. Çok belirgin fay dikli i nedeniyle, Bayırköy Çukurköy arasında 7,5 8 km lik bir uzunlukta kolayca izlenebilir. Akçaalan grabenini güneyden sınırlamakta olup, 250 300 m atımı vardır. Miyosen, ya da Miyosen sonrası ya tadır (levha I, ekil 1).

Çukura ıl Tepe Fayı (ÇTF). K40°B gidi li, yakla ık 65°GB e imli bir çekim fayıdır. Akkandak yöresinin 300 m KD sundan Kurucabel'in KD suna de in belirgin fay dikli iyle kolayca izlenebilir. Gözlenebilen uzunlu u 8 Km. dir. Akkandak ve Karıncalı tepe grabenlerini, KB GD do rultusu boyunca kuzeyden sınırlar. Atım miktarı 500 m civarında olup ,Miyosen veya Miyosen sonrası ya lıdır,

Yarendede Tepe Fayı (YTF). K14°B gidi li, yakla ık 75° 80° KD e imli bir çekim fayıdır (levha I, ekil 2). Güneyde Haremolu u çe mesinden kuzeyde Göksu nehrine de in fay dikli i nedeniyle kolayca izlenebilir. Gözlenebilen uzunlu u 3 km, atım miktarı 150 200 m dir. Miyosen tortullarını katetmekte olup, Miyosen ya lıdır veya Miyosen'den daha gençtir.

Kızılalım Fayı (KAF). K50°B gidi li, 70° 80°KD e imli bir çekim fayıdır. Kayaba ı alanı yöresinden Göktepe'nin KD suna de in uzanmaktadır. Bu uzanım içinde yakla ık 7,5 Km lik bir uzunlu u vardır. En belirgin yeri Kızılalan köyü ile Kayaba ı alanı arasındadır. Bu yörede Kızılalan Bre üyesinin ve Akkandak grabeninin güney kenarını olu turur. Atımı 250 m olup Miyosen ya lıdır.



ekil 4: Karıncalı Grabeninin jeoloji haritası.
Figure 4: Geological map of the Karıncalı Graben.

Pınarbaşı Fayı (PBF). Hemen hemen D B gidi li, 70° 75° K e imli bir çekim faydır. Karaman Konya Neojen havzasını güneyden sınırlıyan faylardan biridir. Uzaktan bakıldığında zaman bile, büyük fay dikliği ve üçgen yüzeyi ile hemen dikkati çekmektedir (levha II, ekil 1). Pınarbaşı köyüne su temin eden büyük bir kaynak bu fay zonundan çıkmaktadır. Pınarbaşı köyü de aynı fayın tavan bloku üzerinde kurulmuştur.

Emrah Tepe Fayı (EF). $K67^{\circ}$ D gidi li, yaklaşık 60° 65° KB e imli bir çekim faydır (levha n, ekil 2). Emrah tepenin kuzeyindeki belirgin fay dikliği nedeniyle kolayca izlenebilen 2 km'lik bir uzunluğu vardır. Doğuda Erbet fayı, batıda ise Gürüztepe fayı tarafından kesilmiştir. Emrah tepe fayı, ofiyolitli melanjin matriksini kesmiş olup, tavan blok tabana nazaran 400-500 m daha yüksektir. Böylece açığa çıkan fay düzleminde, kireçtaşı bloklarının matriks ile olan ilişkisi gözle görülebilir bir görünüm kazanmıştır. Bu fay Üst Kretase'den daha gençtir.

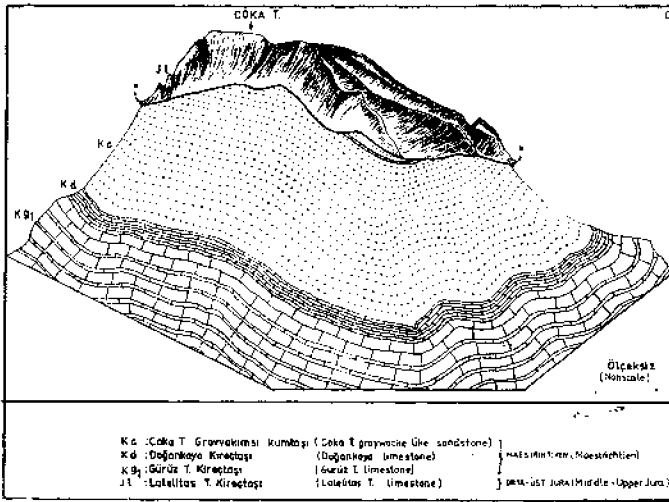
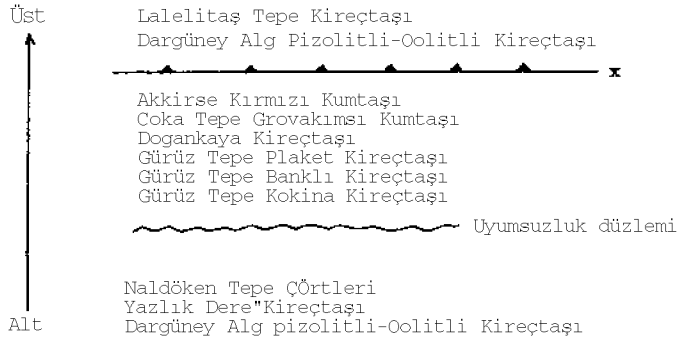
Gürüztepe Fayı (GTF). $K10^{\circ}$ D gidi li, 65° GD e imli bir çekim faydır. Hava fotoğraflarından, Verme tepe ile Gürüztepe arasında uzanmış olduğu saptanmıştır. Bu uzanım içerisinde birkaç yerel noktada fay düzlemi direkt olarak gözlenebilir. Örneğin, Kızılkilise tepe Gürüz tepe arasında bu düzlem 250 m uzunluğundadır. Ayrıca birisi itki fayı olmak üzere birkaç enine fay tarafından da ötelenmiştir. Gürüz tepenin güneyinden geçen $K72^{\circ}$ B gidi li 80° GB e imli itki fayı boyunca ölçülen öteleme (ayrırım) miktarı 7 m'dir. Atım miktarı saptanamamıştır. Üst Kretase'den gençtir.

Gilendi Fayı (GLF). $K85^{\circ}$ D gidi li, 75° 80° K e imli bir çekim faydır. Payam tepenin GB'sinde ve Gilendi deresinin sağ yamacında, çizgisel dizilim oluşturmuş yoğun bitki örtüsü ile hemen dikkati çeker. Yaklaşık K G gidi li üç enine fay tarafından ötelenmiş olup, enine faylarla kesime noktalarında travertenler oluşmuştur. İzlenebilen uzunluğu 2,5 km olup, Üst Kretase'den gençtir.

Gündoğdu Fayı (GF). $K42^{\circ}$ D gidi li, 57° GD e imli bir itki faydır (levha III, ekil 1). Doğuda Gündoğdu köyünden, batıda Küçükale tepenin doğusuna doğru, yaratmış olduğu topografya nedeniyle belirgin bir biçimde kolayca izlenebilmektedir. Gözlenebilen uzunluğu 8,5 km'dir. Bu fayın tavan bloku üzerinde denizel Miyosen yaşlı çakıltaşı kumtaşı marnı (Akkandak üyesi) yüzletilmiştir. Bu nedenle 500-600 m'lik bir hareket miktarının gelmiş olduğu kuvvetle olasıdır.

Mekanik Dokanıklar

Coka Tepe Akkırse Tepe Mekanik Dokanaşı(x). Hacıbabadağın K yamacı ve eteklerinde stratigrafik durum normal olup, doğu ve zirvelerinde ise deşik bir yapı ile karakterlidir. Uyumsuzluk düzlemi altında yer alan kayalarından kopmuş bir blok, uyumsuzluk düzleminde yer alan (Ka ve Kc) üzerinde anormal bir şekilde durmaktadır. Bu anormal dokanaş en iyi Akkırse tepe ve Coka tepede gözlenmiştir. Bu dokanaş Coka tepe Akkırse Tepe Mekanik Dokanaşı adı verilmiştir (ekil 5). Bu blok yaklaşık 10,5 km uzunluğunda, 1,5 km genişliğinde ve kabaca (L) eğimli bir bloktur. Bloğun D ve GD ucu ofiyolitli melanjin içine dalarken K-BGB kenarları Üst Kretase yaşlı klastikler (Ka, Kc) üzerinde anormal bir şekilde durmaktadır (ekil 6, j7, j9).



Şekil 5: Coka T. - Akkirse T. mekanik dokanağının önden görünümü.

Figure 5: Front view of Coka T. - Akkirse T. mechanical contact.

Bu durum gerek tabakaların do rultu ve e imlerinden, gerekse ani fasiyes de i mesinden anlaşıldığı gibi, dokanağın altındaki ve üstündeki kayaların büyük ya farklarından da kolayca anlaşılmaktadır. Mekanik dokanağla duran bu blokun düzey hareketlerle yükselip temelden koptuğu, yine bu hareketlere bağlı olarak gelişen yatay kuvvetlerle de bir müddet hareket ettikten sonra derin Üst Kretase denizi içine kayması olabileceği kuvvetle olasıdır.

Manastır Deresi Mekanik Dokanağı (x). Bu dokanağın bir tektonik pencere (?) görünümünde olup, çalınma alanının dışında yer almaktadır. Hacıbabada birliğin otokton olması mı kanıtlayan verilerden birini oluşturur. Kızılyaka bucağının yaklaşık 15 km KB sındaki Manastır dere içerisinde, değişik bir tektonik yapı gözlenir. Altta pembe beyaz renkli, Maestrihtiyen ya Doğankaya kireçtaşı (Kd) 50° ile kuzeye dalarken, üzerine kısmen banklı kısmen masif, gri mavi renkli, çörtlü ve Orta Üst Jura ya Yazlık dere Kireçtaşı gelmekte ve 48° ile güneye eğimli göstermektedir. İkide ikiyakı kireçtaşı arasında yer alan anormal dokanağın ise, 17° ile kuzeye eğimli bir düzlem biçiminde olup, Manastır Dere Me-

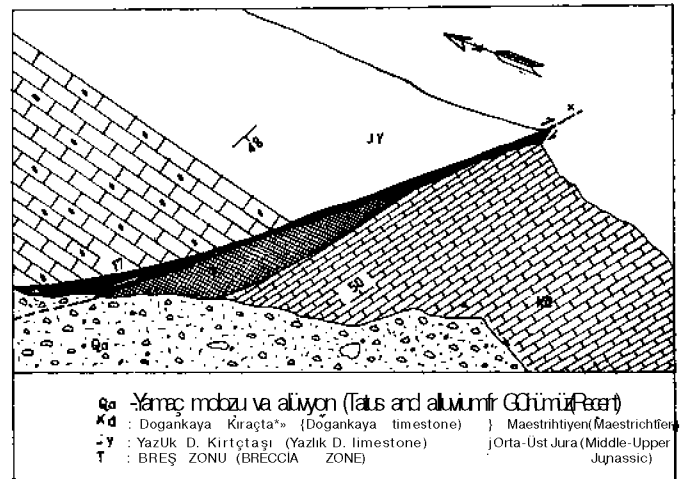
kanik Dokanağı olarak adlandırılmıştır (ekil 7). Bu dokanağın hemen altında 0,1 - 1 m kalınlıkta bir tektonik bre zon (T) olmuştur. Bu zon özellikle bir sürüklenmeye işaret etmektedir. Bu bre zon bile enleri, dokanağın altındaki ve üstündeki kireçtaşılarına aittir. Manastır deresinin her iki yamacında, bir elips biçiminde izlenebilen bu mekanik dokanağın, daha güneyde yamaç molozları altında kaybolur.

Eklemeler

Liyas yağı Alg Pizolitli Oolitli Kireçtaşılarında kademeli açık tansiyon eklemeleri, boyuna eklemeler, enine eklemeler ve verrev eklem takımları gelişmiştir. Açık tansiyon eklem takımı, Lalelitaş Tepe Kızılkilise Tepe Kireçtaşı yüzünde en egemen eklem takımı olup, eklemelerin içi ikincil kalsitle dolmuştur. Alınan ölçülerden, egemen eklem do rultusunun K30° 40°B olduğu saptanmıştır. Diğer eklemelerin ise kıvrım kanatlarında yoğunluğu olmaları, bunların, kıvrımı meydana getiren kompresyona sıkı sıkıya bağlı olduklarını kanıtlamaktadır, örneğin, Çampınar köyü batısında ve Gileli deresinin içinde Dargüney Alg Pizolitli Oolitli Kireçtaşılarında yersel bir antiklinal oluşmuştur. Bu antiklinalin kanatları ile doruğu üzerinde oldukça iyi gelişmiş üç eklem takımı ölçülmüştür. Ekil 8A'da bu antiklinalin blok diyagramı, ekil 8B'de ise, eklem takımları ile antiklinalin stereografik izdüşümü görülmektedir. Kıvrımın analizi sonucu, kıvrım ve eklemelerin oluşumuna etkiyen kuvvetin K76°D - G76°B yönünde olduğu saptanmıştır.

Üst Jura Alt Kretase yağı Bucaklıla Kireçtaşılarında, özellikle banklı olan kısımlarında eklemeler çok iyi gelişmiştir. Bunların önemlileri, eğimli eklemeleri, do rultu eklemeleri ve verrev eklemelerdir. Bu kireçtaşılarında K35°D, 80°GD; K35°B, 75°GB durumlu iki egemen verrev eklem takımı ölçülmüştür (levha III, ekil 2).

Üst Kretase yağı kireçtaşılarında, özellikle Gürüz Tepe Fay Zonunda çok iyi gelişmiş eklem takımları ölçülmüştür. Bu eklem takımları kademeli açık tansiyon eklemeleri, do rultu eklemeleri ve eğimli eklemeleridir. Açık tansiyon eklemeleri Doğankaya Kireçtaşıyla Çukurba Kireçtaşılarında gelişmiş olup (levha IV, ekil 1), alınan ölçülerden egemen do rultunun K20° 30°D ile K20°B olduğu saptanmıştır. Görül-

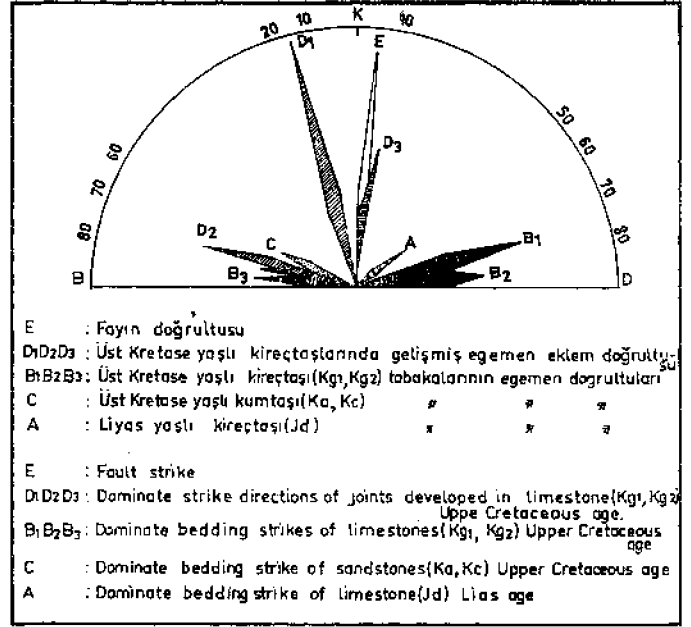


ekil 7: Manastır D. mekanik dokanağının gösterenematik profil.
Figure 7: The schematic profile showing Manastır D. mechanical contact.



Şekil 8A: Oilendi D. antiklinalinin doruk ve kanatları üzerinde gelişmiş eklem takımları.

Figure 8A: Sets of joints developed on the crest and limbs of Gilendi D. anticlinal.



Şekil 9: Gül diyagramı.
Figure 9: Köse diagram.

dü ü gibi Hacıbabada da 1 birli inde egemen eklem sistemi ka demeli açık tansiyon eklemleri olup, bunların genel gidi leri dikkate alındı ında KD GB yönlerinde çalı mı bir makasla ma kuvvet çiftinin varlı ı ortaya çıkmaktadır. Bu kuvvet çiftinin etkisinde kalmı iki zonun da Coka tepe ve Aktepe batısında oldu u daha önce belirtilmi ti.

E im ve do rultu eklemleri ise daha çok Gürüz Tepe Banklı Kireçta ları ile Plaket Kireçta larında geli mi tir. Bu eklemlerin yo un oldu u iki noktadan birisi Gürüz Tepe fay zone, di eri ise Gürüz tepenin zirveleridir. Bu kireçta larından alınan çok sayıdaki ölçü ile saptanan egemen eklem do rultusu, tabaka do rultusu ve Gürüz tepe fayının do

rultusunun birbirleriyle dene tirilmesi ekil 9'da yapılmı tır. ekilde D₁ ve D₃ e im eklem takımları, D₂ ise do rultu eklem takımıdır. D₃ eklem takımının K10°D gidi li olup Gürüz tepe fayının do rultusu ile çakı mı olması, ikisi arasında bir ba ımlı ın varlı ına i aret etmektedir. Levha IV, ekil 2'de D₃ eklem takımı görölmektedir.

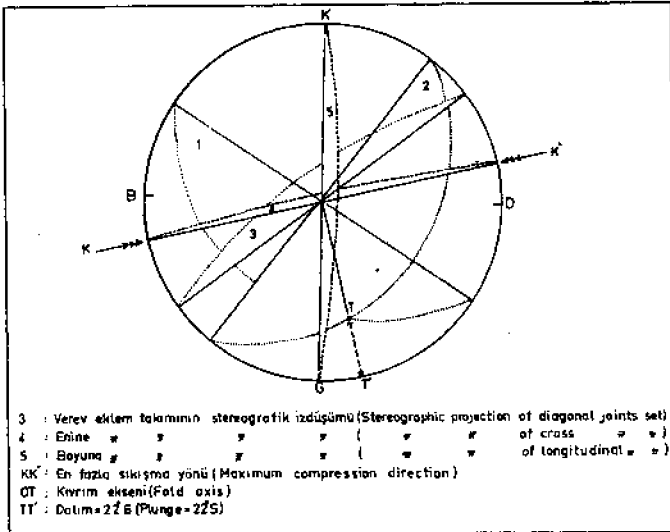
Kıvrımlar

nceleme alanındaki kıvrımlar çoklukla, iyi tabakalanma gösteren Triyas ve Üst Kretase ya lı kireçta larında geli mi tir. Di er Orta Üst Jura ya lı kireçta ları ise çoklukla masif olup bunlarda kıvrımlanma saptanamamı tır.

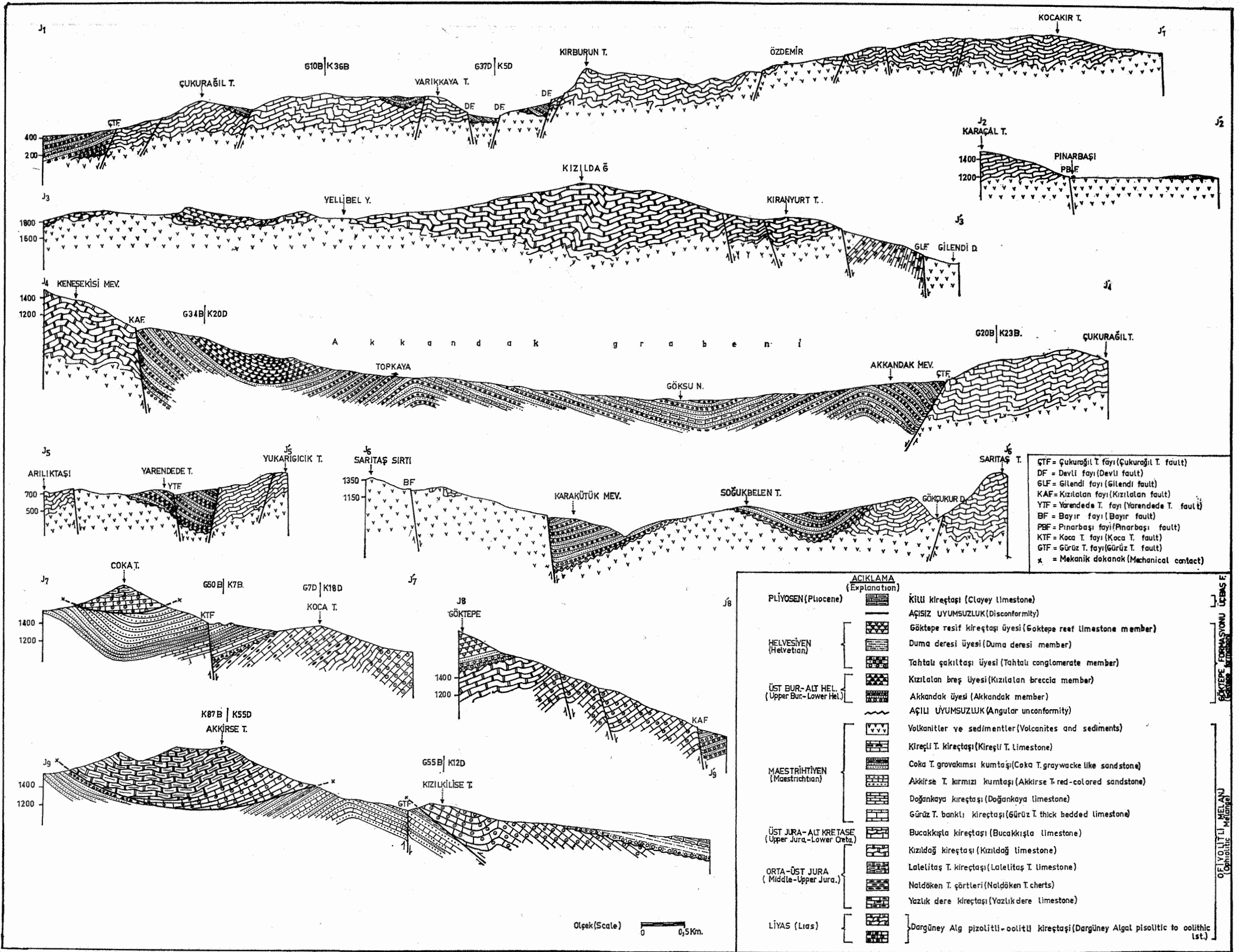
Egemen kıvrımlanma tipi, bölgesel olmıyan küçük formasyon içi kıvrımlardır. Bu kıvrımlar, aynı kuvvete kar ı de i ik davranı lar gösteren dayanımı ız (inkompetan) ve da yanımlı (kompetan) tabakalarda olu mu bakı ımsız, dishar monik, çevron (levha V, ekil 1,2), devrik ve bazan da bakı ım lı kıvrımlardır. Bölgesel çaplı kıvrımlar ise ikinci planda kalır. Bunlar dı ında iki yörede de sürölme ve ptigmatik kıvrımlara rastlanmı tır. Bölgesel kıvrımlarda, kıvrım eksenleri çoklukla D-B veya ona yakın gidi lidir. Küçük kıvrımların eksen do rultuları ise çok de i kendir.

Gilende deresi antiklinali, Bucaklı la antiklinali, Kara dere antiklinali, kireçli tepe devrik kıvrımları, formasyon içi küçük kıvrımların örnekleri olup, harita ölçe inin küçük ol ması nedeniyle haritalanamamı tır. Kireçli tepe Kireçta ları'nda (Kk) geli mi 115 yersel devrik kıvrımın kontur di yagramı yapılarak ortalama kıvrım ekseninin K80°D do rultulu ve 10 °G dalımlı, en fazla sıkı ma yönünün ise K10°B G10°D oldu u saptanmı tır (ekil 10).

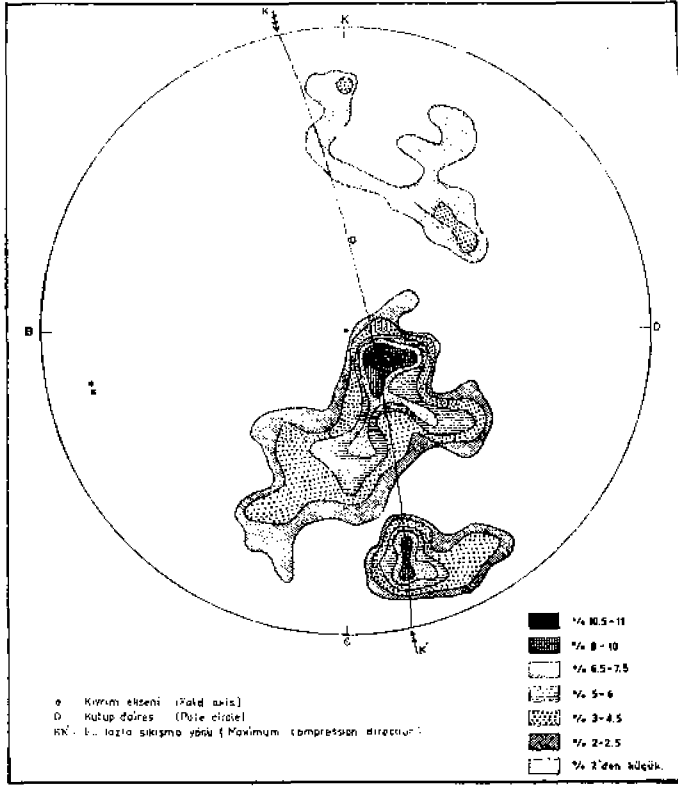
Ptigmatik kıvrımlar ise, Üst Kretase ya lı Gürüz tepe banklı kireçta larında geli mi olup, olu umuna sucukla ma kısmında de inildi i için yeniden de inilmiyecektir (ekil 11). Azı tepe, Asacak tepe, Cıvalı tepe, Karabelen tepe, Coka tepe,



ekil 8B: Eklem takımlarının ve antiklinalin stereografik izdü ümü.
Figure 8B: Stereographic projection of joint sets and anticline.



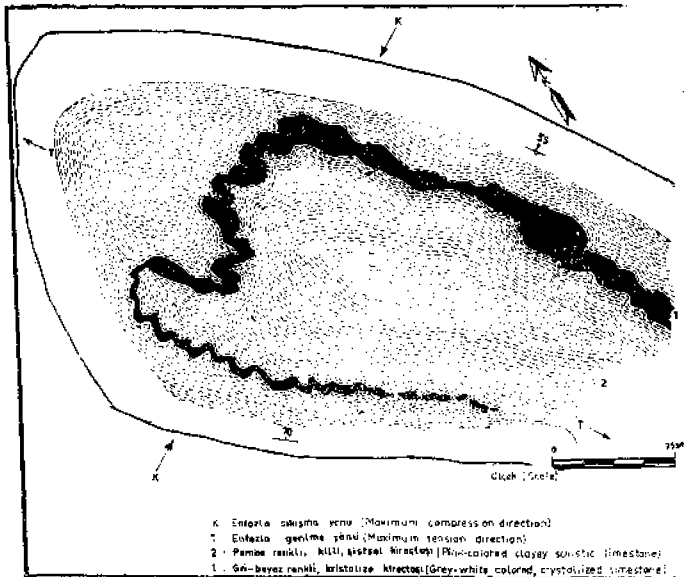
Sekil 6: Karaman-Ermenek (Konya) arasındaki bölgenin jeoloji kesitleri.
 Figure 6: Geologic cross-section of the region between Karaman-Ermenek (Konya).



ekil 10: Kireçlitepe kireçta larında geli mi kıvrımların ortalama eksenini ve dalmını gösterir Schmidt diyagramı.

Figure 10: Schmidt diagram showing average axis and plunge of folds developed in the Kireçli T. limestone.

Bucakışla, Karıncalı tepe, Göktepe senklinalleriyle, Teneke koyak tepe antikalinalı, bölgesel kıvrım tipi örnekleridir. Karıncalı tepe ve Bucakışla senklinalleri, Miyosen çökelleri içinde geli mi olup, olu umlarının orojenik devinimlerden çok, dü ey devinimlere ba ımlı oldu u kuvvetle olasıdır. Bu



ekil 11: Ptygmatic kıvrımlanma ve sucuklaş ma.
Figure 11: Ptygmatic folding and boudinage.

senklinallerin, grabenler içerisinde geli mi bakı ımsız senklinaller olması, tabaka e imlerinin grabenin kenarlarında bir den bire artması, graben d ındaki yüzlelerde kıvrımlanmanın olmaması, ya da açık kıvrımların geli mi olması, bu savı destekliyen verilerdir.

Uyumsuzluklar

Çukurba Kireçta ları ile avklı Tepe Kireçta ları'nın, Gürüz Tepe Kokina Kireçta ları ile Naldöken Tepe Çörtleri'nin, Ofiyolitli Melanj ile denizel Miyosen çökellerinin arasında bir açılı uyumsuzluk; Miyosen çökelleriyle Pliyosen ya lı Üçba Formasyonu arasında da açılı bir uyumsuzluk saptanmıştır. Levha V, ekil 3'de, ofiyolitli melanj ile Miyosen çökelleri arasındaki açılı uyumsuzluk görölmektedir.

SONUÇLAR

Yapılan çalı mayla a ı daki sonuçlara varılmış tır:

1 — Bölgenin tektonik geli iminde, birinci derecede, dü ey devinimlerin (hareketlerin) egemen oldu u, blokların bu devinimlerle yükselip parçalandıkları ve aynı devinimlere ba ımlı olarak geli en yatay kuvvetlerle de kısmen devinmi oldukları kuvvetle olasıdır. Bölge tektonik bakımdan, Miyosen sedimantasyonu ile ya ıt dü ey devinimlere ba ımlı olarak geli en, kısa çekim faylarıyla ırılanır (karakterize edilir). Miyosen çökellerinin büyük kalınlı ı, yanal ve dü ey geçi leri ve Miyosen içinde geli mi bakı ımsız senklinaller de bu dü ey devinimlerin bir sonucudur. nceleme alanı ikinci derecede, K65°D G65°B do rultusunda çalı an bir kuvvet çiftinin etkisinde kalmı tır. Ayrıca, kuzeyden güneye do ru daha egemen olan sıkı tırma kuvvetlerinin etkileri de yer yer, güneye devrik kıvrımlar tarafından simgelenmektedir.

2 — Daha önceki ara tırmacılar tarafından (Niehoff, 1960) bir uyumsuzluk (unconformity) düzlemi olarak yorumlanmış olan Coka Tepe Akkirse Tepe Mekanik Dokana ı'nın öyle olmayıp, anormal bir dokanak (olası yatay devinim) oldu u, dokanın alt ve Üstündeki kaya birimlerinin büyük ya farklarından (altta Üst Kretase ya lı, üstte Liyas Orta ve Üst Jura ya lı) ve tektonik bre lerden kolayca anlaşılmı tır.

3 — Alpin orojenik devinimlerinin Rodanik ve Laramiyen (?) evreleri saptanmıştır.

KATKI BEL RTME

Bu yazı Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi G. Jeoloji Stratigrafi Kürsüsü'nde yapılan Doktora tezinden hazırlanmıştır. Yazar, tez yöneticisi Sayın Prof. Dr. M. N. Tokay'a, yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Suat Erk'e, Erdoğan Demirtaş'a ve ayrıca, bu çalı mayı destekliyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a teşekkürü borç bilir.

Yayma verildi i tarih: Haziran, 1976

DE N LEN BELGELER

Blumenthal, M., 1956, Karaman Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve Şist radyolarit formasyonu stratigrafi meselesi: M.T.A. Dergisi, Sayı 48, s. 1-36, Ankara.
Niehoff, W., 1960, Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon noticileri hakkında rapor: M.T.A. Der. Rap., No. 3390, Ankara, yayımlanmamıştır.

LEVHA 1

ekil 1: Bayır Fayı'nın (BF) batıdan doğuya doğru görünümü

(Bayır köyü doğusu)

ekil 2: Yarendede Tepe Fayı'nın (YTF) doğudan batıya doğru görünümü

(Bucakkı la güneyi)

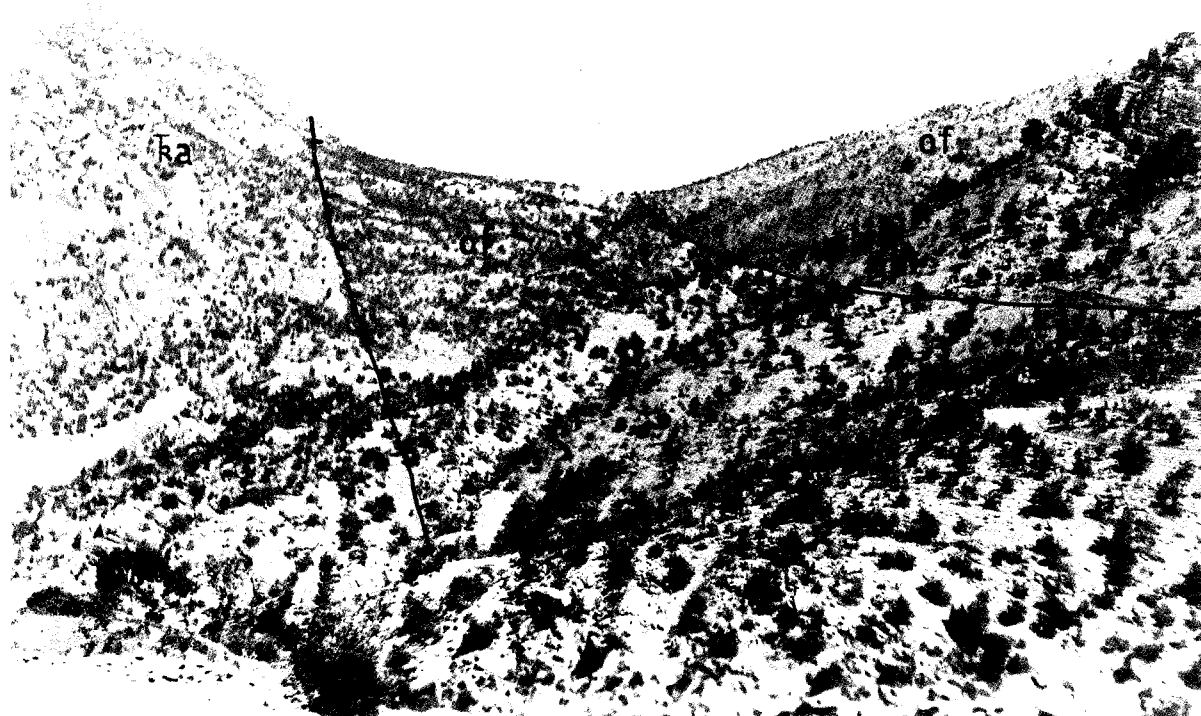
PLATE I

Figure 1: View from the west to the east of the Bayır Fault (BF)

(Eastern Bayır village)

Figure 2: View from the east to the west of the Yarendede Tepe Fault (YTF).

(Southern Bucakkı la)



1



2

LEVHA II

ekil 1: Pınarbaşı Fayı'nın (PBF) KD dan GB ya do ru görünümü. JKb: Bucakkı la Kireçtaşı.

(Pınarbaşı köyü)

ekil2: Emrah Tepe Fayı'nın (EF) do u dan batıya do ru görünümü.

(Emrah Tepe)

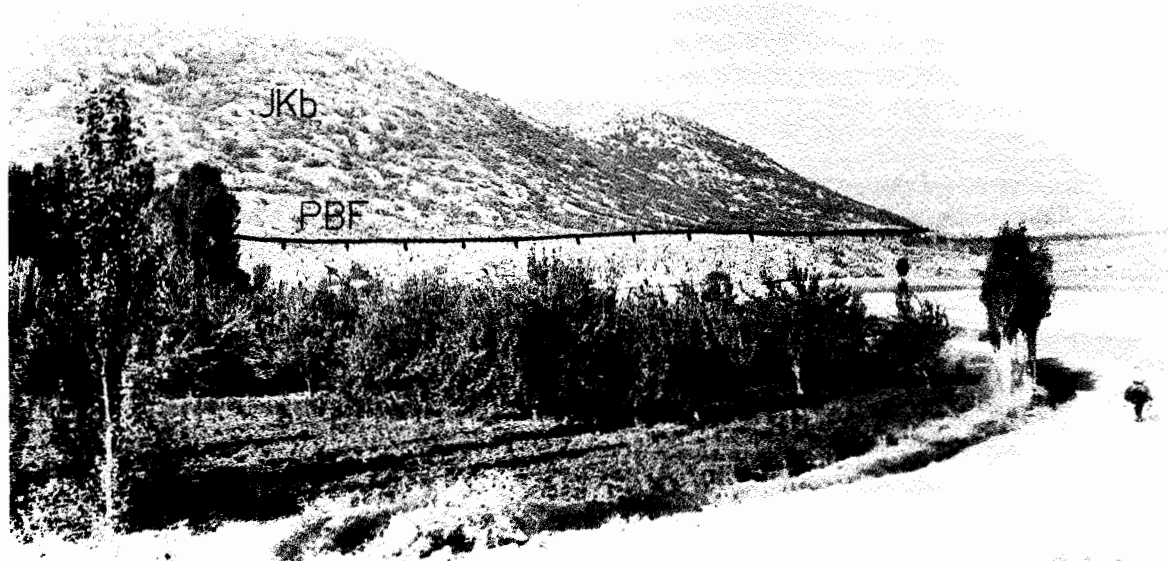
PLATE II

Figure 1: View from NE to SW of the Pınarbaşı Fault (PBF). JKb: Bucakkı la limestone.

(Pınarbaşı village)

Figure 2: View from the east to the west of the Emrah Tepe Fault (EF).

(Emrah Tepe)



1



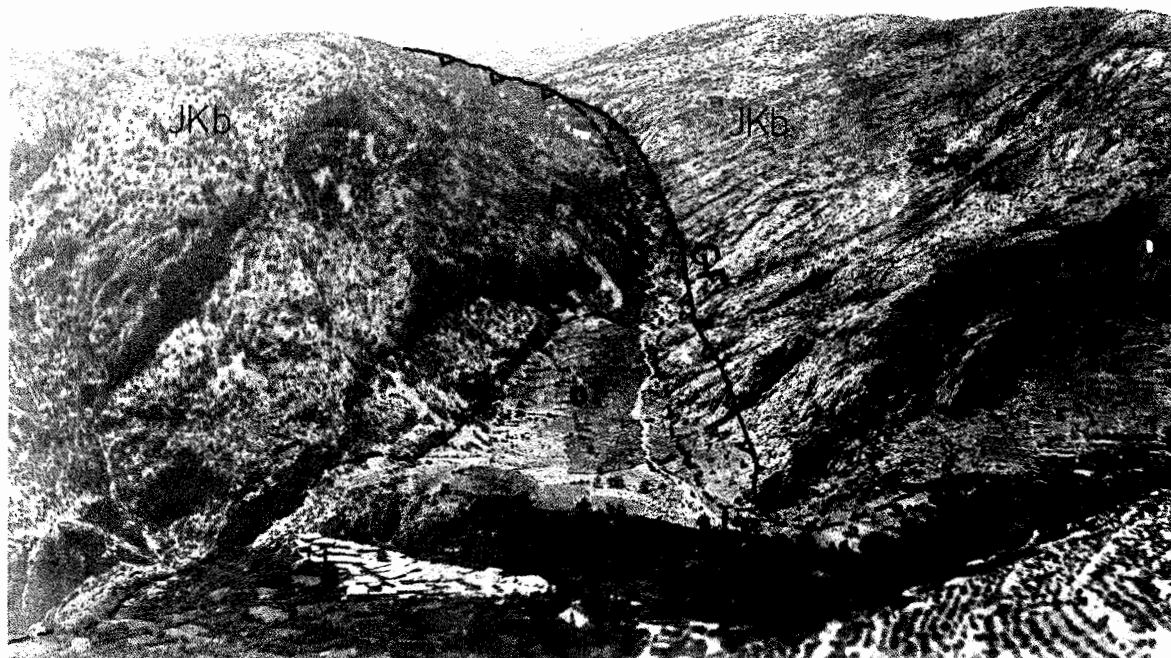
2

UEIVHA 'III

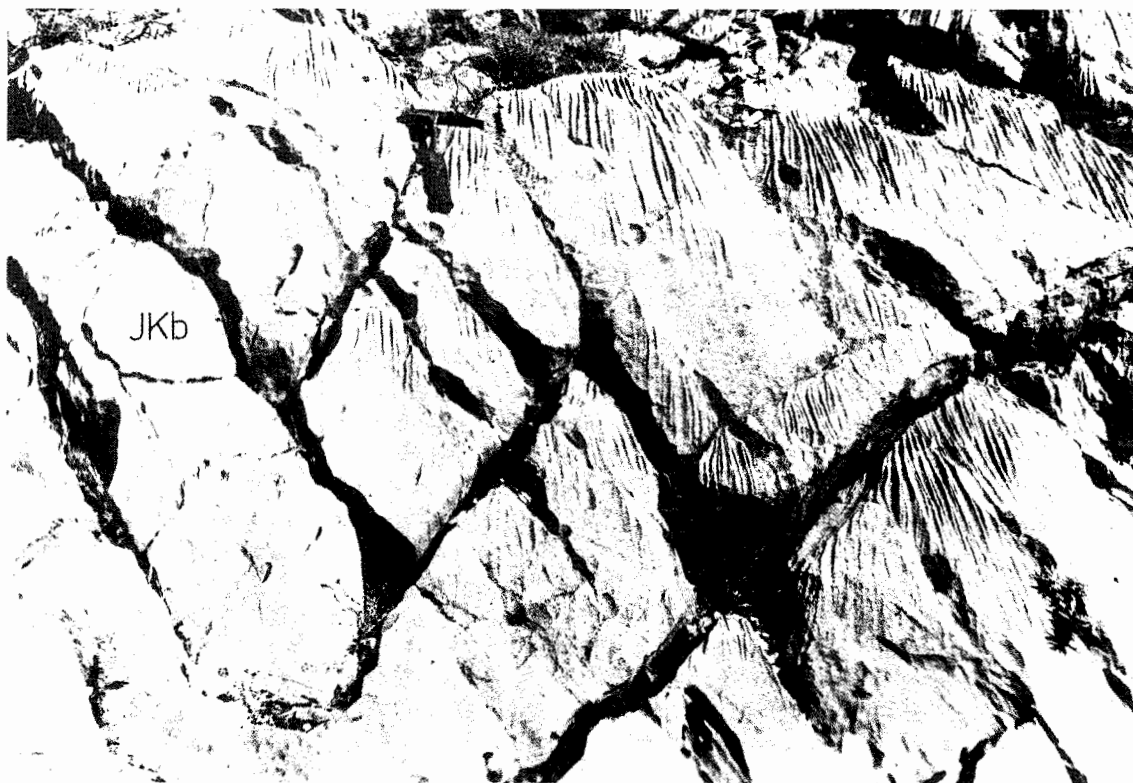
- ekil 1: Gündogan Fayı'nın (GF) do u dan batıya do ru görünümü. JKb: Bucakkı la Kireçta ı. (Gündoğan köyü)
- ekil 2: Bucakkı la Kireçta ları'nda (JKb), bakı msız bir antiklinalin güney kanadı üzerinde geli mi verev eklem takımlarının ^', rünümü. (Bucakkı la kuzeyi i

PLATE III

- Figure 1: View from the east to the west of Gündogan Fault (GF). JKb: Bucakkı la limestone. (Gündo an. village)
- Figure 2: View of sets of diagonal joints developed on the south limb of an asymmetrical anticline in the Bucakkı la Limestone (JKb) (Northern Bucakkı la)



1



2

LEVHA IV

ekil 1: Doğankaya Kireçta larında (Kd) geli mi kademeli açık tansiyon eklemleri.

(Coka Tepe batısı)

ekil 2: Gürüz Tepe Banklı Kireçta larında (Kg) geli mi dik e im eklem takımının görünümü.

(Gürüz Tepe Fayı zonu)

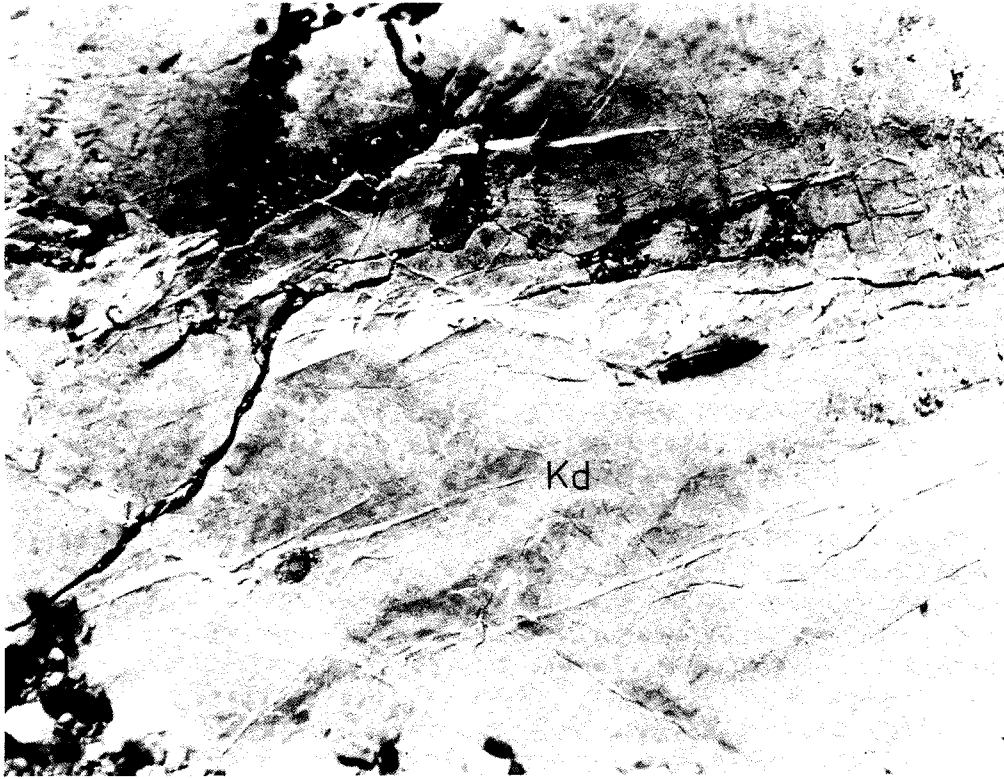
PLATE IV

Figure 1: An échelon joints developed in the Doğankaya Limestone (Kd)

(Western Coka Tepe)

Figure 2: View of the vertical dip joints set developed in the Gürüz Tepe Thick bedded limestone (Kg,)

(Gürüz Tepe Fault zone).



1



2

LEVHA V

- ekil 1: Disharmonik kıvrımlar (Ya lıca Tepe kuzeyi)
ekil 2: V biçimli kıvrımlar (Ya lıca Tepe kuzeyi)
ekil 3: Göktepe Formasyonu (Tga: Akkandak Üyesi) ile O.fiyolitli melanj (Kb: Bayır Radyolaritleri) arasındaki bir açılı uyumsuzluğun görünümü. (Bayır köyü*)

PLATE V

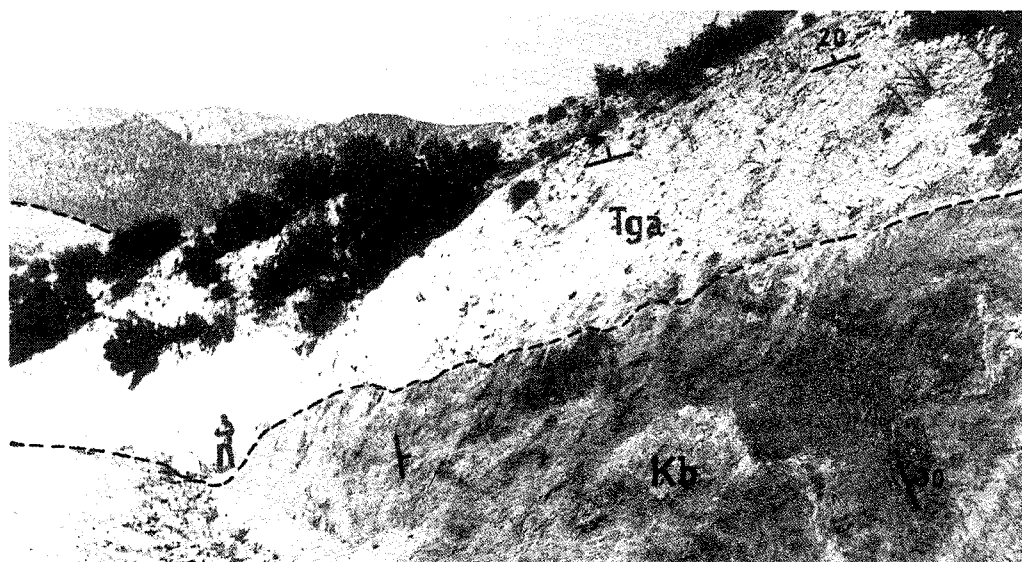
- Figure 1: Disharmonie folds (Northern Ya lıca Tepe)
Figure 2: Chevron folds (Northern Ya lıca Tepe)
Figure 3: View of an angular unconformity between the Göktepe Formation (Tga: Akkandak member) and Ophiolitic mélangé (Kb: Bayır Radiolarites). (Bayır village)



1



2



3

Üzümlü Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi

Geology of the Üzümlü Tuzaklı (Bilecik Province) area

CAVİT DEMİRKOL *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Bu ara tırmanın amacı, Sakarya nehrinin orta kesiminde bulunan Üzümlü ile Tuzaklı dolayındaki çe itli magmatit, metamorfıt ve sedimanın stratigrafi istifini çözümlmek ve ola anüstü karma ık yapı niteliklerini açıklamaktır.

Bölgenin en ya lı litoloji toplulu u, Paleozoyik üst sistemindeki "Sö üt metamorfıtları" ile "Akçasu magmatitleri" dir. Bunların olu turdu u engebeli temel karma ı mı Jurasik çökelleri, transgresyonla a mı tır. Jurasik'te, Liyas'Bayırköy kumta ı" ve Malm "Bilecik kireçta ı" ile simgelenmi tir. Bilecik kireçta ı üzerine, ikinci bir transgresif aşma ile Üst Kretase çökelleri gelir. Bu ast sistemde "Gölpazarı Gurubu", "Vezirhan Formasyonu", "Üzümlü Formasyonu" ile, "Bayat Tüf Üyesi" ve "Kavaçık Kireçta ı Üyesi" ayırtlanmı tır. Bunların üzerinde, önce Paleosen'in "Kızılçay Formasyonu" ve sonra Eosen'in "Geçitli Kireçta ı" bulunur. Miyosende "Gemiciköy Formasyonu" ile " ahinler Kireçta ı Üyesi" ayırtlanmı tır.

Yöre ana yapı tasla mı, Paleozoyik çökelmesinin ardından kazanmı tır. Metamorfıtlar ve magmatitler üzerine gelen Jurasik ve Üst Kretase sedimanları, bu ya lı tasla ı yansıtan, girişim kıvrımları, kırılmalar ve dolayısıyla temeldeki düzensizlikleri belirten fay, sürüklenim ve bindirmeler sunar. Bunlar önceleri orojenik Alp hareketleri ve sonra da epirojenez ile geli mi tir.

ABSTRACT: The purpose of this project is to decipher the stratigraphy of the various magmatic, matamorphic and sedimentary rock sequences encountered in the vicinity of Üzümlü and Tuzaklı which is located at the middle part of the Sakarya River.

The olde t lithologic association forming the basement complex in the area is the "Sö üt metamorphites" and the "Akçasu magmatites" of the Paleozoic upper system. This basement complex have been overlapped transgressively by Jurassic sediment. Liassic is represented by the "Bilecik limestone". Bilecik limestones are transgressively overlain by Upper Cretaceous sediments. in this subsystem, the "Gölpazarı group", the "Vezirhan formation", the "Üzümlü formation", the "Bayat tuff member", and the "Kavacık limestone member" have been differentiated. They are overlain first by the "Kızılçay formation" of the Paleocene and then by the "Geçitli limestone" of the Eocene. The Miocene have been differentiated into the "Gemiciköy formation" and the " ahinler limestone member".

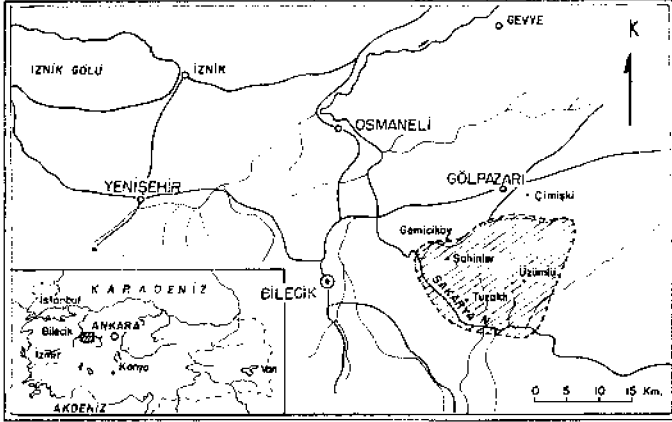
The area gained it's main structure after the deposition of the Paleozoic rock. Jurassic and Upper Cretaceous se diments overlying these metamorphites and magmatites, present interference folds, fractures, faults and overthrusts, reflecting the basement structure. These structure, formerly developed by Alpine orogenic movements and then by epeirogeny.

G R

Harita alanı, Bilecik ili sınırları içersindedir ve K'de Gemiciköy, Çimiği; D'da Harmankaya; G'de Yakacık, Hamita bat; B'da Geçitli ve Deresakarı köyleri ile sınırlanmıştır. B'da Sakarya nehri ve K'de Sakarya'nın bir kolu olan Sürüm deresi az çok do al sınırlardır (ekil 1).

nceleme alanı, Türkiye'nin co rafya bölgelerinden Karadeniz bölgesinin Batı Karadeniz bölümüne rastlar ve Marmara Bölgesi ile Batı Karadeniz bölümünün sınırında bulunur. Burada, co rafya yönünden her iki bölgenin özelliklerine rastlanır.

Bölgede yapı morfolojiye yansımıdır. Doruklar az çok dübükeyli "ya lı da " tipinde, D B gidi li yüksek sırtlar halindedir. Yükseklikleri B'dan D'ya artan bakı mı ız da ların G'ye bakan yamaçları dikyarlı, K yamaçları ise daha tatlı e imlidir. nceleme alanının yüzölçümü 400 km² kadar olup 1/25.000 ölçekli Adapazarı-H24 c₁, c₂, c₃, c⁴ ile d₁, d₂, d₃ paftaları içersindedir (şekil 2).



Şekil 1: Yer buldurunun haritası.
Figure 1: Location map

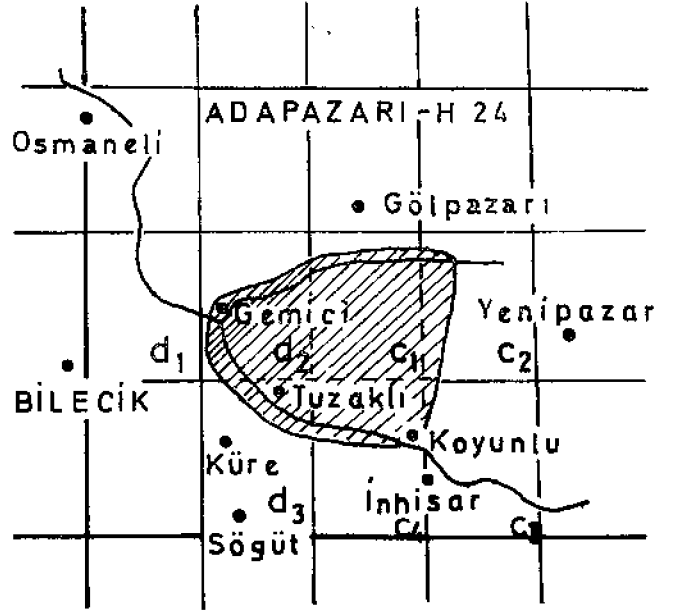
Saha incelemesinde *amaç*, stratigrafi istifindeki do al kaya birimlerini nitelikleri ve incelikleriyle tanıyarak haritalamak, ayrıca yapının evrimini izlemektir. Sorunlara, saha gözlemleri ve ölçümlerle, olanaklar çerçevesinde nicesel yoldan gidilmiştir.

Kaya stratigrafi birimlerinin ayırtlanarak adlandırılmasında, "Stratigrafi Kanun Kitabı" (1961) ile "Türkiye Millî Stratigrafi Komitesinin Sınıflama ve Adlama Kuralları"na uyulmuştur.

Adlama, kumta ları için Travis (1970), kireçta ları için Folk (1959) ve Todd (1966) sınıflamaları uygulanmıştır.

STRAT GRAFİK JEOLJ

Bölgenin en ya lı litoloji toplulu u Paleozoyik üst sistemindeki "Sö üt metamorfite" ile "Akçasu matitleri" dir. Bunların olu turdu u engebeli temeli, Jurasik çökelleri transgresyonla a mıdır. Jurasik'te, Lias ve "Bayırköy kumta ı" ve Malm "Bilecik kireçta ı" ile simgelenmiştir. Bilecik kireçta ı üzerine ikinci bir transgresif a ma ile Üst Kretase çökelleri gelmiştir. Bu ast sistemde "Gölpazarı Gurubu", "Vezirhan Formasyonu", "Üzümlü Formasyonu" ile "Bayat Tüf Üyesi" ve "Kavacık kireçta ı Üyesi" ayırtlanmıştır. Bunların üzerinde, altta Paleosen'in "Kızılcay Formasyonu" üstte Eosen'in "Geçitli kireçta ı" bulunur. Miyosen'de "Gemici köy



Şekil 2: Çalı ma alanının yerini gösteren buldurunun haritası.
Figure 2: Location map of the area under investigation

Formasyonu" ile " ahinler Kireçta ı Üyesi" ayırtlanmıştır (ekil 3).

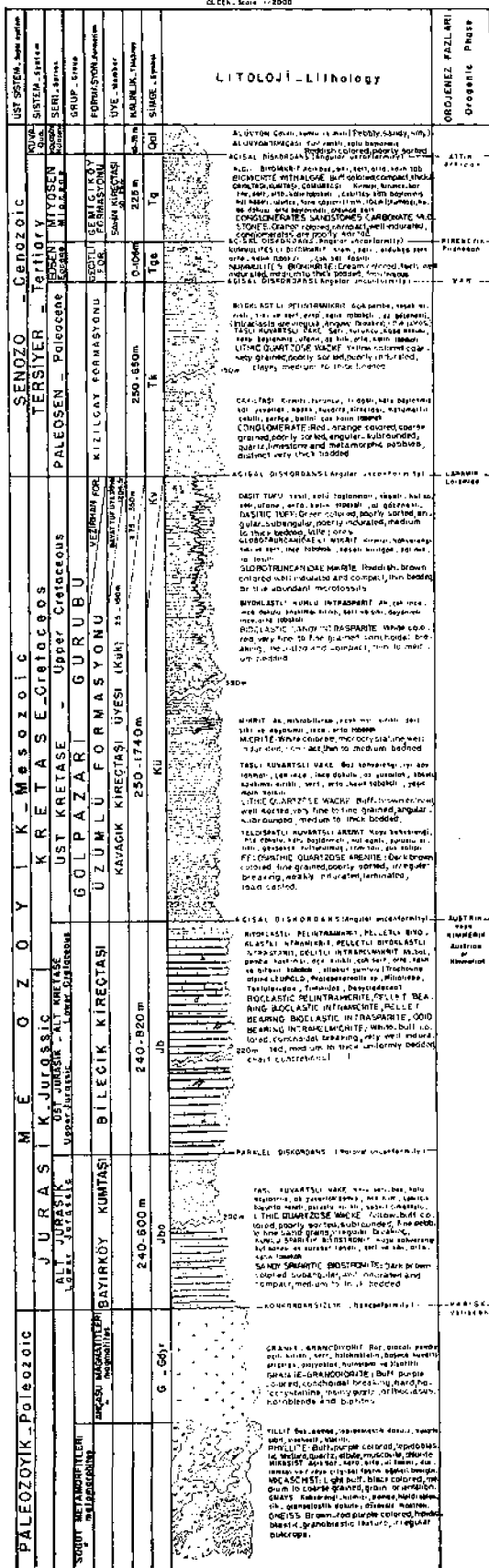
Kuvaterner'de, Sakarya ve kolları boyunca eski yeni alüvyon, yamaç döküntüsü ve molozu, birikinti konisi ile kireçta nda erime bo lukları bulunur.

Paleozoyik

Sö üt Metamorfite (Pzs). Bölgenin en ya lı toplulu unu olu turan Sö üt metamorfite Akçasu matitleriyle kom u olup, inceleme alanının G inde 35 km² lik yer kaplar. Ad, yüzleklerin tipik gözüktü ü, harita alanı dı nda ve GB da bulunan Sö üt ilçesinden alınmıştır.

Sö üt metamorfite, Akçasu matitleri granit kompleksinin yerle iminden önce karma ık bir geli imi olmuştur. Bölgesel metamorfizmanın, pelitik ve psammitik kayalardan olu an çökelleri, "ye il ist fasiyesine" kadar etki ledi i saptanmıştır. Granit intrüzyonu, hornfels yerine kontakt isti geli tireyerek, kimi yeni mineralojik ve yapısal de i imlere yol vermiştir. Bu nedenle kontakt kayaları, bölgesel metamorfizma kayalarına benzemiştir. Kimi kılavuz mineraller kesinlikle granit intrüzyonu ile geli miştir. Bu nunla beraber termal metamorfizma bulgularını, daha son raki kataklastik ve hidrotermal metamorfizma bulgularından ayırtlamak zordur. Bu kontakt etkileri kom u kayaları, biyotit, granat, ve pertitin geli imiyle, "hornblend hornfels fasiyesine" yükseltmiştir (Turner 1968). Bu minerallerden granat ve pertit seyrek ise de biyotit düzenli da ılımlıdır. Yeni minerallerin taneleri, granite yakla tıkça büyürler.

Kayaların arazide gözlenir litoloji özelliklerinin yanısıra polarizan mikroskopta Federof tablası kullanılarak niteliklerinin saptanmasına çalı lmıştır. Metamorfite olu turan birimlerde yapraklanma (foliyasyon) ve eklem ölçülmüştür. Simgelenecek 35 den çok ince kesidin incelenmesiyle, bunların 3 plastik deformasyon geçirdikleri saptanmıştır. Eldeki verilerle metamorfizmanın çok etkili olmadığını anlaşılmıştır.



Şekil 3: Genelleştirilmiş stratigrafi kesidi
Figure 3: Generalized stratigraphic section

Sö üt metamorfizmasını oluşturan fillit, mika ist, gnays yanında mercerler halinde görülen ye ilta (greenstone) ha ritalanamamı sa da petrografi özellikleri kısaca sunulmaktadır.

Fillit (Pzsf). Fillit bölgesel metamorfizma dokuları ile ayrırtılır. Akçasu mağmatitleri (granit granodiyorit) yakınında görülen fillit, farklı derecelerde üstelenmi dinamik etkiler sunarsa da, bunların sahada ayrırtılması güçtür. Granit granodiyorite yakla ıldıkça kontakt metamorfizma etkileri artar. Aşında bu, kayraklı fillitle kuvarşlı fillit arasında çok dar bir de i im gösteren oldukça tekdüze bir birimdir. Genellikle kuvarşça zengindir, fakat kimi katmanlar, kuvarş yönünden, genel kuvarş yüzdesine göre daha zengindir. Yapraklanma ile uyumlu bulunan feldispatlı damarlar ve mercerler ola andır. Bu, beyaz açık kahverengi damarların kalınlı ı, mikroskopik ölçekten 0.15 cm ye kadar de i ir. Rengi maviden boza kaçan tonlardadır.

Mikroskopta filliti oluşturan ö eler yeterli büyüklükte ol madı ndan belirtilmesi güçtür. Daha büyük taneli olanlarda beyaz mika ile ince kuvarş ve plajyoklas taneleri paralel ya nklar halindedir. Klorit yersel olarak görülür. Yan mineraller pirit ve hematittir. Seyrek mika ve plajyoklasla birlikte epidot vardır. Plajyoklasın, özellikle küçük tanelerde, ikizler görülmedi inden kuvarştan ayırmak güçtür. Granit granodiyorite yakla ıldıkça plajyoklas taneleri ço alır ve poikiloblastik dokulu büyük porfiroblastlar haline girer. Kuvarşla birlikte küçük, yuvarlak taneler ekinde plajyoklas gözlenmi tir. Granit granodiyoritik kayalarla fillitteki plajyoklas ikizleri farklıdır. Fillitte albit ikizleri üstündür. Çubuk ve mercer biçimli kuvarş bol görülür. Ta m büyük bir kısmını beyaz mika oluşturu r.

nceleme alanında gnays ve mika iste göre çok daha geni alanlarda görülen bu birimin ba lıca yüzlekleri, harita alanı G inde, Sakarya nehri boyunca ve vadinin her iki yakasında yakla ık D B do rultuludur. Tipik yer Koyunlu KD sundaki Kavakçılı tepesi'nin (17T) Kve KD etekleridir (ekil 4).

Mezarlık tepesinde (18J), boz pembe, cilalı, lepidoblastik dokulu, G deki gnaysla dokana ı kesin olmayan kuvarş, albit, muskovit, kloritli ist kabaca üçgen ekinde bir yüzlek sunar. Akçasu KD sunda, De irmen tepesi'nde (18P) kahverengi boz, lepidoplastik dokulu, biyotitli serisit ist, arazide iyi geli mi çizgiselli iyle (Lineasyonuyla) dikkat çeker. Erenler tepesi (19R S) K inde, kara boz, lepidoplastik dokulu, kuvarş albit biyotitli ist; Dekçekaya tepesi G inde (18M), kara boz, granatlı, kuvarş muskovit biyotit ist genellikle yapraklı sıralanım sunar. Kıranyol tepesi G inde (19N) koyukahverengi boz, kuvarş albit epidot almandinli ist görülür.

Yukarıda anlatılan mineral toplulukları, birimin Winkler (1967)'in ye il ist fasiyesinde oldu unu gösterir. Fillitin dü ük dereceli metamorfizmaya ba lı oldu unu gösteren bir ba ka belirti, plajyoklastaki anortit yüzdesidir (%12). Turner (1968)'e göre ye il ist fasiyesinde plajyoklastaki anortit yüzdesi An₇ ile An₁₅ arasında de i ir.

Granitin yerle imiyle ili kili kataklastik etkiler, fillitte ve birincil dokusunda yer yer de i ik özellikte görülür.

Gnays (Pzsg). Bu terim, iri taneli kuvarş, feldispat ve mi kadan oluşturan ta ları anlatmak için kullanılmı tir. Mika ist lerden farkı yapraklanmanın kötü, mika oranının az ve dola yısıyla renginin daha açık olmasıdır. Fillitle gnays arasındaki plajyoklasların anortit oranları arasında gözle görülür bir ayırım yoktur. Anortit %12-15 arasında de i ir.

nceleme alanında, genellikle Akçasu ma matitlerini çevreleyen gnays yüzleklerine, Adatepe (19K), Kavakçıl (17T) ve De irmen tepelerinde (18P) rastlanır. Adatepe K inde, kahverengi kırmızı, grabonlastik dokulu bir yüzlek sunar. De ir men tepede ise, pembe kırmızı, dikdörtgen ekilli, serisitli gnays görülür (ekil 4).

Genellikle orta iri taneli, gnaysik fabrikli (yani genellikle mika veya hornblend katmanları boyunca birkaç cm dm kalın levhalara veya kö eli bloklara ayrılan) olarak bulunur. Ço unlukla bulunan açık renkli bile enler (feldispat kuvars) gi riktir.

Mika ist (Pzsm). Fillitlerle girik, taneleri seçilebilen, biyotitlerin dizilmesiyle çok iyi yapraklanma gösteren birimin tane irili i, fillit ile gnays arasındadır. D1 tan görünümü ü ile istlerden sahada kolay ayırtlanamıyan mika isti, mikroskop ta tanımak güç de ildir.

Haritalanan alanda, geni yüzle i bulunmayan bu birim için tipik yer kestirmek zor ise de, harita alanı dı mda ve GB daki Çaltı köyü D alanı ve akarsu boyu daha tanıtıcı tipik bir yerdir.

nceleme alanında, Kıranyol tepesi'nde (18N) ki yüzle in fillit ile dokana ı dereceli geçi li ve belirsizdir. Akta lı tepe sinin GB sında (18L) görülen yüzlekte, açıkboz kara renkli olup benzer özellikler gösterir (ekil 4).

Mika istte, genellikle, 1 mm dolayında küçük boyutlu kuvars mozayik halindedir. Mirmekitik plajyoklasla birliktedir; ikincil büyümeli olabilen plajyoklas billurlarıyla itilerek kenarlara birikmi tir.

Plajyoklas, öbür minerallere göre daha iyi geli mi tir. Oldukça büyük muskovit billurları feldispatla kemirilmiş tir. Biyotitli billurların ço unlukta bulundu u kesimlerde, bu iki mineral birlikte bulunur.

Orta iri taneli, kabaca düzlemsel ve/veya çizgisel fabrik ö elerinin (istli in) üstün, düzgün paralelli i ile gnaystan ayrtlanır.

Ayrıca kayaların kimyasal bile imindeki farklar nedeniyle a ırı metamorfik gidi llerde gnaysla birlikte amfibollu iste rastlanır. Bölgede Kuyuyanı tepe GB sında (12G), gnaysın üst düzeyinde, az istsel amfibollu ist vardır. Dokana ı gnayslar la geçi li olan ve yersel olan bu birim ayrı haritalanamamı tir.

Ya Tartı mu. İnceleme alanına kom u bölgelerde yapılan çalı malarda, metamorfitleerin ya ına Paleozoyik veya daha az bir olasılıkla Antekambriyen olarak de inilmiş tir. Abdüsselâmo lu (1959), benzer metamorfitleerin üzerinde, uyumsuz olarak, sırasıyla, fosilli Devoniyen'in arkoz çakıl ta mın, fosilli kayna mın ve kireçta mın varlı mını saptamı ve temele "Devoniyen öncesi" bellisiz ya mını vermiş tir. Yeni ehir dolayında, Altınlı (1965), eski temelin, Uluda dakilerden daha az metamorfik oldu unu ve bu nedenle, kireçta ı kapsayan çe itli istlerin Paleozoyik'in alt kesimlerine ili kin olabilece ini belirtmiş tir. Armutlu yarımadasında Akartuna (1968), billursal istler üzerine, diskordansla, fosilli Permo Karbonifer'in geldi ini görmüş ve temeli Permo Karbonifer öncesine yerle tirilmiş tir.

- Bu irdelemede, Sö üt metamorfitleeri, yukarıda belirtilen sonuca varımlar gözetilerek, Karbonifer öncesi sayılmış tir.

Akçasu Ma matitleri (Pza). Harita alanında tekdüze bi le imli bulunmayan bu birim, bir granit ve granodiyorit serisi olarak gözüktür. Bir kaya stratigrafı birimi olarak ayıtlanan "Akçasu ma matitleri", formasyon a amasında olmalıdır. Tipik yüzlekleri Büyükbelen Gyı (10P) ile, Koyunlu B sında

(18S) izlenir. Bu birim üzerine, Büyükbelen B sında Bakırköy

kumta ı ve E ratakaya K inde (14P) Bilecik kireçta ı, açılı uyumsuzlukla gelir (ekü 4).

Genellikle som olan litoloji, orta taneli, eklemli, pegmatit, apilit ve kuvars damarlıdır. İç yapı belirgin de ildir. çersinde küt metamorfik ksenolitleri bulunur. Birincil düzlemsel ve çizgisel yapılar görülmemi tir.

Granit (Pzag). nceleme alanında, Bekçitepe B sında (161), Adatepe KB sında (19K), Büyükbelen G inde, Koyunlu K inde (18S) görülür. Bir granit serisi halindeki birim, bir kaç cm yi a abilen, bol ortaklaşlı, fakat küt mafik mineralli, alkali granit granit, biyotit hornblendli granit ve biyotitli granit cinslerini kapsar. Birim, tipik ayrı m ekileri ve arena la masıyla, sahada kolay ayırtlanır. Çok yerde özümsemme mi gnays ksenolitleri vardır.

Mikroskopta billurla ma öncesi ve sonrası biçim de i imli, öhedral subhedral billurlar görülür. Feldispat, kuvars, biyotit, epidot ile yardımcı mineraller vardır. Plajyoklaslarda albit (010), karlsbat (100) ve albit periklin (010) ikizleri ola an dir. Serisitlerle, anortit yüzdesi yüksek kesimlerde geli mi tir. Kuvars, dönel sönümlü anhedral billur halindedir. Kuvarsla feldispat mirmekitik büyüyebilmi tir. Biyotit, dilimini ve elastik biçim de i imi ile belirlidir. A ırı ayrı ma ile kloritle meli dir. Feldispat ile kuvars çoğun yeniktir. Epidot kıttır. Yardımcı mineral olarak apatit ve zirkon bulunur.

Granodiyorit (Pzagr). Harita alanında, Akçasu B sında (19N-Q), Erenler tepesi K inde (18S), Üzümlü G ve GB sında (13 14R, S,), Türkmen B ve GB sında (7 8R, S) yüzeyde görülen granodiyorit tekdüze dokulu de ildir (ekil 4).

Granodiyorit, taze iken kırmızı, mavi, ye il renkli ve orta iri tanelidir. Orta büyüklükte taneler ço unluktaadır. Kuvars taneleri 2 3 mm boyundadır. K Feldispat da ılımlı, pembe, boyu cm ye eri en taneler halindedir. Plajyoklaslar 2 3 mm büyüklü ündedir. Biyotit çokçadır ve oranına göre ta mın rengi maviden koyu ye ile do ruu de i ir. Çıplak gözle zor izlenebilen hornblend seyrek görülür.

Ço ulu (in ço ulu ve di .1965), Sakarya nehri, Sö üt İn hisar yolunun, G indeki granodiyorit kütesinden alınmış bir örne in ya mını, toplam Pb yöntemiyle 508 milyon yıl, ımmı kaybı yöntemiyle 290 milyon yıl bulmuş sa da, daha çok 290 milyon yıla kar ı gelen Karbonifer ya ı üzerinde durmuş tur. Benzeri bulunan Akçasu ma matitlerinin de Karbonifer ya ılı oldu u dü ünülebilir.

Mezozoyik

Mezozoyik üst sistemi, bölgesel temeli olu turan ma matit ve metamorfitleer üzerinde transgresif a malı Bayırköy kumta ı ile ba lar.

Bayırköy Kumta ı (Jba). Temeli örten ilk sı deniz mal zemesidir. Temel kumta lannın genel özelli i olarak yalnızca çukurlarda olu mu , devamlı izlenemiyen bir taban kumta ı serisidir.

Bayırköy kumta ı; kahverengi, sarı boz, kaba dokulu, ço un boylanmalı ve çakıllı olarak kötü boylanmalı, sürekli ve düzenli, orta kalın katmanlı, sert ve dayanmalıdır. Çimento spartiktir. Kumta ı düzeyleri arasında, çok ince veya orta kalın marn katkısı bulunur. Oldukça tekdüze görünümlü kumta ı istifi, ölçümlü kesitlere göre 240 400 m arasında de i en kalınlıktadır.

Kaynak alanlarda çok çe itli olgun olgunla mamı temel billursal kaya parçalarının bulundu u ta lı, kuvarslı, feldispat lı vake ve arenit kimi marn ve karbonatın ardalandı ı bakı msız dönemli, küt fosilli Bayırköy kumta ı, duraysız elf ve ya az negatif kraton içi bir çanakta durulmuş tur.

"Ammonotice Rosso" fasiyesini andıran düzeyler vardır. Bayırköy dolayında tayin edilen ammonitlerle, bu kumta nın alt düzeylerindeki kırmızı marnlı katkıların Playansbahiyen veya Domeriyen'e ait oldu u kesinlikle saptanması da, inceleme alanımızda tür tayinlerine yanacak fosillere rastlanmamasıdır.

Bilecik Kireçta 1 (Jb). Harita alanında geni yer kaplayan bu birim, platoda ve de ilmi vadilerin çevresinde dik bir yar yapar. İnceleme alanındaki tipik yüzle i Geçitli K inden (14D) Gökçeler köyüne (7Q) kadar uzanır. Ayrıca harita alanının G inde, Akçasu KB sında ba layıp D ya uzanan ikinci bir yüzle i vardır (ekil 4). Bu kireçta 1, beyaz pembe, kahverengi, tekdüze, ince orta dokulu, çok sert orta kalın katmanlı ve seyrek olarak somdur. Tabana yakın yüzeyde sileks yumruları bulunur.

İnceleme alanında, Bilecik kireçta nın makro fosilleri kıttır. Türkünal¹ *Simbriskites* sp., (Otriviyen Barremiyen) yi ku kulu olarak tanıtmı tır. İnce kesitlerdeki türlerin tanımını Meriç² yapmı tır: *Protopenelopis striat*Weynschenk, *Trobbolina* cf. *elongata* Leupold., *Tintinidae*, *Lituolidae*, *Miliolida*, *Glomospira* sp., *Valvulinidae*, *Tintinidae*, *Thaumatoporella par* *ovisiculifera*. Bu Üst Jurasik'in varlı mı i aretler.

Bilecik kireçta 1, sı , çökel korumalı sakin infralitoral ortam duyarlı elf toplulu u özellikleri gösterir. Kaya tipleri, biyomikrit, pelmikrit, biyosparit, biyoklastlı intrasparittir. Kalınlı ı 240 820 m arasında de i ir. Eksiksiz bir do al kesit Kasımlar (7 81, KB) güneyindedir.

Gölpazarı Gurubu. Üst Kretase, sunulan haritanu B sında, "Vezirhan Formasyonu" ve do usunda "Üzümlü Formasyonu" ile simgelenmi tir. Bu iki formasyonun yanal geçi sahası, Gökçeler köyünün 900 ile 1000 mGB sındadır.

Vezirhan Formasyonu (Kv). Beyaz, ye il, eflatun killi mikrit ile ye il açık ye il tüften olu mu tur. Bu formasyonun yüzlekleri, inceleme alanının B sında Bilecik kireçta nın etrafını sarmı ve çukurluklarına korunmu olarak güney Meryem da ı bindirmesi (6B, C, D) kuzeyinde D B do rultu sında uzanan bir erit halinde izlenir. Vezirhan Formasyonu nun enine kesitlerinden hesaplanan kalınlı ı 75 350 m arasında dadır. Birim Kocada B sında Kızılçukur tepesi K inde Bilecik kireçta 1 üzerinde açılı bir uyumsuzlukla oturur. Canavar doru u tepesi K inde (6 8C), Gemiciköy Formasyonu'nun K e imli kaba kırıntılı kayaları üzerinde, Tuzaklı KB sında (151 1) ise, Kızılçay Formasyonu üzerinde bindirmelidir.

Vezirhan Formasyonu'nda makro fosile rastlanmamı tır. İnce kesitlerde Meriç a a ıdaki mikro fosilleri tanıtmı tır.

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen
Globotruncana lapparenti tricarinata Querau
Globotruncana lapparenti cf. *stuarti* (de Lapparent)
Globotruncanidae (cf. *Rugoglobigerma* sp.)

Bu fauna Vezirhan Formasyonu'nun Kampaniyen Maes tihtiyren ya nda oldu unu i aretler. Nitekim inceleme alanı K inde Ürgün (1956), Vezirhan Gölpazarı yolu üzerinde bulunan Akta damları K indeki kırmızı kireçta 1 boz marnı, Türoniyen Kampaniyen ya lı "Üst Kretase fili i" olarak haritalanmı tır. Altınlı (1965), Yeni ehir dolayında birimi "tüf arakatlı Vezirhan formasyonu" olarak haritalamı ve Türoniyen ya nda bulundu unu bildirmi tir.

Ayrıca Bayatköy (8L) G inde Vezirhan Formasyonu'nda mercek ekinde bulunan tüf, bir asbirim olacak önemde bulun du undan "Bayat Tüf Üyesi (Kvb)" adı verilerek ayrı hari talanmı tır (ekil 4). Genellikle koyu ye il, kaba dokulu, gev ek orta kalın katmanlı, kırıklı ve eklemli olup geçirimsizdir.

Çökellerin ye il kırmızı, koyu boz rengi, karadan türeme kilin azlı ı, pelajik fosillerin egemenli i, mikritik doku, daha do uda fili niteli i ile, tekrarlanan katmanlar arasında bulun u birimin jeosinklinalin sakin bir evreside ve dü ük enerjili az litoral batiyal ortamda duruldu unu gösterir (Krumbein ve Sloss, 1963).

Üzümlü Formasyonu (Kü). Litolojik ve morfolojik özel likleri ile di er formasyonlardan kolaylıkla ayırtlanan bu bi rim tarafımızdan adlanmı tır. Tipik yeri, Üzümlü köyünün (11,GD) 250 300 m do usunda dere içindedir. Tipik kesit, Köprücük deresinde (10Y,GB) ölçülmü tür. Kalınlı ı 250 1740 m arasında de i ir. Batıda Çengeller köyü (BN) dolayından ba layan birim, Akçasu magmatitleri ve Jurasik çökellerini sararak, D da Kavacık köyü'nde (10Y) inceleme alanı dı ı na çıkar (ekil 4). Çok geni bir alan kaplayan bu kaya bi rimi, batıya do ru yanıl bir de i im gösterir. Genel olarak eyil, kumta 1, kireçta 1 araldanması görülür. Seyrek olarak eyil ve kumta 1 arasında çamurta 1, marn veya killi mikrit, kalkarenit ve çakılta 1 katkıları da bulunur.

eyil, boz veya alacalı, mil veya Mil dokulu, tekdüze da yanmı iz, kıymıksı kırıklı, çok ince katmanlı ve laminalıdır. Kumta 1, koyu kahverengi, kaba çok kaba dokulu, çakılı ve ya çakılta 1 katkılı, zayıf tutturulmu , ufanır, orta kalın kat manlı veya seyrek olarak laminalıdır.

Kireçta 1, taze kırık yüzeyi boz, ayrı mı yüzeyi ise ko yu sarı kahverengi, sert, kaba dokulu, kıt fosillidir. Kireçta 1 katkısından i aretçi katman olarak yararlanılmı tır. İnceleme sırasında bu kireçta 1 ayrı haritalanmı ve "Kavacık Kireçta 1 Üyesi (Kük)" adı verilmi tir (ekil 4).

Genellikle kıt fosilli olan bu birimin kireçta 1 ile görülen mik rofosillerini Meriç tanımlamı tır: *Textulariidae*, *Miliolidae* (*Triloculina*, *Quinqueloculma*), *Orbitoides* sp. (*Apiculatus* grubu), *Orbitoides* (*Medius* grubu).

Bu birimden derlenen Collignon³'ün tanımları a a ıda dır:

¹ *Dosinia* sp. aff. *delettrei* Cog. (Senomanien Türoniyen)
Pycnodonta vesicularis Lamk. (Kampaniyen Maestrihtiyen)
Cyprimeria geinitzii Müller.
Perisoptera schlotheimi Roemer.
Alectryonia larva Lamk. (Maestrihtiyen)
Limatula decussata Goldf. (Senoniyen)
Turritella cf. *difficiles* d'Orb. (Maestrihtiyen Daniyen)
Bu faunadaki kimi fosiller Baniyen'e kadar çıkarsa da bu topluluk genel olarak Maestrihtiyen'i i aretler.

Üzümlü Formasyonu'nun stratigrafi istifindeki kaya tip lerinin ritimli tekrarlanımı, çökelme kenarının salınımlarına i arettir. Marn katkıları çökelme çana mın morfolojisine ba ımlıdır.

Yaygın sı denizle kaplı az duraysız eyil, yersel biyostrom alanları, biyosparit, biyomikrit, killi eyil ortamın, infralitoral biyostromal oldu unu gösterir.

(1) M.T.A. Enst. Paleontoloji raporu no. 275, tarih 26.7.1972.

(2) İst. Tek. Üniv. Maden Fak., Jeoloji Kurs.

(3) Chemin Monair, 39 MOIRANS.

Harita alanının KB sında Vezirhan Formasyonu tabanı yakınında bu birimin bol killi malzeme ile birlikte pelajik organizma kapsamı, burada ortamın daha derin ve düşük enerjili olduğu ortamlar. Maestrihtiyen'in üst düzeylerinde spartinin baskınlığıyla mayı gösterir.

Senozoyik

Kızılcay Formasyonu (Tk). nceleme alanında, Üst Kretase birimi üzerinde paralel ve açısız uyumsuzlukla bulunan Kızılcay Formasyonu, nöbetle e kırmızı, turuncu, beyaz çakılta, kumta, boz yeşil marn ve soluk yeşil kilden oluşmuştur. Kötü boylanmalı, küt köeli kumta ile çakılta düzensiz kırıklı, ince dokulu, sert karbonat çimentolu, kırı fosilli, oyu ve dolgu yapılı, marn arakatlı olup, orta kalın katmanlıdır. Akarsuların kavutu u bir gölde durulmuş olabilir. 250 650 m arasında kalınlığı oldu u saptanmıştır.

Geçitli Kireçta (Tge). Orta Üst Lütisiyen'in bol fosilli bir kireçta düzeyidir. Krem kirli sarı, orta sert, kaba dokulu, orta kalın katmanlıdır. Geçitli B sındaki Mezarlık sırtı (14B, GB) tipik yeridir (ekil 4). Tipik kesit te buradadır. Mezarlık sırtı G inde ölçülen stratigrafik kesit, 103.75 kalınlıktadır.

Bol fosilli birimden derlenen a adaki faunanın tanımını Dizer' yapmıştır:

Nummulites atirucus Joly ve Leymerie.
Nummulites praeaturicus Schaub (B Form)
Nummulites uronesis de la Harpe (A Form)
Nummulites rauaulti d'Archiac.
Assilina mamillata d'Archiac.
Assilina exponens Sowerby.

Orta veya Üst Lütisiyen

Plaziat' unların tanımını yapmıştır:

Bpondylus cf. *bifrons* Munster.
Cypraea cf. *bullinus* Oppenheim.
 cf. *Clavella longaeva* Solander.
Campanile cf. *paranae* Boussac.
Diastoma cf. *costellatum* Lamarck.

Üst Lütisiyen

Yukarıda tanımlanan faunaya göre ya kesinlikle Orta Üst Lütisiyen'dir.

stif, geçitli B KB sında ve Gemiciköy G GB sında a mma kalıntıları ekinde görülür. Ço un fosilli olabilen yamaç döküntüsü ve toprakla örtülüdür. Kubat tepe GD sında (9D) ve Evlek kayası sırtında (90E) ise, Bilecik kireçta üzerinde diskordanslıdır. Ço unlukla boz koyu sarı, biyomikrit cinsinden kötü yıkanmış ve olgunlaşmamış bentonik ve nektobentonik fosilli kireçta, sı, balıca düşük, kimide yüksek enerjili infralitoral ortamda çöklemiştir.

Gemiciköy Formasyonu (Tg). Gemiciköy Formasyonu adı altında iki farklı birim vardır. Bunlar KB da Sarıyar (F G) ve Güney deresi boyunca kumta, çakılta, çamurta araldanması; Geçitli batısı Damlalıba sırtında (13 14B) kireçta istif ekinde görülür (ekil 4).

Her iki birim fosil kapsamı ile aynı ya lı, yani Miyosen ya nda, bulunmuştur. Aralarındaki ilgi saptanamamıştır. Bu iki birimin özellikleri öyle özetlenebilir: Ardalanmış kumta, çakılta genellikle iri kırıntılı, kötü katmanlı olup gevrek tutturulmuştur. Kireçta ise: beyaz, boyluklu, köfça, kırı fosilli, belirsiz katmanlı mikrit dismikrittir.

ahinler köyü K inde (9H,KB) ve Asar tepesi'nde (8H, GB) Gemiciköy formasyonunda ayrı bir kireçta üyesi ayrılanmıştır. Bu ayrılan birime " ahinler Kireçta üyesi" adı verilmiştir (ekil 4). Kalınlığı 10 25 m kadardır. Beyaz boz, ince dokulu, sıkı, oldukça sert, orta kalın katmanlı, keskin kırıklı olup seyrek makro fosillidir. Ta cinsi biyomikrittir.

Bu kaya biriminden derlenen makro fosilleri Truc³ tanım lamıştır.

Clausilia.

Physa.

Tudorella.

Leucochroopsis.

Ya : Orta Miyosen

Gemiciköy Formasyonu'nun devamsız katmanlı kumta, kötü derecelenmiş çakılta, kötü katmanlı mikrit dismikrit içermesi, çapraz katmanlı, yanaldeliimli oluşu ve tatlı su fosilleri, birimin selintilerin kavutu u bir göl ortamında durulduğunu gösterir.

Bölgede Kuvarterner, eski ve yeni alüvyon, yamaç döküntüsü ve molozu, birikinti konisi, yer kayması, kireçta erimesi vb. ekileri ile simgelenmiştir.

YAPISAL JEOLJ

nceleme alanı orta kesiminde, iç büküntülü ve dış büküntülü bir yüzlek örneğini sunan Paleozoyik'in matit ve metamorfizleri bulunur. Bu temel karma mın yapısal nitelikleri, daha genç oluşukların çökkelimlerini ve yapılarını etkilemiştir. Öyleki bölgede çökkelim, yapının denetiminde evrimmiştir. Daha yaygın olarak eski temel K ve G inde Jurasik Alt Kretase (?), Üst Kretase ve daha ötelelerde Senozoyik istifleri bugünkü yapıları temelinde bu etkinlikle oluşmuştur.

Harita alanının yapı tasla karmadır. Yöre yapısal niteliğini, temel özellikleriyle kazanmıştır. Kıvrımlar sahada belirgin değildir ve ancak ölçüleri araldayan saha denetimiyle saptanabilmektedir. Eski temel dip kıvrımlarında belirgin değildir. Neojen'den sonra epirojenik etkinlik gözükür.

Kaskatı temel karma mın çok derinden türeyen diskolayonlar geçirmiş ve sırtlarındaki tortul örtü ile birlikte sürüklenme ve bindirmeler oluşmuştur.

Örtüdeki boyuna faylar, daha sert ve kırılğan kireçta larıyla ilgilidir. Bölgede Senozoyik çökellei nde, ço u da yanmış litoloji birimlerinde, eklemler iyi gelişmiştir. Matit ve metamorfizlerdeki eklemler ve yapraklanma ile, dayanımlı litolojilerdeki eklemler sistemli olarak incelenmiştir. Bunların istatistik derlendirilmesiyle bölgenin yapı tahlili bütünlümlüştür.

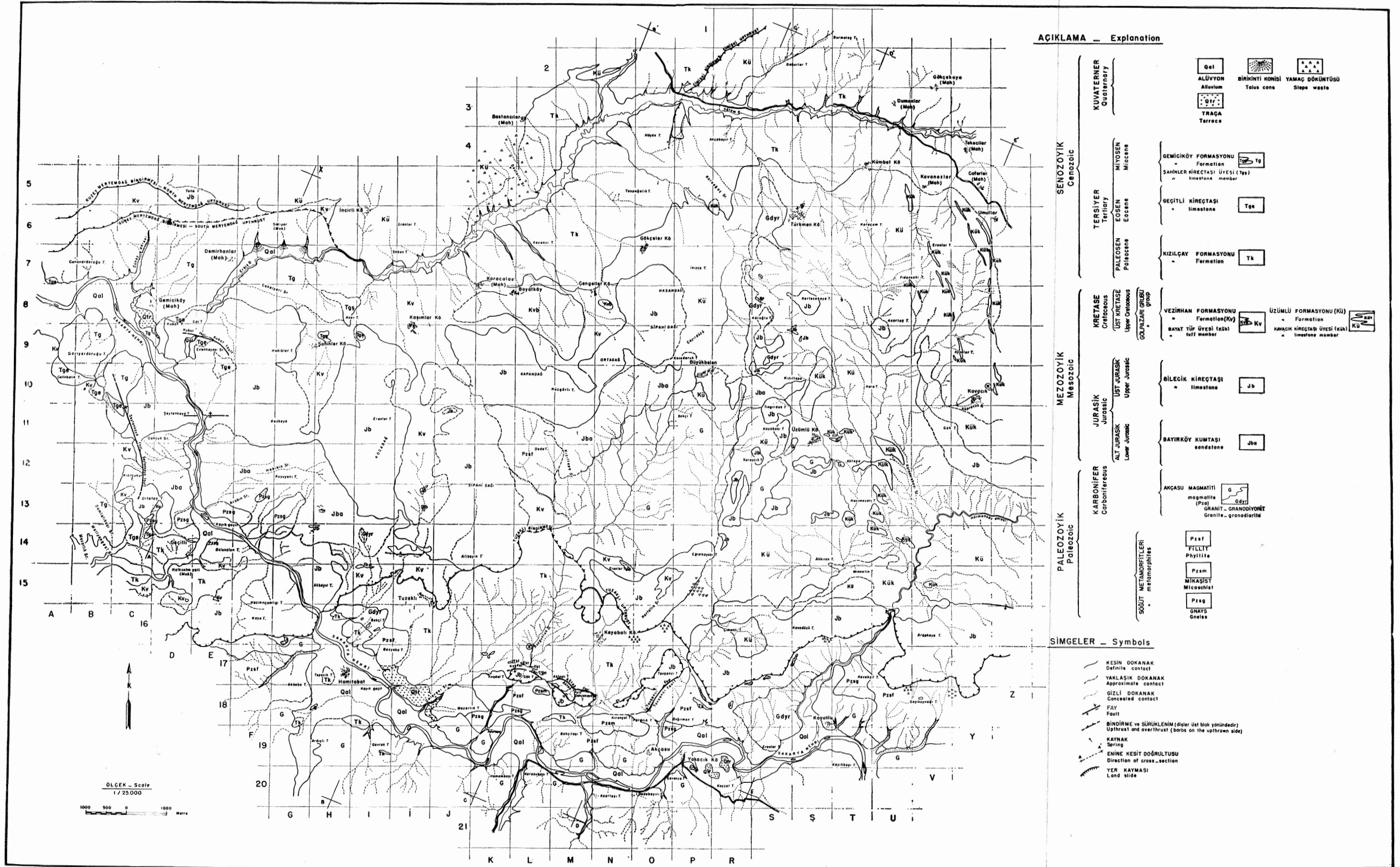
Kıvrımlar ve Eklemler

Her bir kaya biriminin kendine özgü kıvrımlanma üslubu vardır.

(1) İst. Üniv. Fen Fak. Gen. Jeoloji Kürs.

(2) Laboratoire de Géologie Structurale, Faculté des Sciences, ORSAY.

(3) Institut Géologie, LYON.



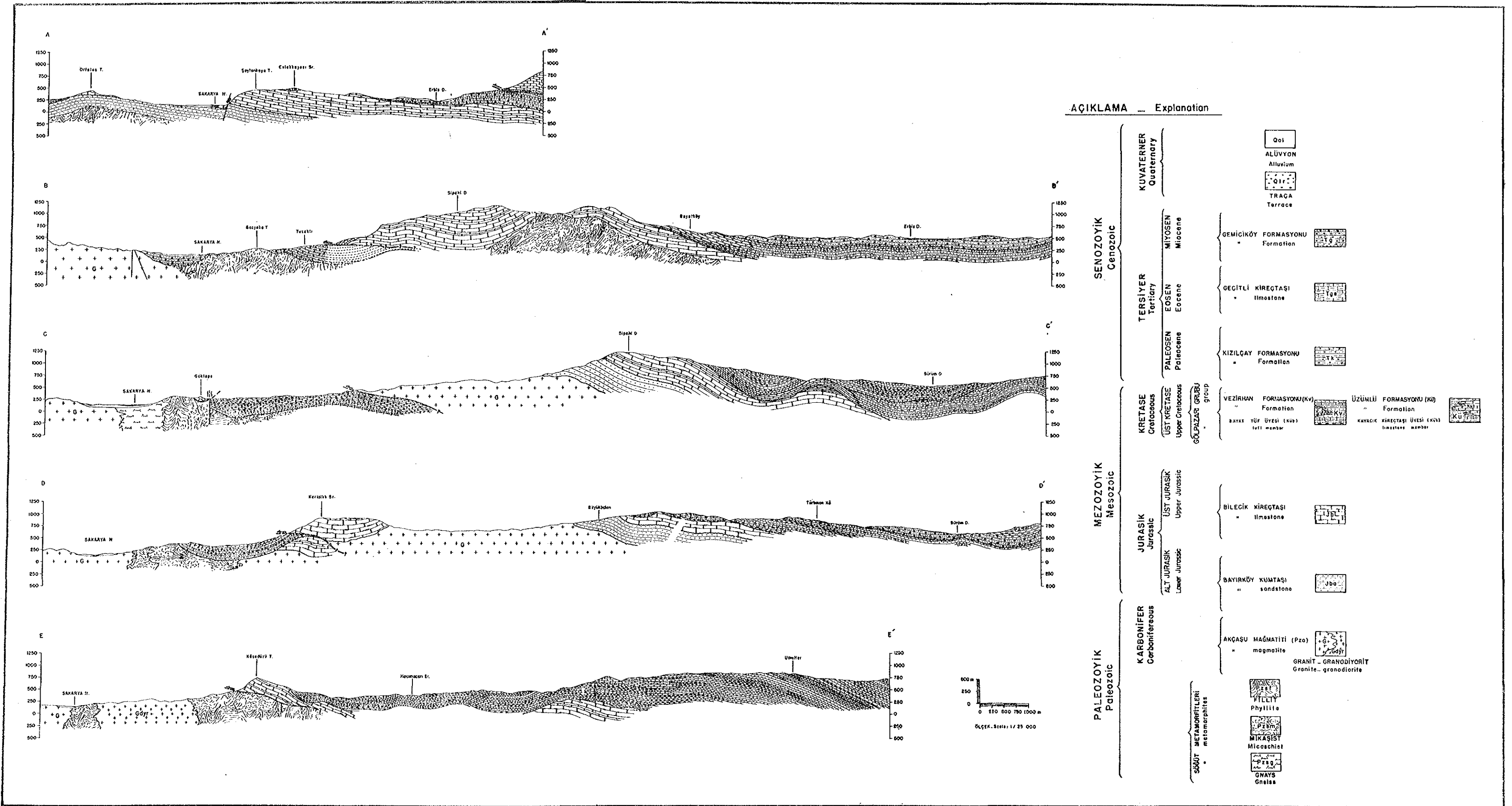
AÇIKLAMA - Explanation

KUVATERNER Quaternary		ALÜVYON Alluvium	BİRİKİMLİ KÖNİSİ Talus cone	YAMAÇ DÖKÜNTÜSÜ Slope waste
		TRAKA Terrace		
SENOZOYİK Cenozoic		TERSİYER Tertiary <ul style="list-style-type: none"> PALEOSEN Paleocene EÖSEN Eocene MİYOSEN Miocene 		
		KIZILÇAY FORMASYONU Kizilçay Formation	GEMİKÖY FORMASYONU Gemiköy Formation	SAHİMLER KIREÇTAŞI ÜYESİ (Tg) Sahimler limestone member
		BAYIRKÖY KUMTAŞI Bayırköy sandstone	VEZİRHAN FORMASYONU Vezirhan Formation	UZÜMLÜ FORMASYONU (KÜ) Üzümlü Formation
MEZOZOYİK Mesozoic		JURASİK Jurassic <ul style="list-style-type: none"> ALT JURASİK Lower Jurassic ÜST JURASİK Upper Jurassic 		
		BAYIRKÖY KUMTAŞI Bayırköy sandstone	BİLECİK KIREÇTAŞI Bilecik limestone	KAVAK KIREÇTAŞI ÜYESİ (Kv) Kavak limestone member
PALEOZOYİK Paleozoic		KARBONİFER Carboniferous <ul style="list-style-type: none"> ALT KARBONİFER Lower Carboniferous ÜST KARBONİFER Upper Carboniferous 		
		AKGÖZÜ METAMORFİTLERİ Akgözü metamorphites	AKGÖZÜ MAGMATİTİ Akgözü magmatite	GRANİT - GRANODİYORİT Granite - granodiorite

SİMGELER - Symbols

- KESİN DOKANAK
Definite contact
- YAKLAŞIK DOKANAK
Approximate contact
- GİZLİ DOKANAK
Concealed contact
- FAY
Fault
- BİNDİRME VE SÜRÜKLENİM (diğer üst blok yönündedir)
Upthrust and overthrust (bars on the upthrown side)
- KAYNAK
Spring
- ENİNE KESİT DOĞRULTUSU
Direction of cross-section
- YER KAYMASI
Landslide

Şekil 4: Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeoloji haritası
Figure 4: Geologic map of the Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) area.



Sekil 5: Uzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojik kesitleri.
Figure 5: Geological cross-sections of the Uzümlü-Tuzaklı (Bilecik) area.

Sö üt metamorfitlelerinde, arazide gözlenen kıvrımlar ikin cil ve hatta üçüncü önemde olup, dar ve sıkı ıktırlar. Simi ler ve yer yer disharmonik görünümüdür. Bölgesel yapı yö nünden, Sö üt metamorfitlelerindeki kıvrım eksenlerinin gidi i ne göre yapılan genetik sınıflamada K 72 D eklem takımı kompresyon, K 14 D eklem takımı boyuna, K 30 B eklem ta kımı enine eklemidir. Sö üt metamorfitlelerinde K 14 B, K 72 D ve K 51 D eklem takımları iyi geli mi tir.

Bilecik kireçta ı, tıpkı kaplumba a kabu u gibi. yük sekleri olu turur. Bir dereceye kadar da altındaki olu uklar için koruyucu bir örtü olu turmu tur. Farklı a nıma ile bu günün dorukları, oldukça paralel gidi li, yayvan olarak az ba kılımlı, tek veya çift dalımlı, aralı ve a amalı harita örnek lidir. Kıvrım eksenı gidi ine dayandırılan genetik sınıflamada K 70 D eklem takımı kompresyon, K24 Beklem takımı tan sıyon ile olu mu tur.

Üst Kretase çökelleri, yapı alçaklarını sıralar ve daha ya lı olu ukların yükseklerini sarmı tir. Bu as sistemin da yanm ız litolojilerinde, 2 de i ik kıvrım geli mi tir. Az dayanımlı killi kireçta ı, eyil ve tüften yapıma Vezirhan Formasyonu'nda dar olarak bakı ımsız ve devrik, oldukça dayanımlı kumta ı ve kireçta ından yapıma Üzümlü Formasyonu'nda bakı ımlı, açık kıvrım bulunur. Üst Kretase sedimanlarında K 35 B eklem takımı kompresyon, K51 Deklem takımı tansiyon ile olu mu tur.

Tersiyer'in yumu akça olu uklarında tüm kıvrımlar yayvan, dü ük yapısal engebelidir.

Dislokasyonlar

Harita alanında, bölgesel önemde bulunan de i ik yönlü dislokasyonlar saptanmı tir. Bunların eski temelden türeyenleri birinci dereceden, Bilecik kireçta ı gibi dayanmalılarda geli enleri ise ikinci derecedendir.

Bölgenin ba yapı özelli i olan bindirmeler iki tane olup, harita alanının K inde, sürüklenim ise G inde bulunur. Tuzaklı sürüklenimi, GB daki Kayatepe G inden (16F) D da Arapkaaya tepesi'ne (16U) kadar uzanır. Harita alanı KB smda görülen Meryemda bindirmeleri ile KD daki Çemi ki bindirmesi Eroskay (1965) adlandırdı ı bindirmelerin devamıdır (ekil 4).

Faylar

- nceleme alanı K inde, Gemiciköy GD sunda (9D E), Bi lecik kireçta ında geli mi bulunan "Kubat Fayı" normal, basamaklı bir fay olup BKB DGD yönünde kavisli olarak 15 km kadar uzanır. Fay düzlemi boyunca cilalı ve çizikli yüz, fay killi vb görülür. eytankaya D sunda (11E) D B gidi li, 1 km kadar uzun, normal, basamaklı fay da, Bilecik kireçta ında geli mi tir.

Sakarya vadisi K indeki Kızılcay Formasyonu ile Bilecik kireçta ı arasında, K 55 60 B gidi li, paralel, 2 normal basamak fay izlenir. Bunların biri Ku dal tepesi'nde (17L), ötekide Dekçekayatepe (18M) K indedir. Her iki fayın da K bloku alçalmı tir. K de bulunan "Akta Fayı" 78° KD ya, G deki "Ku dal Fayı" ise, 80° KD ya e imlidir. Daha D da Tav ancı tepesi G inde (17 180, P), Sö üt metamorfitleleri ile Kızılcay Formasyonu arasında, K 65 70 D gidi li, normal, basamaklı "Tav ancı Fayı" bulunur.

Boyuna olan bu fayların olu masında zorunlu stres, yer çekimi ile ili kili ise de, bölgesel kompresyonun da etkisi vardır.

Harita alanı B sı eytankaya tepesi'nde bulunan sol yön lü, do rultu atımlı eytankaya Fayı'nın izi, Ortaba tepesi B sından (13G D) ba layarak KB ya do ru uzanır. Bölgesel kompresyonla yakından ili kilidir.

BÖL.GENİN JEOLJ EVRİMİ

nceleme alanında Sö üt metamorfitleleri, bilinen jeoloji evriminin ba langıç peryodudur.

Sö üt metamorfitleleri, Hersiniyen öncesi Kaledoniyen ha reketleriyle kıvrılanmı tir. Magmatik faaliyetler farklı za man a ımlarında bu ortamı etkilemi , sırasıyla granit ve gra nodiyorit, Sö üt meamorfileleri arasına yerle mi tir. Sö üt me tamorfitlelerinde, olu umlarından sonraki orojenez fazları et kisiyle, çok sıkı kıvrımlanma ve su üstüne yükselme olmu tur.

Bu yükselme karaya Jurasik ba ında yüksekçe enerjili sı bir deniz B dan ilerlemi , kraton içi çanakta, billursal te melden türeme ta lı, kuvarşlı, feldispatlı vake ve arenit, kimi marn ve karbonatın ardalandı ı bakı ımsız dönemli çökeller durulmu tur. Ortam *Spondylus*, *Pentacrinus*, *Spiriferina*, echinid gibi sı deniz faunasının fosille mesine elveri li olmu tur. Liyas sonuna do ru deniz çekilmeye ba lamı , Doneçik hareketleriyle ülke yükselme tir. Üst Jurasik ba ına kadar kara halinde kalan bölgeye, yine sı bir deniz B dan ilerlemi , çökel korumalı sakin infralitoral ortamda, intraklastlı biyosparit, biyoklastlı intrasparit ve intramikrit ile, oolitle intrapelmikrit çökelti mi tir. Üst Jurasik'te bölgeyi kaplayan denizin, önce harekeli sonra sakin olu u, altta oolit, üstte de mikrit bulunmasıyla anla ılır. Bu ortam, ço u *Algae* olmak üzere çökel ba layıcı iskelet, iri foraminifer, krinoid, echinid, brachiopod, bivalvi, bryozoa ya amına elveri li olmu tur. Üst Jurasik sonunda Kimmerik sonu hareketleriyle deniz çekilmi ve ülke yükselerek a nıma geçirmi tir.

nceleme alanı, Senomaniyen'de ba layan, B dan gelen transgresyonla kaplanmı tir. B dan D ya do ru derinli i azalan bu çana ın B kesiminde, Mili kireçta ı eyil ve tüften olu mu bir litoloji toplulu u, D da, kenar çana ında çapraz katmanlı, karı ık markalı ta lı, kuvarşlı, feldispatlı vake ve arenit, millî eyil, killi mikrit ve biyosparit durulmu tur. B da, aslitoral batiyal ortamda, pelajik fauna, D da mercan, kalın kavkılı bivalvi, brachiopod, echinid vb. li bir fauna geli mi tir. Maestriyen sonunda deniz çekilmeye ba lamı , Laramik hareketleriyle ülke yükselme tir.

Landeriyen'de harita alanı tatlı acı sulu gölle kaplanmı , içersine yaygı kumu, kumta ı, çakılta ı, milta ı, tatlı su karbonatı çökelti mi tir. Bu gölde *Velates*, *Ampullina*, *Sycum*, *Venericardia*, *Lucina* vb. ya amı tir. Landeniyen sonunda deniz çekilmi ve ülke, Van hareketleriyle yükselme tir.

Lütesiyen ba ına kadar kara olan bölgeye Lütesiyen'de, sı , hareketli bir deniz B dan ilerlemi , çanak kenarında biyomikrit cinsinden kötü yıkanmı bir çökelti durulmu tur. Infralitoral ortamda bentonik ve nektobentonik bir fauna geli mi tir: *Nummulites*, *Assilina*, *Alveolina*, *Cardium*, *Chama*, *Spondylus*, *Pecten*, *Cypraea*, *Voluta*, *Velates*, *Natica* vb. Üst Lütesiyen sonuna do ru deniz çekilmeye ba lamı , Pireneyik hareketlerle ülke yükselme , kara halini almı tir. Deniz, Lütesiyen'den sonra artık bölgeye u ramamı tir.

Miyosen'de inceleme alanı KB sı tatlı su gölüyle kaplanmı , içersine kötü katmanlı kumta 1, çakılta 1, kılta 1, mikrit cinsinden çökel durulmu tur. Miyosen sonuna do ru, Attik hareketleriyle ülke yükselme tir. Meryemdağ, Çemi ki bindir meleri ve Tuzaklı sürüklenimi gibi önemli dislokasyonlar, bu fazda veya daha sonraki hareketlerle geli mi tir.

Kuvaterner'de topoğrafya, yapı denetiminde geli mesini sürdürmü ve bölgenin genel yapı tasla ı bozulmamı tir. Pa sadenik fazıyla ili kili yükselme ve alçalmalarla taraçalar olu mu , ayrıca, yer ekilerinin evrimi karma ık geçmi tir. Yükseklerin ya lı topoğrafyası olası Pliyosen'den kalıtsaldır.

Pleistosen'in ya lı iklimiyle akarsu a ı gittikçe derin le mi tir. Bol sulu Sakarya'nın de me hızına, özellikle sulu veya kuru dereler uymadıklarından aslı vadiler halinde kalmı larıdır.

Çıpakla ma ile hızlanan çentme, kötü etkilerini sürdür mektedir ve toprak a nması hızlıdır.

SONUÇLAR

"Tuzaklı Üzümlü dolayın jeoloji incelemesi"nde dolaylı veya dolaysız a a ıdaki sonuçlar sa lanmı tir:

1 — Bölgenin, /25.000 ölçekli jeoloji haritası, 2 grup, 3 formasyon, 3 üye ayırtlanarak hazırlanmı tir.

2 — "Eski Temel" magmatit ve metamorfileri iki kaya birimine ayrılarak Sö üt metamorfileri, gnays, mika ist ve fillit olarak; Akçasu migmatitleri de, granit ve granodiyorit olarak ayırtlanarak haritalanmı tir.

3 — Gölpazarı Grubu, Vezirhan Formasyonu ve Üzümlü Formasyonu'na bölünerek haritalanmı tir. Vezirhan Formasyonu'nda "Bayat Tüf Üyesi", Üzümlü Formasyonu'nda, "Kavacak Kireçta ı Üyesi" ayırtlanmı ve haritalanmı tir.

4 — Orta ve Üst Lütedyen kireçta ı ayrı haritalanmı ve "Geçitli kireçta ı" olarak adlanmı tir. Gemiciköy Formasyonu'nun üst düzeylerini olu turan kireçta ı, ayrı bir harita birimi olarak ayırtlanmı ve " ahinler Kireçta ı Üyesi" olarak haritalanmı tir.

5 — Tuzaklı sürüklenimi ve önemli faylar haritaya i len mi , daha önce saptanmı Meryemdağ ve Çemi ki bindirmelerinin devamları izlenmi tir. Bunların örne i ve olu um şekilleri, mekanik yönden belirlenmi tir.

6 — Eski temelin, çökelim ve tektoni e etkileri saptan mı tir. Temel karma ı ı ile üstündeki çökelimlerin ba mlılı ı açıklanmı tir.

7 — Etkin olmu orojenez fazları saptanmı ve bölgenin tektonik ve yapısal evrimi taslaklanmı tir.

8 — Kumta larının adlandırılmasında Travis (1970), ki reçtaşlarının kilerde Folk (1959) ve Todd (1966) sınıflamaları uygulanmı tir.

KATKI BEL RTME

Konunun seçilmesinden çalı manın sonuna kadar bir çok kez araziye gelerek çetin saha sorunlarının çözümlerini yönlendiren ve her türlü yardımı esirgemiyen İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsü Profesörü Dr. İ. E. Altınlı'ya ükranlarımı sunarım.

Bir kısım fosillerin tayini için gerekli yardımı sa layan Prof. Dr. M. Akartuna ve Prof. Dr. A. Dizer'e (İst. Üniv. Fen. Fak. Genel Jeoloji Kürsüsü), saha ve labaratuvar çalı mala

- rına yardımda bulunan Doç. Dr S. O. Eroskay, Dr. Y. Yılmaz (İst. Üniv. Fen. Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü) Doç. Dr. Ö. Öztunalı ve Asist. A. Erda (İst. Üniv. Fen. Fak. Petrografi ve Mineroloji Kürsüsü) ile, Doç. Dr. E. Meriç (İst. Tek. Üniv. Genel Jeoloji Kürsüsü)'e te ekkür ederim.

Türkiye Bilimsel ve Teknik Arama Kurumu'na, 1970 73 yıllarında sa ladı ı "Doktora Bursu" için müte ekkirim.

Yayıma verildi i tarih: Haziran, 1976

DE N LEN BELGELER

- Abdüsselâmo lu, M. Ş. 1959, Almacık da ı ile Mudurnu ve civarının jeolojisi: İst. Üniv. Fen. Fak. Monog., 14.
- Akartuna, M., 1968, Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi: İst. Üniv. Fen. Fak. Monog., 20.
- Altınlı, İ. E., 1965, Yeni ehir havzasının jeolojik ve hidrojeolojik in celemesi: İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B, Cilt XXX, Sayı 12, s. 31 51.
- Altınlı, İ. E., 1961, İzmit Kurucada alanının jeolojisi: İst. Üniv. Fen. Fak. Tatbiki Jeol. Kürsü (yayımlanmamı).
- Arkell, W. J., 1956, Jurassic Geology of the world: Oliver and Boyd.
- Badgley, P. C., 1965, Structural and tectonic principles: Harper and Row, New York.
- Brinkman, R., 1971, Kuzeybatı Anadolu'daki Genç Paleozoyik ve Eski Mesozoyik: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, Sayı 76, s. 61 74.
- Code of Stratigraphic Nomenclature, 1961, Am. Assoc. Petroleum Ge ologists Bull. v. 45, no. 5, p. 645 665.
- Ço ulu, E., Delaloye, M. ve Chessex, R., 1965, Sur l'age de quelques roehes intrusives acides de la re'gion D'Eski ehir (Turquie): Extrait des Archives des Sciences, Génève, v. 18, fasc. 3.
- Dennison, J. M., 1968, Analysis of geologic structures: W. W. Norton and Company Inc.
- Duff, P. M. D. Hallam, A. ve Walton, E. K., 1967, Cyclic sedimen tation: Elsevier.
- Eroskay, S. O., 1965, Pagalar bo azı Gölpazarı sahasının jeolojisi Geology of the Pa alar gorge Gölpazarı Area: İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B, XXX, 3,4, 135 170.
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist, 43, 1.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestones types, in Classi fication of Carbonate Rocks (Ham. "W. W., Editor): Am. Pet roleum Geologists, Memoir 1.
- Granit, Y. ve Tintant, H., 1960, Observations pre"liminaires sur le Ju rassique d la re'gion de Bilecik (Turquie): Lab. de Géol. Faculte des Sciences, Dijon.
- Ketin, İ., 1947, Uluda masifinin tektoni i hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bül. I, I, 60 87.
- Krumbein, C. W. ve Sloss, L. L., 1963, Stratigraphy and Sedimen tation: W. H. Freeman and Company.
- Mc. Elhinny, M. W., 1967, Statistics of a spherical distribution, De velopments in Solid Earth Geophysics 3, p. 313 321. Elsevier.
- Mehnert, K. R., 1968, Magmatites and the origin of granitle rocks: Eisevier.
- Okado, H., 1971, Classification of sandstone: The Journal of Geology, v. 79, no. 5, p. 509 525.
- Öztunalı, Ö., 1967, Uluda (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Ana dolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri: İst. Üniv. Fen. Fak. Mineroloji ve Petrografi Kürsüsü (Doçentlik tezi).
- Ramsay, G., 1967, Folding and Practuring of rocks: Mc. Graw Hill.
- Todd, T. W., 1966, Petrogenetic classification of carbonate rocks: Jour. Sed. Petrology, 36, 2, 317 340.
- Travis, R. B., 1970, Nomenclature of Sedimentary rock: Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologist, 54, 7, 1095 1107.
- Turner, F. J., 1968, Metamorphic petrology "Mineralogical and field aspect": Mc. Graw Hill Book Co., New York, London.
- Ürgün, S., 1956, Gölpazarı Geyve Taraklı Göynük civarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derleme Rap., no. 2711 (yayımlan mamı).
- Whitten, E. H. T., 1966, Structural geology of folded rock: Rand Mc. Nally and Co.
- Winkler, H. G. F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rock: Springer Verlag.

Sancaktepe granitinin (Kocaeli yarımadası) mutlak yaşı ve jenezi

Absolute age and genesis of the Sancaktepe granite (Kocaeli peninsula)

İSMET YILMAZ *Mineraloji Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara*

ÖZ: Marmara denizinin kuzeyinde »Kocaeli yarımadasındaki intrüzif Sancaktepe graniti, jeolojik olarak Silüriyen son rası yaşıyla bilinmektedir. Bu çalışmanın amacı jeokronometrik yöntemlerle granit masifinin mutlak yaşı ve jeoloji, petrografi ve jeokimya verileriyle kökenini saptamaktır. Rb-Sr izokron yöntemi ile granitin yaşı 255 ± 5 milyon sene bulunmuştur. Granitten ayrılan biyotitler üzerinde uygulanan K-A yöntemiyle yapılan ölçümler 254 milyon sene yaşı vermiştir. Bu iki yöntemle varılan sonucun benzerliği granitin bir tek zamanda, Saksoniyen'de (Permiyen) post orojenik olarak meydana geldiğini göstermektedir. Sr'mun ilksel oranının çok düşük olması granitin, derin kökenli, intrüzif ve jüvenil özelliğinin kanıtıdır.

ABSTRACT: Sancaktepe granite which is situated in Kocaeli peninsula to the north of sea of Marmara is known geologically to be Silurian in age. The purpose of this study is to determine the absolute age of the massif using geochronologic methods and the origin of it through time data provided by geology, petrography and geochemistry. The age of the massif was found to be 25 ± 5 million years by Rb Sr isochron method. K A measurements made on the biotites of the granite show that this massif is 254 million years old. On the basis of both methods which gave similar results, it could be indicated that the granite has one phase of formation during Saxonian (Permian) time by post orogenic movements. This granite is alkaline and rich in quartz was highly evolved from the point of view of geochemistry. Initial ratio of Sr is very low, and this proves that the granite is deep seated, intrusive and juvenile in character.

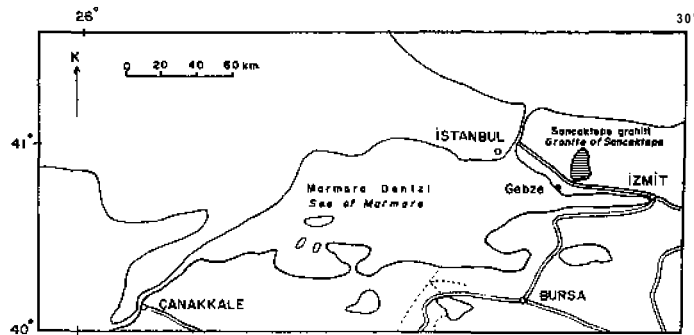
G R

ncelenen Sancaktepe graniti Kocaeli yarımadasında Gebze'nin kuzeyinde kalır (ekil 1). Granitin mutlak yaşı saptamak için jeokronoloji yöntemleri arasında en sık kullanılan Rb Sr yöntemine başvurulmuştur. Bu yöntemle tüm kayaların izokronu çizilebilir amacıyla bölgeden alınan değişik granit örnekleri, laboratuvarda kimyasal olarak da değişik özellikte oldukları saptandıktan sonra izotopik bileşim ve çözeltileri hazırlanarak kütle spektrografisinde analiz edilmiştir. Tüm kayadan ayrılarak saflaştırılan ortoklaz, plajiyoklaz ve biyotit gibi minerallerde izokron çizerek yaş saptamaları denmiştir. Rb Sr yöntemiyle elde edilen yerleşim yaşı ile yeni jeolojik olaylar sırasında masifin bu olaylardan etkilenip etkilenmediğini belirlemek amacıyla, en kolay etkilenebilen biyotit mineralleri üzerinde K A yöntemiyle de araştırma yapılmıştır.

Daha önce bölgede jeolojik ve jenetik araştırmalarda bulunulmuş ancak masifin yaşı hakkında Ketin (1960) ve Bürküt (1966) arasında görüş ayrılıkları olmuştur. Bu çalışmanın amacı, yaş saptamasıyla birlikte petrografik ve jeokimyasal yeni verilerin yardımıyla sorunun çözümüne yönelik petrojenetik bir sonuca ulaşmaktır.

JEOLOJİK VERİLER

Haritada bir elipsi andıran Sancaktepe graniti, yaklaşık 100 km² lik bir alanı kaplar. Bölgesel jeolojide bu granitin yeri Brunn (1960) tarafından Yunan Rodop silsilesiyle birlikte, kesin olmayan çizimler içinde gösterilmiştir. O halde bu granit Türkiye da silsilelerinin merkezi çekirdek kuşağına oluşturan eski masiflerle birlikte düşünülebilir. Graniti Silüriyen'den Triyas'a kadar yaşları olan tortul seriler sarar. Silüriyen'i arkoz, kuvarisit ve grovaklar simgeler. Silüriyen Devoniyen geçi zonunda kireçtaşıları, alt Devoniyen'de killi istler ve or



Sekil 1: Yer buldum haritası.

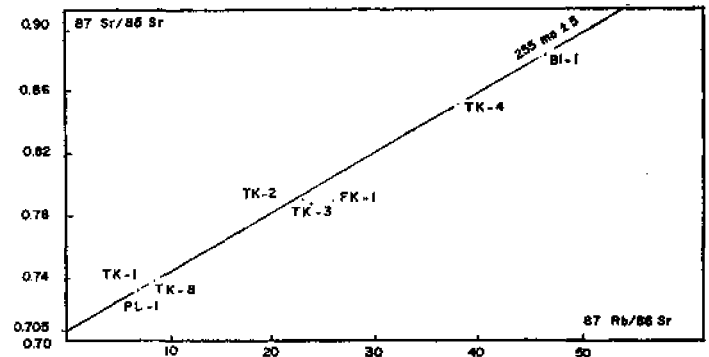
Figure 1: Location map.

ta Devoniyen'de ise silikli ve yumrulu kireçtaşıları belli başlı kayalardır. Granit bu çökelleri kesmiş, arkoz ve grovaklar üzerinde zayıf bir kontak metamorfizmasına neden olmuştur. Bu kontakta benekli istler görülmektedir. Triyas taban konglomeraları içinde granitin çakılları bulunur (Ketin, 1960). Bürküt'e (1966) göre bu çakıllar granitik olmayıp volkanik ve gnaysik kökenlidir.

PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL VERİLER

Granite çıplak gözle bakıldığında büyük ortoz kristalleri, bol miktarda kuvaris ve renkli mineraller gözlenir; arazide hemen hemen her yerde bozumu görünümündedir. Araştırmalarda kullanılan bozumu örnekleri ta ocağı için açılmış kazılardan alınmıştır. Mikroskopta orta boy taneli bir doku gözlenir. Kuvaris ve daha büyük boyda ortoz mineralleri ksenomorftur. Ortozlar bazı yerlerde kuvaris ağırdır. Ortöz ve albit ikizli plajiyoklazlar az da olsa serisit ve kaolinite dönüşümü tür. Renkli minerallerin tamamını biyotitler oluşturur. Biyotitler küçük yaprakçıklar halindedir, kloritle me gösterir. kincil olarak zirkon, apatit ve manyetit içerirler.

Kimyasal analizlerinden (çizelge 1) itibaren hesap edilen C.I.P.W. Lacroix parametrelerine (çizelge 2) göre bu kayaların silikli, alkalin ve hololökokrat karakterde oldukları anlaşılmaktadır. $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ in ilksel değeri Gast (1967) a göre eski kabuk gereçlerinin kısmi ergimesiyle oluşmuş, derin kökenli üst mantoya ait "juvenil" karakterli bir magmanın önemli bir kirlenme olmaksızın intrüzyon olarak yerleştiğini kanıtlar. Bu değer ekil 2'de ki izokron üstünde izlenmektedir.



Sekil 2: Jeokronolojik diyagram (analitik duyarlılık, $87\text{T}/86\text{Sr}$: %01 ve $87\text{Rb}/86\text{Sr}$: %1-2).

Figure 2: Geochronologic diagram (analytical precision, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$: %01 and $87\text{Rb}/86\text{Sr}$: %1-2).

Çizelge 1: Kimyasal analizler (O. B. P. G. Vandoeuvre / Fransa laboratuvarlarında yapılmıştır).

Table 1: Chemical Analyses (Analysed laboratories of C. B. P. G. Vandoeuvre / France)

Bileşenler	Örnek no. 2	Örnek no. 3	Örnek no. 4	Örnek no. 7	Örnek no. 8
Components	Sample no. 2	Sample no. 3	Sample no. 4	Sample no. 7	Sample no. 8
	%	%	%	%	%
sp_2	77,68	77,39	78,37	76,25	74,17
Al_2O_3	12,23	12,52	11,62	12,82	12,50
Fe_2O_3 (tüm)	0,80	0,60	0,70	1,29	1,29
MnO	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04
MgO	0,10	Eser	Eser	0,30	0,30
CaO	0,40	0,50	0,50	0,70	0,89
Na_2O	3,54	3,46	3,73	3,46	3,47
K_2O	4,67	4,77	4,67	4,77	4,81
TiO_2	0,14	0,22	0,15	0,28	0,24
H_2O	0,60	0,65	0,67	0,59	0,78
Nadir Elementler					
Trace elements	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	94	79	84	437	412
Co	72	66	75	68	60
Cr	<10	<10	<10	<10	<10
Cu	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	40	25	20	80	79
V	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	<10	64	<10	<10	<10

Çizelge 2: C.I.P.W. - I*acroix parametreleri

Table 2: C.I.P.W. - X*acroix parameters

Örnek no	P	q	r	s	h	k
Sample no.						
2	I	3	1"	3	4	1
3	I	3(4)	1"	3	5	1
4	I	3(4)	1	3	3"	1
7	I	(3)4	1(2)	3	"4	1
8	I	(3)4	(1)2	3	"4	1

Çizelge 3: Badyometrik analitik sonuçlar (Bb-Sr yöntemi).

(Bu analizler C.B.P.G. - Vandoeuvre laboratuvarlarında yapılmıştır.)

(1) Bu analizler izotopik çözelti yöntemiyle yapılmıştır.

(2) $\frac{87Sr}{88Sr} = 0,1194$ için normalize standart E ve A: 0,7080 dir.(3) $\frac{7Sr}{87Sr} = 0,712$ alınarak bulunan yaşlar.

Table 3: Results of radiometric analyses (Bb-Sr method).

(analysed at laboratories of C.B.P.G. - Vandoeuvre.)

(i) Analysed by isotopic solution.

(2) For $\frac{86Sr}{88Sr} = 0,1194$, normalized standard E and A is 0,7080.(3) Ages calculated by assuming- $\frac{7Sr}{87Sr} = 0,712$

örnek no	Örnek cinsi	Bb (tüm) ppm (1)	S7Bb/**Sr	$\frac{87Sr}{88Sr}$ (2)	Sr (Tüm) ppm (1)	Konvansiyonel Yaşlar (3)	İzokron Yaşları
Sample no	Sample type	Bb (total)			Sr (Total)	Conventional Ages	Isochron Ages
1	Tüm kayaç	171	8,9500	0,7390	55,2378	205	250ifill
2	"	190	23,6129	0,7936	23,4964	236	M. S.
3	"	196	24,4598	0,7902	23,2543	218	253 ₊₉
4	"	278	38,3981	0,8527	20,9439	250	M. S.
8	"	161	7,0440	0,7323	66,3552	197	254I118
1	Biyotit	435	46,5851	0,8851	27,0341	253	M. S.
1	Plajiyoklaz	192	5,7177	0,7257	97,3187	164	255ip
1	Ortoklaz	404	26,5929	0,7870	43,9843	192	M. S.

• YA SAPTAMALARI

Rb Sr Yöntemi

Bu yöntem granitten ayrılan mineraller ve tüm kayaç örnekleri üzerinde uygulanmıştır. Çizelge 3' de izlendiği gibi 87 Rb/86 Sr oranı arttıkça konvansiyonel stronsiyum yöntemiyle (87 Sr/86 Sr = 0,712 alınarak) hesap edilen ya da daha geçerli olmaktadır. Çizelgede 4 numara ile gösterilen tüm kayacın ölçülen Rb/Sr oranı 38,3981'e eşittir. Bu de erden kayacın 250 milyon yıl yaında olduğu saptanmaktadır. Aynı çizelgede granitten ayrılan biyotite ait 87 Rb/86 Sr de eri 46,5851'e eşit gösterilmiştir. Bu artlarda hesap edilen ya 253 milyon senedir. Normal bir rubidyum atomu için kullanılan bölünme sabiti 87 Rb = 1,47.10⁻¹¹ n (Flynn ve Glandenin, 1959) olarak bulunmuştur.

Tüm kayaç örneklerinin ve ayrılmış biyotit, ortoklaz ve plajiyoklaz minerallerinin incelenmesi kütle spektrofisiyle izotopik bileşimleri, rubidyum ve stronsiyum tönörleri saptanarak yapılmıştır. Bu ölçüler her mineral ve tüm kayaç örnekleri için 87 Sr/86 Sr ve 87 Rb/86 Sr de erlerinin saptanmasına yardımcı olmuştur. Varılan sonuçlar çizelge 3'de görülmektedir. Bu de erlerden sadece tüm kayaçları içeren Nicolaysen (1961) izokron hesabı masifin 250±11 milyon sene yaında olduğu göstermektedir. 87 Sr/86 Sr köken de eri 0,705 ±0,002'dir. Bir feldispat plajiyoklaz, bir potasyumlu feldispat ve bunlara karışık gelen tüm kayaca ait izokron hesabı 153±11 milyon sene yaını vermiştir. Bu sonuncu de er masifin gençleşmesini gösterir mi? E er böyle olsaydı argon yöntemiyle yaını araştırılan biyotit minerallerinin de bu gençleşme etkinliği olmaları gerekirdi. Üstelik ta in petrografik incelemesi potasyumlu feldispat minerallerinin fazlaca bozulmuş olduklarını göstermektedir. Bu ise potasyumlu feldispatların katıldığı bir de erlendirimin geçerli olmayacağı yaını veya bu yaını bir gençleşme ürünü sayılamayacağı yaını bir kanıttır. Mineral ve tüm kayaçların bir arada gösterildiği izokron (ekil 2) masif için 255±5 milyon sene yaını vermektedir.

K A Yöntemi

Bu yöntem, 2nolu granit örneğinden ayrılan biyotit mineralleri üzerinde uygulanmıştır. Argonun kütle spektrogra-

fisi ve potasyumun atomik absorpsiyon aygıtıyla dozajları yapılmı , u analitik sonuçlara varılmı tır:

$$K = \%5,85 \text{ } ^{40}\text{K} = 5,85 \times 18,1668 = 106,275778$$

$$^{40}\text{A} = 1,69622 \text{ atmosfer/gram.}$$

Radyojenik potasyumun γ ve β bölünme sabitleri Hurley, Hunt ve Pinson (1963)'a göre $\lambda_{\gamma} = 0,585 \cdot 10^{-10}$ sene⁻¹ ve $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ sene⁻¹ dir. Bu de erler ya formülünde (Besair, 1963) yerlerine konularak

$$t = \frac{1}{\lambda_{\gamma} + \lambda_{\beta}} \cdot \log \left(1 + \frac{^{40}\text{A}}{^{40}\text{K}} \cdot \frac{X_{\gamma} + A_{\beta}}{xy} \right) = 254 \text{ milyon}$$

sene bulunur.

Biyotitin verdi i bu ya , Rb Sr yöntemiyle elde olunan plajiyoklaz+biyotit+tüm kayaç izokronunun verdi i ya ın benzeridir. Her ikisi de Saksoniyen'i (Permien) i aret eder ve bir tek zamanda yerle mi granit masifini gösterir.

SONUÇLAR

Sancaktepe graniti için saptanan 255 ± 5 milyon sene, bu granitin Saksoniyen (Permien) de olu tu unu gösterir. Granitin kimyasal özelliklerini de dikkate alarak bu graniti, Her sinien orojenezi Saaliyen fazından sonra önemli bir kirlen me olmaksızın yerle mi , derin kökenli post tektonik bir olu

um olarak niteliyebiliriz. Brunn'un (1960) bölgesel jeolojiyi açıklayan emasında bu granit yunan Rodop masifinin olası uzantısında görülmektedir, bulunan ya bunu kanıtlamaktadır. Böylece bu granit Türkiye da silsilelerinin "merkezi çekirdek" zonunu olu turan eski masiflerle birlikte dü ünülür.

Yayına verildi i tarih: Temmuz, 1976

DE N LEN BELGELER

- Besair, EL, 1963, Géochronologie à Madagascar en 1962: Rapp. ann. serv. géol. Mad., yayınlanmamı .
- Brunn, J. H., 1960, Les zones helléniques internes et leur extension: Bul. Soc. Géol. France, 7ème série, 11,4,470-477.
- Bürküt, Y., 1966, Kuzebatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü: İ.T.Ü. Mtbası, 22 s.
- Gast, P. W., 1967, Isotope geochemistry of volcanic rocks: H.H. Hesse and A. Poldervaart, Basalt I, 325-328.
- Flynn, H. F. ve Glandenin, L. B., 1959, Half life and beta spectrum of rubidium 87: Phys. Rev. 116,3,744-745.
- Hurley, P. M., Hunt, J. M. ve Pinson, W. D., 1963, K A values in pelagique sediments of the north Atlantic: Geochim. Cosmochim. Acta 27,393 s.
- Ketin, İ., 1960, 1/2500000 ölçekli Türkiye tektonik haritası hakkında açıklama: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 54, 1-56.
- Acad. Sci., 91, 198-206.
- Nicolaysen, "LO., 1961, Geochronology of rock systems: Ann. N.Y.

Foça Menemen yöresi volkanitlerinde piroksenlerin yayılımı ve kristalografik değerleri

Distributions and crystallographical values of the pyroxenes from the volcanic rocks of the Foça and Menemen surroundings, Izmir Turkey

M. YILMAZ SAVA ÇIN Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ege Üniversitesi, İzmir
O. ÖZCAN DORA Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ege Üniversitesi, İzmir

ÖZ: Birbirine yakın iki ayrı bölgeden (Menemen ve Foça) seçilmiş volkanik topluluklar arasındaki kökensel farklılıklar dan ve aynı bölgedeki volkanitlerin evrimsel değerliklerinden hareket edilerek, piroksenlerin kristalografik parametre de erleri incelenmiştir.

Bu farklı volkanik topluluklardan Menemen bölgesinde yer alan kalkalkalik karakterli kayalar kendi aralarında yükselme ve oluşturma farklılıkları gösterirler.

Foça bölgesindeki birimde ise üst manto kökenli alkalik malzeme yerel olarak arı, kirli (kontamine) ve karışım (hibrid) hallerde ortaya çıkar.

Gerek iki bölge arasındaki kökensel farklılıklar, gerekse aynı bölgedeki kayaların evrimsel değerlikleri, kayaların karakteristik örneklerindeki piroksenlerin kristalografisine tümüyle yansır.

ABSTRACT: The crystallographic parameters of the pyroxenes obtained, from two different volcanic assemblages, lying near to each other in Menemen and Foça, north of Izmir, have been investigated.

The volcanic assemblages have differences in their origin and rock composition. Each of the assemblages display different magmatic evolution.

The volcanic rocks around Menemen are of calc alkaline nature and have been extruded by different mechanisms.

The rocks studied in Foça are either originated from upper mantle or the products of contamination and hybridization of it.

Both the genetic differences in different areas and the trends of evolution in each area have been reflected in the crystallography of pyroxenes, obtained from the representative rock specimens.

G R

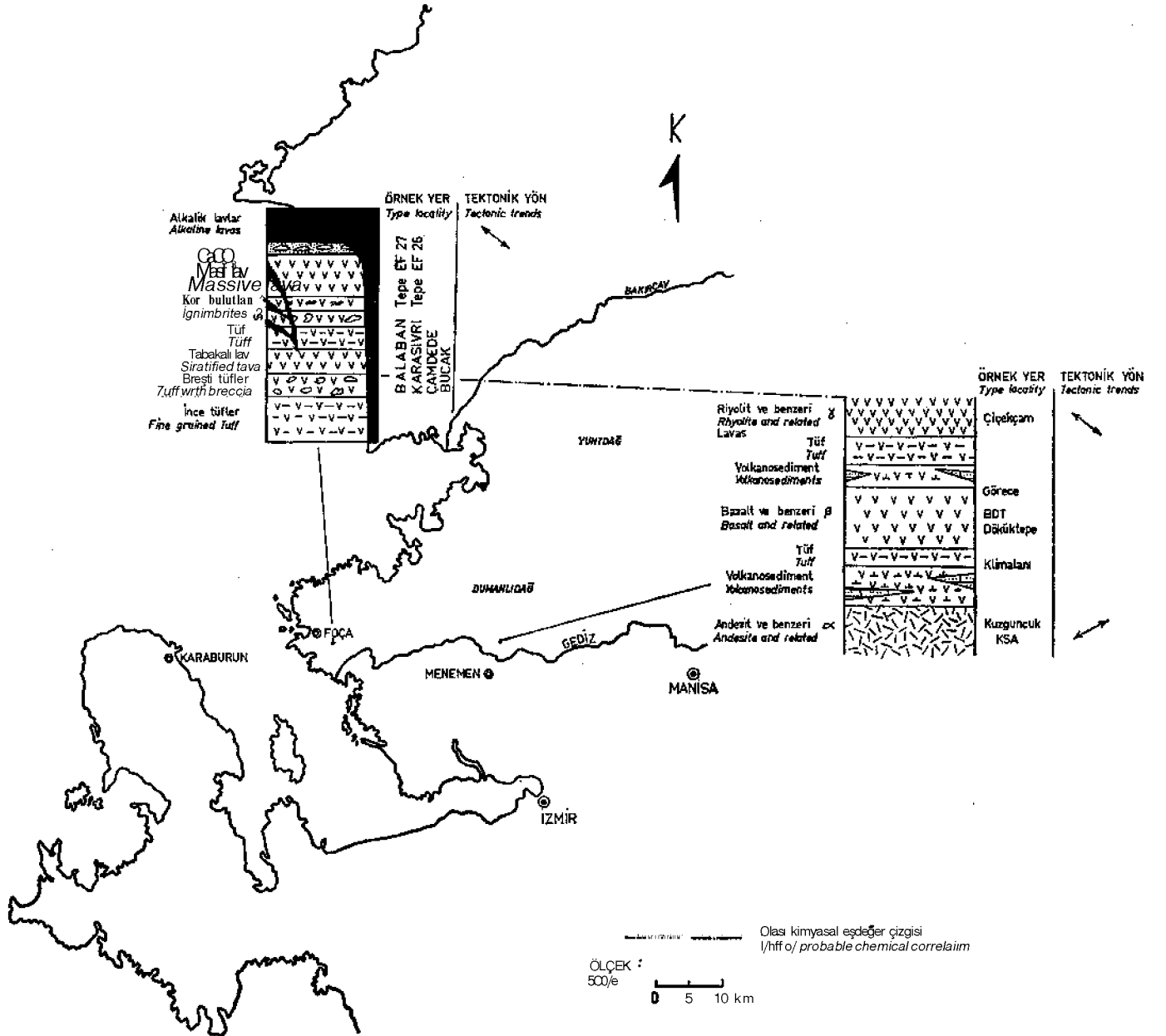
Minerallerin kristalografik özelliklerinden gidilerek bazı jeolojik sorunlara yaklaşmak veya katkıda bulunmak günümüz yerbilimlerinde yerleşmiş bir yöntemdir. Örneğin metamorfik masiflerin petrojenetik yorumlarında, feldispatların kristalografik verileri ilk kez Barth (1956) tarafından İskandinav kalkanında uygulanmıştır. Aynı konuda yakın çevremizde Dora (1975), (1976) 'nın Menderes Masifindeki uygulamaları yöntemin geçerliliğini gösterir.

Volkanolojik sorunların çözümünde de özellikle klinopiroksenler magmatik köken yorumlanmasında oldukça geçerli ve yararlıdır (Green ve Ringwood, 1969). Bu çalışmada bölgesel volkanolojik bir sorunun aydınlanmasına klinopiroksen kristalografisinin katkısı sözkonusudur.

Savaşın (1974) Menemen bölgesinde de iki evrelerde yükselme, farklı evrimler gösteren volkanitler saptamıştır. Aynı araştırmacı (1975) Foça'da kabuk ve manto malzemesinin karışımından oluşan volkanitlerin varlığını kanıtlar (Hibrid magma). Her iki bulguda özellikle klinopiroksenlerin yol gösterici rolü sözkonusudur. Bu ise konuya klinopiroksen kristalografisinden yaklaşmanın geçerliliğini gösterir.

UYGULANAN YÖNTEM.

Araziden toplanan kayalar, çeneli kırıcıdan geçirilip tane boyolanmasına göre elendikten sonra, fiziksel yöntemler ile yüksek oranda bir saf piroksen topluluğu elde edilmiştir (Araştırma süzme, ferromanyetik ve paramanyetik ayıklamalar). Kristal kafesi yapısını hiçbir şekilde etkilememek için HCl NaOH ardalı çözeltme işlemi uygulanmaksızın, arı piroksen kristalleri (100-800 mikron arası) binoküler stereoskop altında ayıklanarak seçilmiştir. Seçilen arı piroksenler örneklere Guiner çift kamerası preparatları hazırlanmış ve Siemens kristalloflex IV aygıtında kontrol edilmiştir. Preparatlara %5-10 arasında Si (%99.999; $a_0 = 5.4305 \text{ \AA}$) standart elementi katılmış ve silisyumun çizgilerinden yararlanılarak "JAGOKOR" (Kroll, 1967) programı ile, incelenen klinopiroksenlerin yansımaları Ege Üniversitesi Hesap Merkezindeki IBM 370 bilgisayar aygıtında düzeltilmiştir. Düzeltilen değerlerden, en küçük kareler yönteminin uygulanmasıyla "LCLSO" (Burnham, 1963) programı ile geçici birim hücre parametreleri hesaplanmıştır. Bulunan bu parametrelerden "PUDI" (Biedel, 1967) programı yardımı ile klinopiroksenlerin tüm özelliklerinin değerlendirilmesi hesaplanmıştır. Bu değerler ile



Sekil 1: Karasivri Tepe, Balaban Tepe (Foça) ve Süleymanlı, Bozalan Görece köyleri (Menemen) yörelerindeki genç volkanitlerin yerleşimleri.

Figure 1: Generalized stratigraphy of the young volcanic rocks (Neogene) of Karasivri Tepe, Balaban Tepe (Foça) and Yeni Süleymanlı, Bozalan Görece (Menemen).

filmimizdeki değerler kararlaştırılarak numunelerin tüm yan sınırları çizgileri indirilmiştir. Daha sonra birim hücre parametresi hesaplanması birkaç kez yinelenerek en sağlıklı hücre parametreleri bulunmuştur. Bu sonuçların doğruluk dereceleri, Münster Mineraloji Enstitüsünde yapılan ölçümlerle de kontrol ettirilmiştir.

JEOLOJİK YERLEMLER VE PİROKSENLER

Menemen ve Foça yöresindeki genç volkanitlerin (Neojen) yerleşimleri genel bir istifle gösterilmiştir. Savaşın (1974), 1/500.000'lik Türkiye Jeoloji Haritasında aynı tip volkanit olarak gösterilen (andezit) topluluğu, genellikle andezit ve benzeri kayalar (fenoandezit) olarak ele alınır. Menemen bölgesindeki volkanitler için bu adlandırma

arazi gözlemlerine dayanarak kullanılır. Bu tip volkanitler Yeni Süleymanlı Tepe köyleri arasında, KD yönlü tepeleri oluşturan, tabakasız, iri kristalli, yükselirken soğumuş kıvrım kubbelerini andıran, subvolkanik benzeri yapıları ortaya çıkarlar. İksel morfolojilerini kaybetmişlerdir. Bu günkü görünüşleri ile KD tektonik boyuna uzanan çıkış kanallarını simgeleyen, sıkı ve soğumuş kubbelerinden arakalanlardır. Bu volkanitlerin yükselmesi, tavadaki kabuk malzemeyi içererek (resorpsiyon) ve mineralojik dengesi sağlayan düşük bir hızla olmuştur (Savaşın, 1974, ekil 5 s. 109). Bu mineralojik dengenin en belirgin areti Kuzguncuk Tepe'den alınan kayadaki (ekil 1, KSA) piroksenlerin trapezdeki homojen yerleşimleri, başka bir deyişle çok dar bir alanda

(nokta) yeralmalarıdır.

Bölgedeki öteki topluluklar da daha önceki a tipi volkanitler gibi, Batı Anadolu'da yaygındır. Bunlar tabakalı örtüler ekinde geli en siyah renkli masif lavlar (yine 1/500 000 lik Türkiye Jeoloji haritasındaki i aretlemelere uyularak p -tipi volkanitlere basalt ve benzeri anlamı öngörölmü tür) ve bunları üstleyen y tipi riyoalit ve benzeri kayalardır. Tüfler ile ba layan bu son iki topluluk yakın çevrede yer yer arda ıklı istiflenmi tir. Daha genç olu ları nedeninden ilksel mor folojileri az çok belirgindir.

0 tipi için belirgin örnek olan Döküktepe'den alınan ka yaçtaki (ekil 1, BDT) piroksenler, a tipi KSA mostrasındaki ojitler ile kar ıla tırıldı nda (ekil 4), bunların trapezde oldukça geni alana yayıldıkları görölmü tür. Bu ise andezit benzeri kayalardaki mineralojik dengenin p tipi volkanitlerin evriminde sözkonusu olmadığını gösterir (Savaşın,

1974). Bilindi i gibi piroksenlerin trapezdeki yatay yayılımı (Mg: Fe de i imi), tamamlanamamı kristalizasyon farklıla masını açıklar. Bu i lemi engelleyen çabuk so uma olayı ise trapezde dikey yayılımla belirlenir. Smith ve Lindsley (1971) bu olayı Ca: Mg+Fe de i imi "Quench Trend" diye adlandırdılar. Kristal ile sıvı magma arasındaki ili kilerin normal geli mi tamamlanamadan katılmalarda bu tür olaylar ola andır. Ancak yeterli ayrıntılı incelemeler bu amaca yönelik olmadı ndan ço u kez farkedilmeden geçilir.

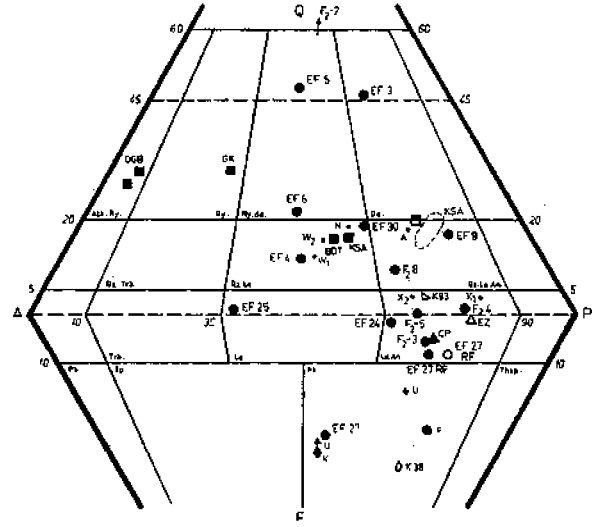
Yukarıdaki açıklamalardan, Menemen bölgesindeki KSA ve BDT karakteristik örneklerinin de i ik evrimlerinin piroksen mineralojisine yansıdı ı anlaşılmaktadır. Oysa bu kayaların kimyasal bile imlerinde belirli bir farklılık gözlenmez. Bu nedenle her iki örnek de Streckeisen diyagramında KUVARSLATİT alanında yer alırlar (ekil 2) ve kalkalkalik kökenlidirler (ekil 3).

Eski Foça yöresindeki volkanik kayalar Menemen'deki lardan daha de i ik bir biçimde ortaya çıkarlar. Kalın tabakalı asidik tüfler ve volkanoklastikler ile ba layan volkanik eylem giderek asidik intermedier tuf lav tabaka tekrarlamalarına dönüür. Bu arada patlamalar, kor bulutları, bloklu bre li yapılar boldur. Daha sonraki evrelerde volkanik eylem giderek bazikle ir. KB yönlenmeli genç bazikler, sil ve dayklar ekinde girmelerle alttaki asidik intermedier tabakaları keserler (ekil 1 Balaban Tepe, Karasivri).

Alkalibasaltik karakteri kesin olan bu genç kayaların mineralojik bile imleri az farklılıklarla aynıdır (olivin, Ti augit, bazik plajyoklas sanidin, nefelin, opak mineral). Dı yüzeylerinde nefelin analsim dönüümü güne yanıkları "Sonnenbrenner" boldur. Bunların bir kısmı kirlenme ve/veya az farklıla malarla yüzeye ula ır (kontaminasyon, diferasiyasyon).

Daha ya lı olan asidik intermedier lav ve tuf sıralamalarında da Ti augit kırıntılarının varlı ı (ço u kez lamprobolit le mi) ve ilk analizlere uygulanan silis alkali mafik diyagramların yorumlanması, kalkalkalik ve alkalik magmanın ka rı im ili kilerini yansıtır ("hibridizasyon" Savaşın, 1975). Eski Foça bölgesindeki volkanik piroksenlerin yakın çevrede kilerden farklılı ı; Batı Anadolu volkanitlerinin ilk optik mi neralojisini çalı an Andra'nın (1905) yayınında da belirtilmi tir.

Piroksenlerin, gerek Menemen gerekse Foça'daki kökensel ve evrimsel ayrılıkların aydınlatılmasındaki önemi, yukarıdaki açıklamalardan anlaşılmaktadır.



Şekil 2: Foça, Menemen ve öteki bazı Batı Anadolu volkanitlerinden örnek kayaların, çe itli normlara göre Streckeisen çiftüçgenindeki yerle imi. Figure 2: The representative specimens from Foça, Menemen and other localities of W "Anatolia, calculated to different norms plotted in Streckeisen's doubletriangle.

KLİNOP ROKSENLERDE KAFES BOYUTLARI VE K MYASAL B LE M L K LER

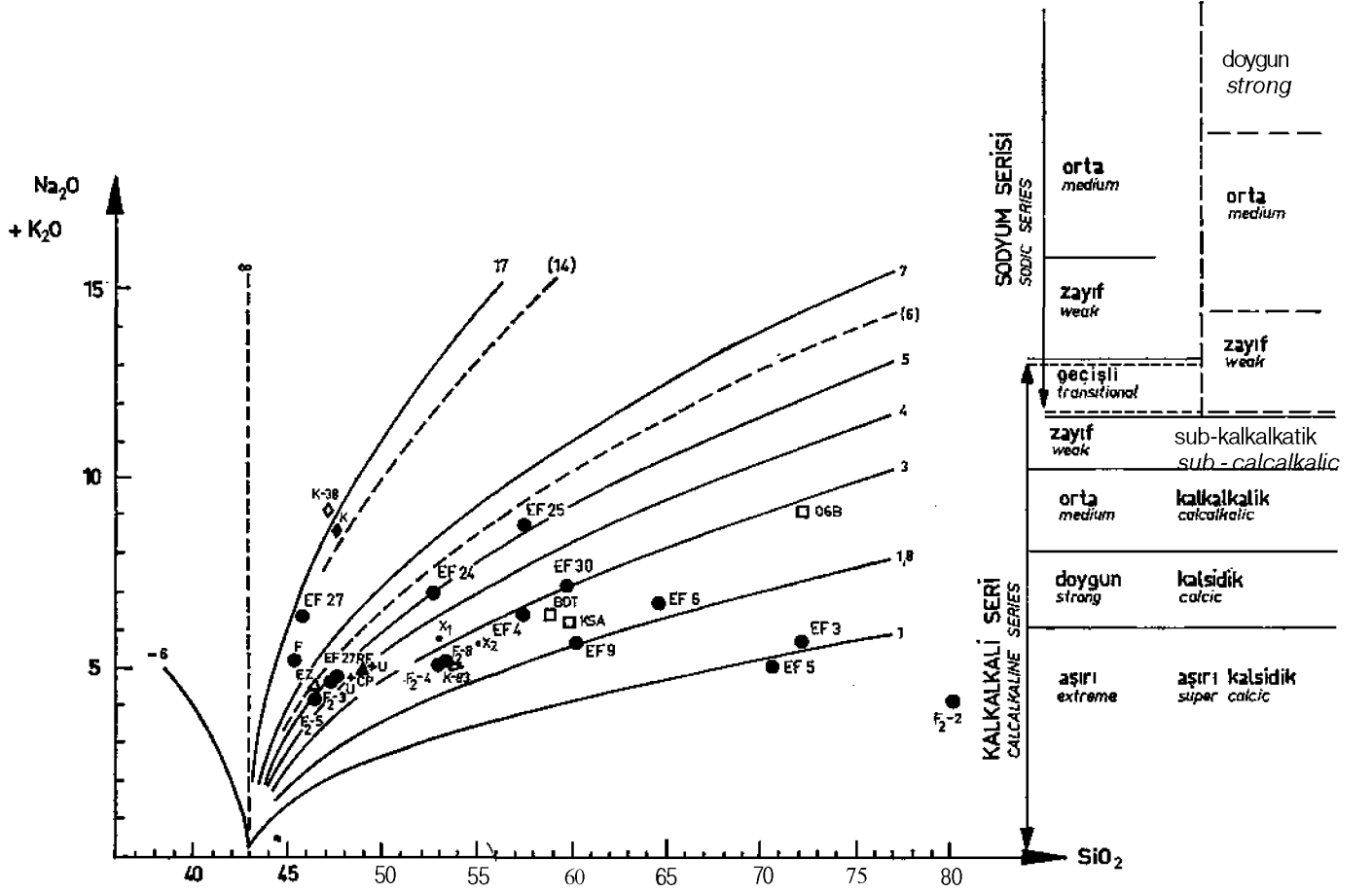
Kimyasal bile imin klinopiroksen kafesindeki rolü, Kuno ve Hess (1953), Kuno (1955), Brown (1960) ve Winehell (1961) tarafından sistematik olarak incelenmi tir. Bu çalı malar so nucu Mg^{+2} : Fe^{+2} , Mg^{+2} : Ca^{+2} ve Fe^{+2} , ca^{+2} yer de i tirmeleri ile a. sin f ve b boyutları arasında do rusal bir ba lantının varlı ı kesinle ir. Brown (1960), kö eleri klinoenstatit, klinoferrosilit, diopsit ve hedenbergit uç üyeleri ile simgelenen piroksen trapezine a. sin p ve b do rularını yerle tirek petrologların kullanabilece i bir diyagram ortaya koymu

tur. Bu diyagramın hazırlanmasında yalnızca ana katyonlar daki de imeler göz önünde bulundurulmu tur. Oktaedrik koordinasyondaki Al^{+3} un 6 lı oksijen bazına göre hesaplanan formüle 0.05 de erini a tıktan sonra b boyutuna küçültücü bir etkisi olmaktadır. Viswanathan (1966) ortopiroksenlerde yaptı ı kar ıla tırmalara da dayanarak, Brown (1960) un di yagramında bir duyarlılık düzeltmesi yapmı tir .a. sin p da meydana gelen de imenin tam do rusal olmadı ma de in mi ve ölçülere dayalı yeni bir diyagram hazırlamı tir. ncele memizde a. sin p de erleri için Viswanathan (1966) tarafın dan düzeltilen son diyagram baz olarak alınmı , b de erleri ise Brown'un ölçülerine göre yerle tirlimi tir (ekil 4 ve 5).

FETROK MYASAL VE OPT K GÖZLEMLER

ekil 3'de Menemen, Foça ve di er yakın çevrelerdeki bazı volkanik kayaların Rittmann diyagramındaki yerle imleri görölmektedir. Diyagramda da:

— Batı Anadolu'da alkali ve kalkalkali magmaların bir birinden ayrı varlıkları,



Şekil 3: Foça, Menemen ve öteki bazı Batı Anadolu volkanitlerinden örnek kayaların Bittmann diyagramına göre yerleşimi.
Figure 3: The representative specimens from Foça, Menemen and other localities of W-Anatolia plotted in Rittmann's diagram.

—Foça'da heriki magmaya ait kayaların yanısıra ara ürünlerin de sözkonusu olu u, ortaya çıkar. ekil 2'de aynı kayalar Streckeisen çiftiüçgenine yerle tirilmi olarak görülmektedirler. Yukarıda belirt tiklerimize ekleyebilece imiz bir ba ka görü :

—Tüm Foça volkanitlerinin tek bir farklı ma (diferan siyasyon) ile açıklanamıyaea mın kesin oldu udur.

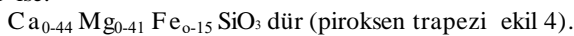
Karakteristik örneklerden alınan (EF 26 ve EF 27 Foça' dan KSA ve BDT Menemen'den) makroskopik ve optik özel likleri kısaca öyledir:

Menemen Bölgesi Volkanitleri

KSA gri renkli masif bir kütle görünümündedir. 0.5 1 cm lik boyları ile makrokristaller kayacın yapısında belirgin bir ço unluktadırlar. Tabakasız yapı ve derinlik kayaçlarına benzer a mma ekilleri, tavan kayacını özümleyerek yava yükselen bu tür volkanlara has bir özelliktir. İntegrasyon tablası ile sayılan mineral bile imi u de eri verir:

Plajjoklas (An_{45-50})	32.4
Piroksen (ortho. ve klin.)	13.3
Biotit	3.5
Magnetit	2.0
Hamur	47.7

Mikrosonda ile ölçülen klinopiroksenlerin kimyasal bile imi ise:



BDT koyu siyah renkli, sütünsal so umalı ve buna dik plakalanma a mması gösteren, p tipi için karakteristik örnektir. Mikrokristalin görünümlü, masif gözeneksiz bir lav ör tüsü olan birim, ayrı ma yüzeylerinde sarımsı beyaz renge dö nüür. Mikroskop altında belirgin akı kan yapı gösteren ka yaç hipokristalin porfirik dokudadır. İntegrasyon tablası sa yımı;

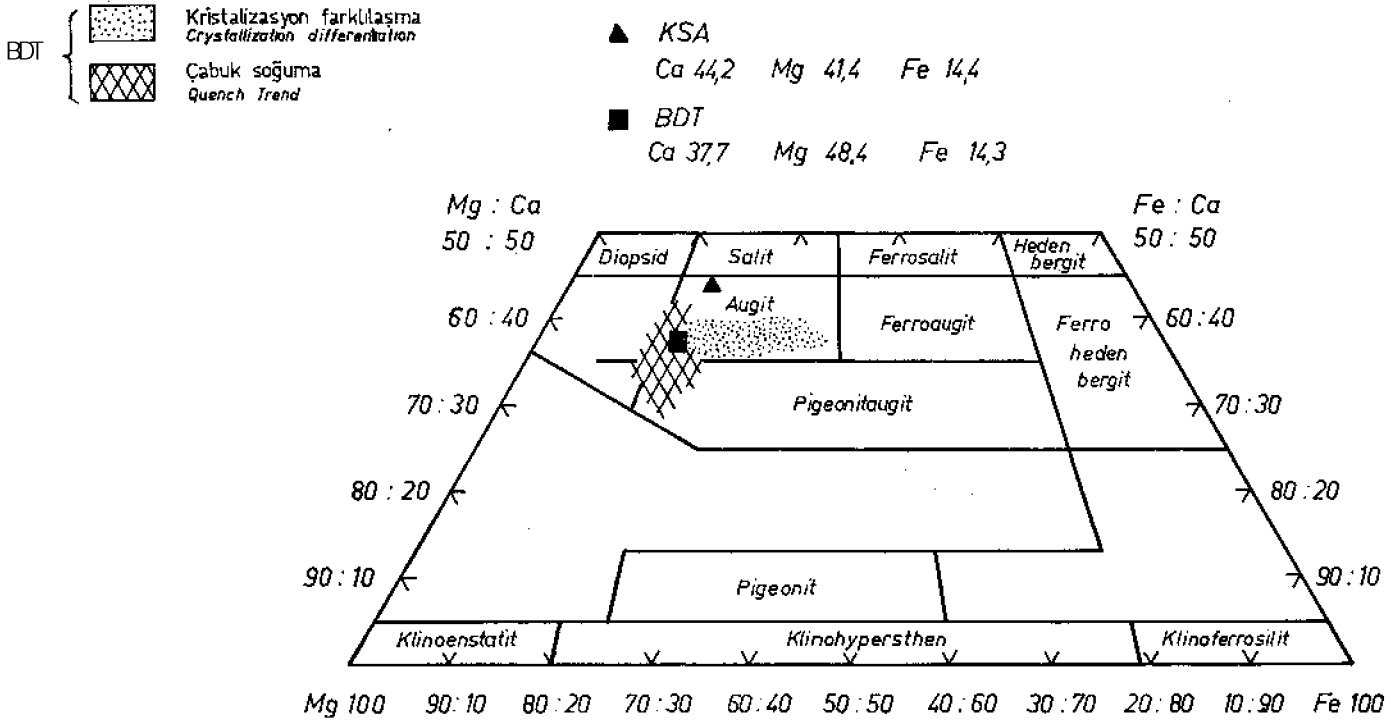
Plajjoklas (An_{55-60})	26
Piroksen (ortho. ve klino.)	18
Aksesuvar	1
Hamur	55

de erini verir. Hamur ise kendi içerisinde;

Cam	35
Plajjoklas	30
Piroksen	13
Magnetit	12
Karbonat	10

bile imindedir.

Bölgede bu tip volkanitlerde piroksenlerin iki ayrı yönde yayılım gösterdikleri daha önce belirtilmi ti. Bunların kim yasal analiz sonucu elde edilen ortalama de erleri (kimyasal a ırlık noktası) ekil 4'de gösterilmi tir. Mikrosonda ölçüle rinde her bir kristalin ba ka de er vermesi sonucu normal kimyasal analizden gidilerek tüm makro piroksenler için (100[^] ve daha büyüklü) bir ortalama de er elde edilmi tir.



Sekil 4: Menemen bölgesi örnek volkanitlerinin evrimsel-yapısal farklılıklarının piroksen optiğine ve kimyasına yansımaları.

Figure 4: The reflection of the evolutionary-structural differences of the volcanic rocks the optics and chemistry of the pyroxenes (representative specimens from Menemen).

Foça Bölgesi Volkanitleri

Alkali magmanın en belirgin örneği olan EF 27 kayacı, tektonik yüzeylerin olduğu geniş sütunlar biçiminde açığa çıkmış bir daykütlesidir. Nefelin analsim dönümü güneşli rozetleri dış yüzeyi örter. Mikroskop altında akıkanlık dokusu görülmez. Minerallerde de herhangi bir kirlenme veya dönüm olayına rastlanılmaz. Makro kristaller sadece olivin ve piroksenden oluşurlar. En büyüklerinin boyu 0.4-0.5 cm kadardır. Plajyoklaslar 200-300 mikronluk çubuksal büyüme yapıdadırlar. Kayacın mineralojik bileşimi;

	(alansal ölçüm)
Olivin	8-10
Piroksen	22-25
Piroks.+ Oliv. (hamurda)	15-20
Plajyoklas (intermedier)	35-40
Nefelin+Opak+Alkalifeldispat	5-10
Aksesuar (bazik hornblend ve klorit)	0.1-0.5 de erir.

Kristallerin aralığı, kimyasal bileşimi ve benzeri kayaçlar ile yapılan optik karılaştırma, bu kayacın herhangi bir deşime u ramamı üst manto malzemesini simgelediğini gösterir (Savaşın, 1975).

EF 26 kayacının mineralojik bileşimi yukarıda sözünü ettiğimiz EF 27 ye çok yakındır. Ancak fenokristallerde piroksen çözülmesi (lamprobalitleme), idingsitleme, plajyoklas kirlenmesi (kontaminasyon) gibi deşimler belirgindir. Bu örnekte köken magmadan az bir farklılaşma ve/veya kirlenme ile türeme sözkonusudur.

Yukarıda sözünü ettiğimiz örnek kayaçların, incelenen piroksenlerine ait parametre değerleri çizelge 1'de verilmiştir. Aynı değerler ekil 5'de piroksen trapezine yerleştirilmiştir.

Elde edilen sonuçların, petrografik ve mineralojik gözlemler ile uyumu, bazı salkılı yorumlara olanak sağlar niteliktedir.

Çizelge 1: İncelenen piroksenlerin parametre, V ve 0 değerleri.

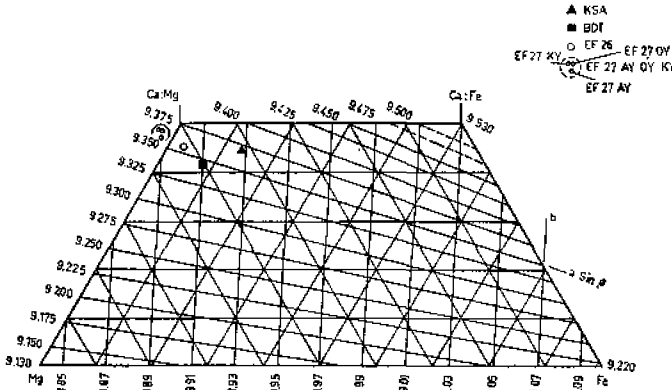
Table 1: Parameters, V and g values of pyroxenes investigated.

Örnekler	a	b	e	g ²	V
KSA	9.7512	8.9281	5.2555	106.066	439.67
BDT	9.7391	8.9101	5.2600	106.318	438.04
EF27 AY	9.7362	8.8907	5.2756	106.076	438.80
EF27 OY	9.7425	8.8919	5.2722	106.060	438.90
EF27 KY	9.7384	8.8876	5.2769	106.055	438.91
EF26	9.7370	8.8987	5.2684	106.114	438.55

SONUÇLAR

Alkali magmanın köken kayacı olduğunu daha önce belirttiğimiz EF 27 örneğinden toplanan piroksenler, binoküler stereoskop altında renklerine göre üç gruba ayrılmıştır. Bu gruplar çizelge 1'de AY, OY, KY diye adlandırılan açık yeşil, orta yeşil ve koyu yeşil klinopiroksenlerden oluşurlar. Kristalografik veriler, renk farkına bakmaksızın bunların hepsinin aynı piroksen olduğunu gösterir. Parametre değerlerinin üç grup için de hemen hemen aynı olduğu ve trapezde aynı bölgeye düşmeleri (ekil 5) ölçü ve hesaplamalardaki duyarlılığı da ortaya koyar. EF27 piroksen grubunun simgelediği bölge herne kadar trapezde diopsit klinoenstatit çizgisinin dışına çıkıyor ise de, aşağıda sıralanan etkenler gözönüne alındığında bunun doğal örneklerde rastlanılabilecek bir durum olduğunu anlaşıldı:

— Bu piroksenler silisçe zayıf bir magmanın ürünü olduklarından tetraederlerde Si⁴⁺ yerine Al³⁺ ün yerleşmesi doğaldır. Bu yerini alma olayı Hijikata (1968) ya göre a paramet



ekil 5: incelenen klinopiroksenlerin a. sin 3 (Viswanathan, 1966) ve b (Brown, 1960) parametrelerine göre trapezdeki yerleimleri.

Figure 5: The a. sin 3 (Viswanathan, 1966) and b (Brown, 1960) parameters of the studied pyroxenes and their locations on the pyroxenecomposition trapezoid.

resini büyütür, b yi ise küçültür. Bu durum incelenen örneğin a. sin 3 de erini büyütecektir.

— Di er taraftan mantodan kristalle en piroksenlerde ba lı olarak sodyumca bir zenginle me beklenilir. Ca+2 yerine geçen Na+1 iyonu da Edgar ve di erleri (1969) ne göre b parametresinin küçülmesine sebep olur.

Yukardaki iki etkenin a. sin p ve b de erlerine göre hazırlanan trapezde, incelenen piroksenlerin yerle im alanını sol üst köşeye do ru kaydıracağı beklenir.

EF26 kayacından ayıklanan piroksenler trapezde daha sa da yer alırlar. Bu ise, bunların EF27 de rastladığımız arı üst manto ürünü piroksenlerinkinden farklı mı bir magmanın ürünü olduklarını gösterir.

KSA örne i için röntgenografik ve mikrosonde kimya analizleri yöntemi ile ayrı ayrı saptanan trapezdeki yerle im yerleri çakıcı derecede uyum gösterir (ekil 4 ve 5). Bu piroksen optik verilerde de gördüğümüz gibi mineralojik dengeyi sa landı ı, yavaş so uyan bir kalkalkalik magma ürünüdür.

BDT örne i için röntgenografik yöntem ile saptanan yer, kimyasal ve optik ölçüler ile bulunan yayılım alanının içerisine dü şer (ekil 4 ve 5). Bu piroksenler daha önce belirtil di i gibi tam dengeye ulaşmadan so udu undan, homojen bir kimyasal bile im göstermezler. Bu nedenle röntgenografik ölçümün, yayılma alanı içerisinde bir noktayı simgelemesi do ğrudur.

KSA ve EDT volkanitlerinin kalkalkali kökenli ve aynı kimyasal bile imde kayaçlar oldu una ve farklı yükselme evrimi geçirdiklerine daha önce de inilmi ti. Bunların hem al kalı magma kökenli Foça örneklerinden farklı oldukları, hem de kendi aralarında de ik yükselme evrimleri geçirdikleri piroksen kristalografisinde de görülmektedir. ekil 5'de BDT örne inin alkali magma piroksenlerine daha yakın yer al dı ı görülmektedir. BDT türü (bazalt ve benzeri) kayaçların mineral parajenezinden (olivin) ve Foça'da saptanan hibridizasyon olayından gidilerek, böyle bir sorunun sözkonusu olabilece ine daha önce de de inilmi tir (Savaşın 1975). KSA piroksenlerindeki Ca zenginli i ise a tipi kalkalkalikler içi kabuk malzemesi resorbsiyonunun önemini göstermektedir.

Kristalografik yönden sa lanan sonuç ve kanıtlamaları kısaca özetlersek:

— Uygulanan yöntem petrografik gözlemleri tümü ile desteklemektedir.

— Manto ürünleri arasındaki arılık ve çe itli kimyasal de i mlilik bu tür uygulama ile de açıkça görülebilir mektedir.

— Kalkalkalik gurubu volkanitlerin hem kendi aralarındaki evrimsel farklılıklar, hem de ba ka kökenli magma ile olabilecek ili ki piroksen kristalografisinde belirginlik kazanır.

KATKI BEL RT ME

Bu çalı mada duyarlılık düzeltmeleri ile bize yardımcı olan Münster Mineraloji Enstitüsünden Dr. H. Pentinghaus'a ve Ege Üniversitesi Elektronik Hesap Merkezinde ko ulan her üç programın IBM 370 aygıtına uygulanmasında yakın ilgi ve yardımlarını gördüğümüz Ege Üniv. Jeofizik Bölümünden Dr. T. Alpaslan'a içten tekkür ederiz.

Yayına verildi i tarih: Temmuz, 1976

DE N LEN BELGELER

- Andrá, E., 1905, Eruptivgesteine im Nordwesten Kleinasiens: Doktora Tezi, Leipzig, yayımlanmamı .
- Barth, T. F. W., 1956, Studies on gneiss and granite. I. related between temp. and the composition of the feldspars: Strifter Narshe Viden Skups. Akad. Oslo I. Mat. Naturv. KU I, 3.16.
- Besenecker, H. ve Pichler, H., 1974, Die jungen vulkanite der Insel Chios (östliche Agâls Griechenland): Geol. Jb., 9, 41 65.
- Biedel, A., 1967, Program zur Berechnung des Pulverdiagramms aiss Gitterboustanten: Inst. f. min., Ruhr Univ BOCHUM, yayımlanmamı .
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean Sea: Pull. Vol., 36, 3, 473 496.
- Brown, G. M., 1960, The effect of the ion substitution on celi dimensions of clinopyroxenes: Amer. Mineral., 115, 15 39.
- Burnham, C. W., 1963, IBM Computer program for least squares refinement of crystallographic lattice constants: Geophys. lab. Carneige Inst., Washington D. C. Yearbook, 61 132.
- Dora, O. Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldspatların yapısal du rumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Tür kiye Jeol. Kur. Bült., 18, 111 126.
- Dora, O. ö., 1976, Die Feldspate als petrogenetischer Indikator im Menderes Massiv/ Westanatolien: N. Jb. Miner. Abh., 127, 3, 289 310.
- Edgar, A. G., Mottana, A. ve Macrae, N. D., 1969, The chemistry and celi parameters of omphacites and related pyroxenes: Min. Mag., 37, 285, 70 80.
- Green, D. H. ve Ringwood, A. E., 1969, The origin of Basalt magmas: Geophys. Monogr. 13, Amer. Geophys. Uni., 489 495.
- Hijikata, K., 1968, Unit cell dimensions of the clinopyroxenes along the join CaMgSi₂O₆ CaFe₃ + AlSiO₃: Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 14 2, 149 157.*
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of the Izmir Karaburun Volcanic Area: Bull. Vol. 36, 1, 1 22.
- Kroll, H., 1967, Die Korrektion der Pulverinterferenzen mit Hilfe der Siliziumlinien mit einem Programm zur Dehnungs/Schrump funskorrektur von Röntgenfilmen (JAGOKOR): Min. Inst. Univ. Münster, yayımlanmamı .
- Ktenas, M. C. A., 1928, Sur le volcan de Pashoura: Prak. Acad. Athen, 3, 226 249.
- Kuno, H., 1955, Ion substitution in the diopside ferropigeonite series of clinopyroxenes: Amer. Miner., 40, 70 93.
- Kuno, H. ve Hess, H. EL, 1953, Unit celi dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes: Amer. Jour. Sci., 251, 741 752.
- Savaşın, M. Y., 1974, Beitrâge zur Frage der Genese Westanatolischer "andesite" und "Basalte": Türkiye Jeol. Kur. Bült., 17, 1, 87 171.
- Savaşın, M. Y., 1975, Foça yöresi volkanik kayaçlardan sa lanan ilk petrografik jeokimyasal sonuçlar: TBTA V. Bilim Kongr., İzmir, baskıda.
- Smith, D. ve Lindsley, D. H., 1971, Augite crysta Nization trends: Amer. Mineral., 56, 225 233.
- Viswanathan, K., 1966, Unit celi dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes: Amer. Mineral., 51, 429 442.
- Winchell, H., 1961, Regression of physical properties on the compositions of clinopyroxenes: Amer. Jour. Sci., 259, 295 319.

Metamorfik kayaların elastik anizotropisi ile deformasyon tarihçesi arasındaki ilişkiler⁽¹⁾

The relationship between the deformation history and the elastic anisotropy of metamorphic rocks²

ERDOĞAN YÜZER Maden Fakültesi İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul

ÖZ: Bu yazıda, laboratuvar ölçüsündeki deneysel kaya mekaniği uygulaması ile kayaların deformasyon tarihçesinin saptanabileceği üzerinde durulmuştur. 200 mm çaplı yönlü mermer küre örneği üzerinde 145° çap doğrultusunda ölçülen (V) hızları ile stereografik hız dağılım diyagramı veya mermerinelastik anizotropisi elde edilmiştir.

Diğer yandan, aynı mermerden alınan ince kesitlerdeki 225 kalsit kristalinin optik eksenleri ölçülmüştür ve bunlarla, C eksenlerinin stereografik diyagramı çizilmiştir. İki diyagramda elde edilen bakımlılık eksenlerinin karşılaştırılması ve makroskopik arazi verileri ile, kalsit kristallerine yönelim kazandıran en son gerilme sisteminin elastik anizotropi yolu ile kısa zamanda bulunabileceği saptanmıştır.

(1) Bu yazı Türkiye Jeoloji Kurumu 30. Bilimsel Kurultayında bildiri olarak sunulmuştur.

(2) A summary of the article follows the Turkish text.

ABSTRACT: The emphasis in this article was given to the application of experimental rock mechanics, with laboratory measurements, to establish the rock deformation history. The stereographic p wave velocity distribution or the elastic anisotropy of a marble sphere, 200 mm in diameter, was obtained with measurements of V_p velocities at 145 varying diameters directions.

The optical axes of 225 calcite crystals was measured on thin sections taken from the same marble sample and thus stereographic orientation diagram of C axes was drawn. By comparing the symmetry axes in these two diagrams and macroscopic field data, the latest stress pattern producing the directions of calcite crystals were established easily by determining the elastic anisotropy.

G R

Kayaların elastik parametrelerinin ölçülmesi ya da elastik anizotropilerinin öğrenilmesi ile yer kabuğu yapısının incelenmesi jeofizikte uzun yıllardan bu yana uygulanmaktadır. Son yıllarda laboratuvarlarda yapılan benzer ölçümlerle de yapısal jeolojinin önemli sorunlarının çözülmesine çalışılmaktadır.

Çeşitli kökendeki kayaların olurlarından sonra biçim ve eklemlerini doğuran gerilmelerin doğultu yön ve büyüklüklerinin bulunması, başka bir deyişle "Gerilme Sistemi"nin ortaya çıkarılması sadece bilimsel değil, ekonomik amaca yönelik çalışmaları da kolaylaştırmaktadır. Kayalara etkileyen gerilmelerin bir kısmı eklemlerle ilişkileri doğurarak onlara çeşitli süreksizlikler kazandırmakta, bir kısmı da potansiyel halde kalarak, yerçekimi gerilme bileşenlerine eklenmekte ve kaya mekaniğinde "Doğal Gerilme" olarak isimlendirilen gerilmeleri oluşturmaktadır. Çeşitli kökendeki gerilmeler, kayalara eklemlerle ilişkili olarak anizotropik özellikler kazandırmaktadır. Bu nedenle kayaların özellikleri çeşitli doğultularda ölçülebilir derecede değişmektedir. Arazi ve laboratuvar deneyleri sırasında ölçülen bu farklı özelliklerle eklemlerle ilişkili, ya da deformasyona neden olan gerilme bileşenlerinin doğultuları ve oransal büyüklükleri saptanabilmektedir. Ancak gerilmelerin kayada doğrudan deformasyon daha sonra etkileyen gerilme sistemi ile bozulduğunu, ya da maskelendiği için, bu tür çalışmalarla en son etkili olan gerilme sistemi ortaya çıkarılmaktadır. Kayaların yapısal ve anizotropik özellikleri arasındaki ilişkiler ve bunların yorumlanmasına ait çalışmalar daha önce Friedmann (1964), Brace (1965), Mc Williams (1966) ve Babuska (1968) tarafından yapılmıştır, önceki çalışmalarda, özellikle kristalleri arasında farkedilir bir yönelim bulunan gnays, ist ve mermer gibi metamorfik kayaların anizotropik davranışı ile deformasyon tarihçesi arasındaki ilişki

üzerinde durulmuştur.

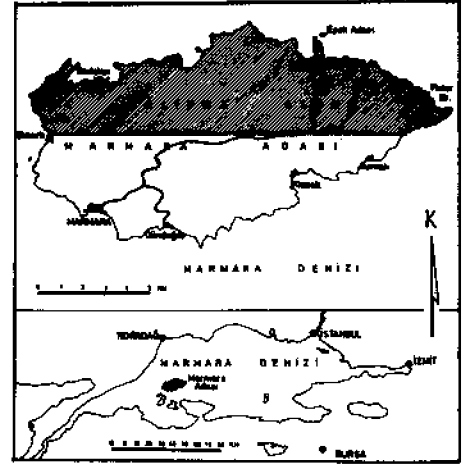
Bu yazıda, yapısal ve mekanik özellikleri 1970'den bu yana yaptığımız arazi ve laboratuvar çalışmaları ile oldukça iyi öğrenilen Marmara Adası mermerleri (ekil 1) üzerinde yapılan deneysel kaya mekaniği çalışmaları ve jeolojik yorumu üzerinde durulmuştur.

DEFORMASYON TARİHÇESİ SAPTAMA YÖNTEMLERİ

Kayaların jeolojik zamanlar boyunca kazandığı eklemler ve biçim değişikliği doğuran gerilmelerin ortaya çıkarılması başka bir deyişle "Deformasyon Tarihi"nin aydınlatılması amacıyla yapılan çalışmalar "Doku Analizi Yöntemleri" olarak bilinmektedir. Doku analizi yöntemleri incelenen yapı elemanının büyük ölçekli üne göre "Makroskopik" ve "Mikroskopik" yöntemler olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Bu incelemede önemli olan, incelenen elemanın büyüklüğü değil, özellikle oransal yönelimidir.

Makroskopik yöntemlerde, yapısal anizotropi elemanı olarak tabakalanma, yapraklanma, eklemler, fay v.b. süreksizlikler ile kıvrım eksen düzlemleri gibi doğultulu olarak çıkarılan elemanlar ve gerilmelerle deformasyona uğramış çakıl, fosil v.b. gereç elemanları kullanılmaktadır. Bu elemanların dizili düzeni, boyut ve açılarında görülen ilişkilerin değerlendirilmesi ile sonuca gidilmektedir.

Mikroskopik yöntemlerde ise, *kayaların* plâstik deformasyonu sırasında kazanan dokuyu doğuran gerilmeler araştırılmaktadır. Petrotektonik çalışmaları olarak da bilinen bu yöntemler uygulanırken anizotropi elemanı olarak, kristal sınırları, kristallografik ve optik eksenler, dilinim ve ikizlenme düzlemleri ile benzeri yüzeyler ve doğrusal belirtiler seçilmektedir. Makroskopik ve mikroskopik doku analizi yöntemlerinin uygulanmasında "Deformasyon Elipsi" veya "Deformasyon Elipsoidi"nin çıkarılması ana amaçtır.



ekil 1: Çalışılan bölgenin bulduru haritası.
Figure 1: Location map of the studied area.

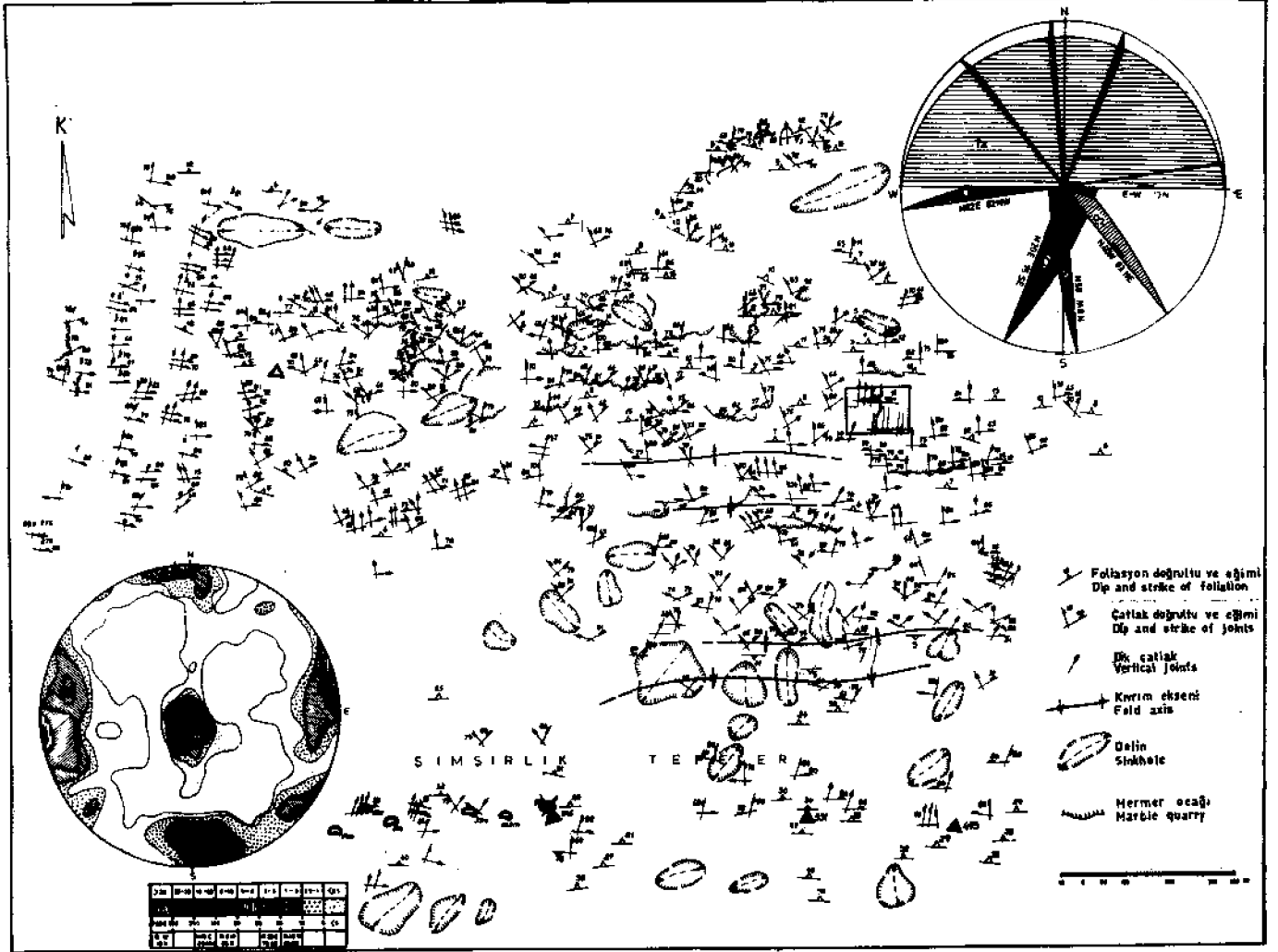
Deneysel kaya mekaniğinin gelişmesi ile aynı amaca yönelik çalışmalar yapılmaktadır. Kayaların mekanik ve elastik anizotropilerinden hareket ederek, bunları doğuran gerilme sistemi çıkarılmaya çalışılmaktadır.

MARMARA ADASI MERMERLERİ ÜZERİNDE YAPILAN ÇALIŞMALAR

Türkiye'nin bugünkü blok taşı üretiminin %75'nin sağlandığı Marmara Adası mermerleri çeşitli yönlerden incelenirken, mekanik özelliklerinde doğultuya göre önemli değişiklikler saptanmış ve daha sonra bu değişiklikleri doğuran nedenler üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır (Yüzer, 1971 ve 1975).

Arazi Çalışmaları

Marmara Adasının kuzeyinde, mermerlerin yer aldığı alanda yapılan ayrıntılı arazi çalışması ile eklemlerde görülen harita hazırlanmıştır. Bu harita alanı içinde ölçülen çatlaklar özelliklerine ve dağılımlarına göre türümsel olarak sınıflandırılmıştır. Doğultusunda uzanan boyuna (gerilme) çatlaklar (L), K, G doğultusunda uzanan enine (gerilme) çatlakları (T) ve KD GB, KB GD doğultularında uzanan oblik (kesme)

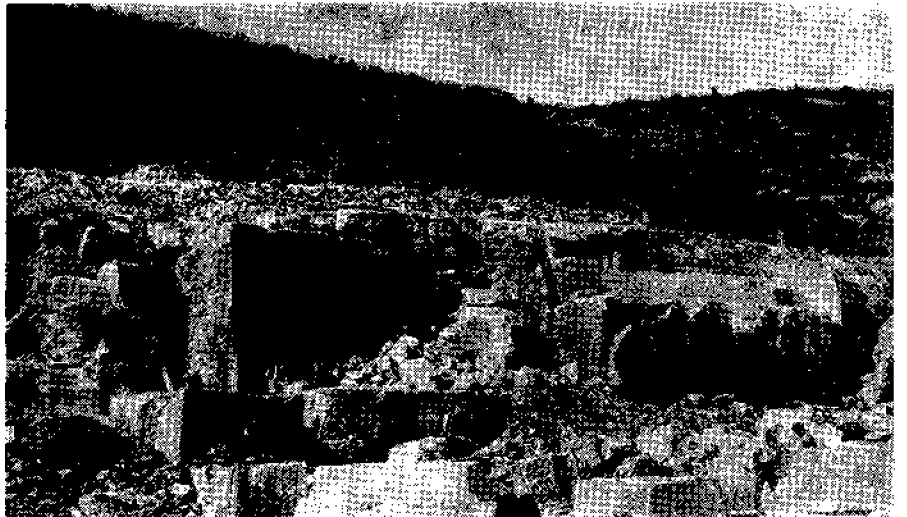


ekil 2: Marmara Adası kuzeyindeki mermerlerin ayrıntılı yapı haritası ve çatlak diyagramları
Figure 2: Detailed structural map and joint diagrams of marbles in the northern part of Marmara Island.

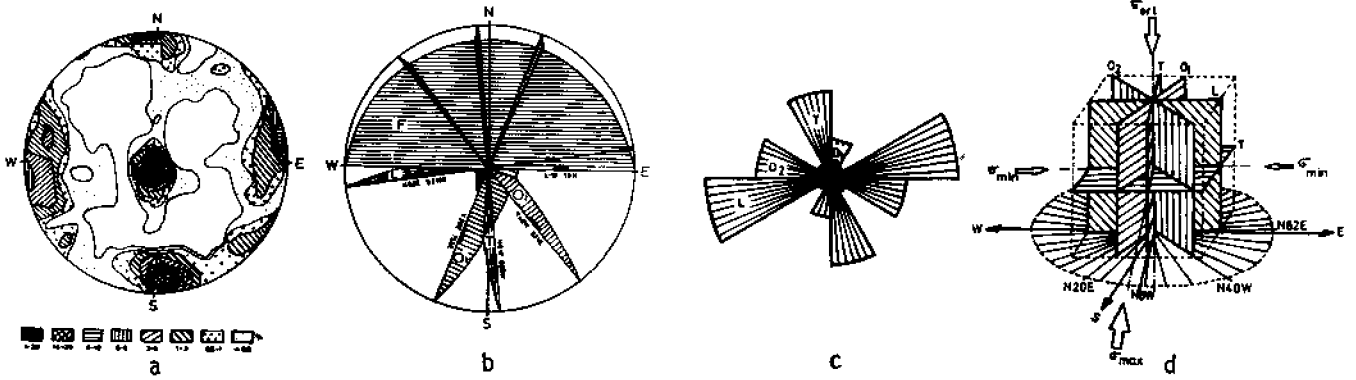
çatlaklar (0_1 ve 0_2), ekil 3 ve ekil 4 üzerinde görülmektedir. Arazideki gözlemlere göre hazırlanan stereografik ve blok diyagramlar yardımı ile bu çatlakları doğuran gerilme sistemi ortaya çıkarılmıştır. Buna göre Marmara mermerlerinde ölçülen makroskopik çatlakları oluşturan en büyük gerilmenin (σ_{max}) N 8 W, en küçük gerilmenin (σ_{min}) de N 82 E doğrultularında etki ettiği saptanmıştır. Ayrıca, laboratuvar çalımlarında kullanılmak üzere 30 x 30 x 30 cm boyutunda küp örnekler sürektilik doğrultuları yerinde iaretlene rek çıkarılmıştır (ekil 5).

Laboratuvar Çalımları

Araziden getirilen yönlü mermer bloklarından, foliasyon düzlemine dik ve paralel doğrultuda dairesel dilim, silindirik ve 12 gen prizma ekinde deney örnekleri alınmıştır (ekil 6). Bu örnekler



Şekil 3: Marmara Adasındaki mermer ocağında DB ve KG doğrultusunda belirgin olarak görülen gerilme çatlakları.
Figure 3: Apparent tension cracks in E-W and N-S directions, in a marble quarry, in Marmara Island.



Şekil 4: a) Mermerlerde ölçülen çatlaklarla hazırlanan kontur diyagramı.
 b) Kontur diyagramdaki egemen doğrultuları temsil eden çatlakların stereografik izdüm diyagramı.
 c) Arazide ölçülen çatlakların türümsel sınıflandırılması.
 L: Boyuna çatlak (Gerilme çatlak) T: Enine çatlak (Gerilme çatlak) O₁, O₂: Oblik çatlaklar (Kesme çatlakları)
 d) Çatlaklarınematik blok diyagramı ve bunları doğuran gerilme sistemi Q_{max} ; N 8 W o • K 82 13
 q_{min}^*

Figure 4: a) Contour diagram prepared from the joints measured on marbles.
 b) Stereographic projection of dominant joints.
 c) Genetic classification of joints measured in the field.
 L: Longitudinal joint (Tension joint), T: Transversal joint (Tension joint), O₁ and O₂: oblique joints (shear joints)
 d) Block diagram of joints and stress directions q_{max} ; N 8 W o • K 82 13
 q_{min}^*

üzerinde mermerlerin izotropik davranışının sayısal olarak belirtilmesini amaçlayan seri deneyler yapılmıştır. 1 cm kalınlığındaki dairesel dilim örneklerin merkezlerinden küresel baskı

yükleyicilerle basınç gerilmeleri altında kırılması ile oluşan çatlak örnekleri düzenli olarak incelenmiş, çatlakların genellikle kristal sınırlarını izlediği saptanmıştır (ekil 7). Bu durum, sa lam ve kırılmış mermer örneklerinin yapı tırlarından sonra hazırlanan ince kesitlerin karılaştırılması, böylelikle kalsit kristallerinin sınırlarının, mekanik anizotropiyi

doğuran en önemli mikro süreksizlik kaynağı olduğunu göstermiştir (ekil 8).

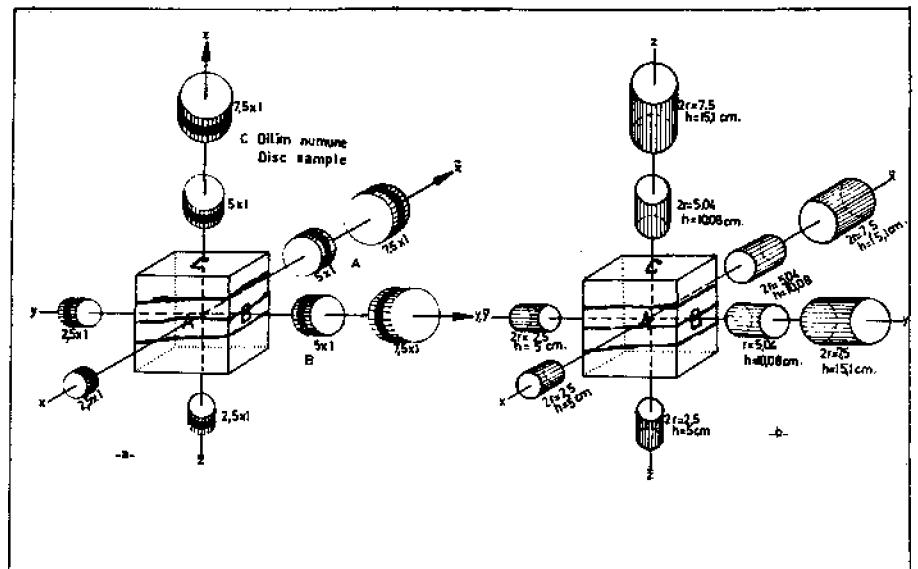
Elastik Anizotropinin Saptanması

Kristal sınırlarının elastik özellikler üzerindeki etkisini bulmak için, önce silindirik örnekler üzerinde birbirine dik üç doğrultuda, sonra aynı düzlem içinde aralarında 30° olan 6 doğrultuda P dalgası hız ölçümü yapılmıştır (ekil



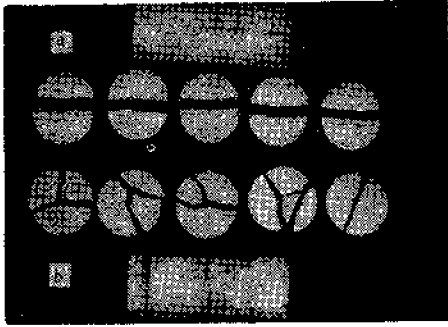
ekil 5: X laboratuvar çalışması için alınan yönlü örneklerin sahanın üzerinde işaretlenmesi.

Figure 5: Marking of oriented sample in the field, which is taken for laboratory studies.



Şekil 6: Yönlü sahanın örneklerinden laboratuvar çalışmaları için farklı deney örneklerinin hazırlanması ve işaretlenmesi.

Figure 6: Preparation and marking of different test specimens from oriented field sample.



Şekil 7: Dairesel dilim örneklerin merkezlerinden küre ba lıklı yükleyicilerle kırılması ile kristallerin anizotropik dizili ne göre gelişen kırıklar.

a) Foliasyona paralel düzlemdeki çatlaklar, b) Foliasyona dik düzlemdeki çatlakla?.

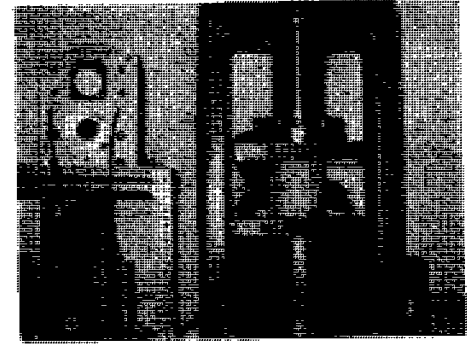
Figure 7: Point load developed cracks on circular disc. Crack orientations are parallel to anisotropic crystal fabric.
a) Cracks which are developed on the plane parallel to foliation.
b) Cracks which are developed on the plane perpendicular to foliation.

9). Bu ölçüler için 50 Hz. frekansında ultrases olu turan kuvars kristalli di namik oskilatör kullanılmı tır. Zaman aralı ı 5 1000 Δ s. olan bu aletin ölçme duyarlı ı Δ = $\sqrt{V/S}$ dir.

Metamorfizma sırasında etkili olan gerilmelere ba lı olarak gelişen kristal sınırlarının yönelimi nedeni ile hız de erleri çe itli do rultularda farklı bulunmu tur. Şekil 10'da foliasyona para

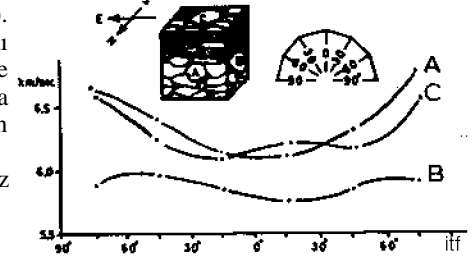
lel ve dik do rultudaki düzlemler içinde (A, B, C), 6 do rultuda P dalgası hızının da ılımı görülmektedir. A, C düzlemleri içinde 6.5 km/san.'den fazla, B düzlemi içinde ise 6 km/san, dolayında hız de erleri ölçülmü tür. Böylelikle kristal yönelimi ile, hız de erleri arasındaki uyum açık ekilde anlaşılmı tır. 12 gen örnekler üzerinde yapılan ölçülerle hız de erimi 30° aralıklarla ölçülebildi i için, kristal yöneliminin de ancak 30° içinde saptanabilece i do aldır.

Daha duyarlı sonuç alabilmek için daha sık aralarla ölçü yapmak gerekmektedir. Bu amaçla yönlü mermer bloktan tornada 200 mm çapında bir küre hazırlanmı tır. Mermer kürede 15° aralıklı 12 boylam ve 12 enlem dairesinin kesimi ile alt ve üst yarıkürelerde elde edilen kar ılıklı 145 nokta arasında, merkezden geçen do rultularda P dalgası hızı ölçümü yapılmı tır (Şekil 11). Laboratuvarımızda geliştirilen ayarlı bir örnek tutucusuna yerleştirilen küre örnek yatay ve dikey do rultularda 15°lik aralıklarla döndürülerek istenilen do rultu boyunca hız de erleri kısa zaman içinde bulunmu tur. Bulunan hız de erleri stereografik projeksiyon yöntemi ile ekvator düzlemi üzerine izdüşürülmü tür. 6.68 km/san.'lik maksimum, 6.15 km/san.'lik minimum hız de erleri arasından 0.10 km/san, aralıkla hız de erleri geçirilerek mermer küre içinde P dalgası hız da ılımı diyagramı saptanmı tır. P dalgası hızı katı cisimlerin elastik özelliklerini yansıttı ı için,



Şekil 9: Ultra ses yöntemiyle 12 gen örnekte kar ılıklı 6 do rultuda p dalgası hızının ölçülmesi.

Figure 9: p wave velocity measurement on 12 sided polyhedron along 6 mutual directions.



Şekil 10: Foliasyona dik ve paralel do rultuda hazırlanan üç 12 gen örnekte ölçülen hız de erleri göre hazırlanan hız da ılımı diyagramı.

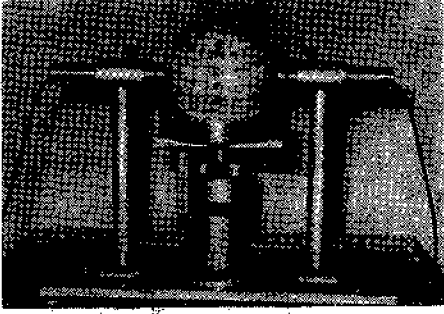
Figure 10: Velocity diagram drawn with data obtained from p wave velocity measurements on 12 sided polyhedrons prepared parallel and perpendicular to foliation.



Şekil 8: a) Marmara Adası mermerlerinin mikroskopta görünüşü ((x 8)

b) Kırılmış örneklerde yapı tırıldıktan sonra hazırlanan ince kesitlerin mikroskopta görünüşü. Kırılma, genellikle kristal sınırları ve kırılma düzlemlerinde gelişir.

b) Thin section of Marmara Island marble taken from cracked and fixed specimen. In general, cracks develop along crystal boundaries and cleavage planes.



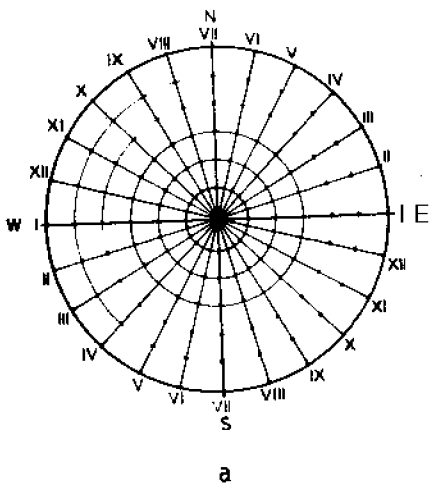
ekil 11: Özel olarak geliştirilen ölçü sistemi ile, küresel mermer örnekte p dalgası hızı ölçümü.

Figure 11: p wave velocity measurement on spherical marble specimen, by means of specially designed measuring device.

elde edilen diyagram "Elastik Anizotropi Diyagramı" olarak isimlendirilmiştir (ekil 12). Bu diyagram üzerinde P dalgası hızının arazide örnek üzerinde iaretlenen do rultulara göre N 85 E do rultusunda maksimum, N 5 W do rultusunda ise minimum değerler aldığı saptanmıştır. Folyasyon düzlemi içinde hızın maksimum olduğu bir kuşakta belirgin olduğu diyagram üzerinde görülmektedir.

ÇE TL YÖNTEMLERLE ELDE EDİLEN SONUÇLARIN KARILAŞTIRILMASI

Kristallerin optik anizotropisi üzerinde yapılan kuramsal ve deneysel çalışmaları



ekil 12: a) Küresel mermer örneklerde hız ölçümü noktalarının stereografik diyagram üzerinde gösterilişi.

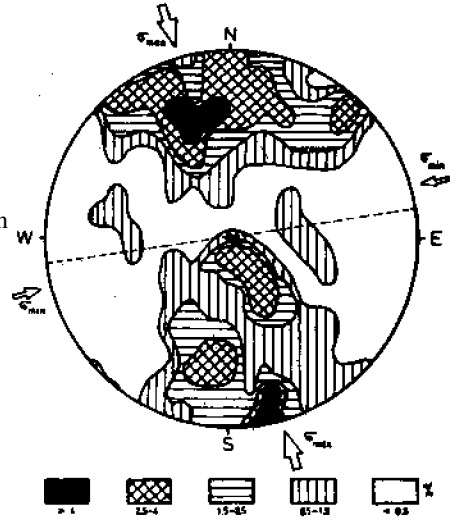
b) Ölçülen hız değerlerine göre hazırlanan elastik anizotropi diyagramı kesik çizgi foliyasyon düzleminin do rultusunu göstermektedir. E hız e rileri 0.1 km./san. aralıdır.

Figure 12:a) Plot of measuring points on marble sphere specimen on stereographic diagram, b) Elastic anisotropy diagram prepared according to p wave velocity values. Dotted line refers to foliation plane. Isoline intervals are 0.1 km/sec

lı malarda, anizotropiyi do uran yönelim ile en son gerilme sistemi arasındaki ilişki üzerinde oldukça yoğun çalışmalar yapılmıştır (Brace, 1965; Friedman 1964, Kamb, 1959). Bu çalışmalarda genellikle metamorfik kayalar içindeki kalsit, kuvars, mika gibi minerallerin optik eksen (C eksen) konumları ölçülmektedir. İzotrop özellikli kayalar için hazırlanan diyagramlarda optik eksen kutupları de i ik do rultular da ılırken, anizotrop kayalarda bu do rultuların da ılımında bir yönlü görülmektedir (Babuska, 1968; Mc Donald, 1960).

Bu çalışmalarda stereografik diyagram üzerine izdü ü rülen optik eksen kutuplarının, do rusal sıkı ma do rultu suna paralel do rultuda yönlü olduğu bu nedenle olarak bulunması yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntemde do ru bir yönlü analiz için 1000'in üzerinde, çoğunlukla 2000-3000 mineralde optik eksen ölçümünün yapılması önerilmektedir. İncelenen minerale göre Universal tabanlı mikroskopta bir optik eksen konumunun 15-30 dak. arasında ölçülebildiği göz önüne alınır, bu yöntemin uzun zaman alan yorucu bir çalışmaya gerek olmadığı kolayca anlaşılabilmektedir.

Marmara Adası mermerinden birbirine dik 3 do rultuda hazırlanan 3 ince kesit üzerinde seçilen 225 kalsit kristallerinde optik eksen ölçümü yapılmış ve elde edilen sonuçlara dayanarak bir stereografik yönelim diyagramı çizilmiştir (ekil 13). Yukarıda verilen bilgilere göre bu diyagram yorumlandığında, kalsit kristallerinin yönelimini do uran en son etkiyen maksimum basınç gerilmesinin yaklaşık olarak N 15 W do rultusunda olduğu anlaşılmaktadır.

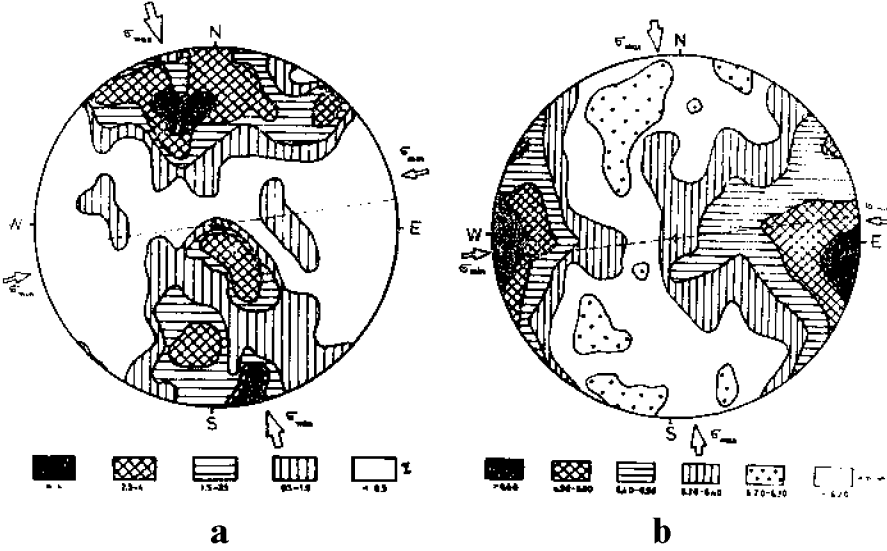


ekil 13: Mermerlerde do rultuda alınan ince kesitlerin U tabanlı mikroskopta incelenmesi ile bulunan optik eksen (C) do rultularına göre hazırlanan yönelim diyagramı.

Figure 13: Orientation diagram of C axes. Measurements have been made with universal stage on three mutually perpendicular thin sections.

stereografik yönelim diyagramı çizilmiştir (ekil 13). Yukarıda verilen bilgilere göre bu diyagram yorumlandığında, kalsit kristallerinin yönelimini do uran en son etkiyen maksimum basınç gerilmesinin yaklaşık olarak N 15 W do rultusunda olduğu anlaşılmaktadır.

ekil 12 ve ekil 13 yan yana incelendiğinde (ekil 14), bu iki stereografik diyagram üzerinde görülen bakımlı da ılım arasında yaklaşık olarak 90°'lik bir açı farkının bulunduğu görülmektedir. Bu sonuca göre, elastik anizotropi diyagramının, 90°'lik bir döndürme ile optik eksen yönelim diyagramı yerine kullanılabileceği, böylelikle elastik anizotropi diyagramında hızın minimum olduğu do rultu ile en büyük gerilme do rultusunun bulunabileceği sonucuna varılmıştır. ekil 15'de arazideki gözlemlerle elde edilen makroskopik verilere göre bulunan gerilme do rultuları ile, petrotektonik analiz ve elastik ve anizotropi diyagramlarından elde edilen gerilme do rultuları toplu olarak görülmektedir. Elastik anizotropinin sayısal olarak belirlenmesi ile saptanan gerilme do rultularının do rultularının da ılımından açıkça anlaşılmaktadır.



Şekil 14: Optik eksen yönelim diyagramı (a) ve elastik anizotropi (b) diyagramlarındaki bakımlılığa göre saptanan gerilme (σ_1 ve σ_2) doğrultuları.

Figure 14: Stress directions (σ_1 and σ_2) determined according to symmetry on C axes orientation diagram (a) and elastic anisotropy diagram (b).

SONUÇ

Kayaların içindeki kristal sınırı eklindeki mikrosüreksizliklerden hareket ederek getirilen elastik anizotropi ölçme yönteminin, metamorfik kayaların dokusunu kazandıran en son gerilme sisteminin aydınlatmada başarıyla kullanılabileceği Marmara mermerleri üzerinde yapılan deneysel kaya mekaniği çalışmalarıyla saptanmıştır. Bu yöntemin doku analizinde kullanılan ve çok uzun zaman alan diğer yöntemle aynı sonucu verdiği örneklerle ortaya konmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazar, kalsit kristallerinin optik eksen konumlarını U tabanlı mikroskopta sabırla ölçen Dr. İhsan SEYMEN'e derli yardımları için teşekkür eder.

SUMMARY

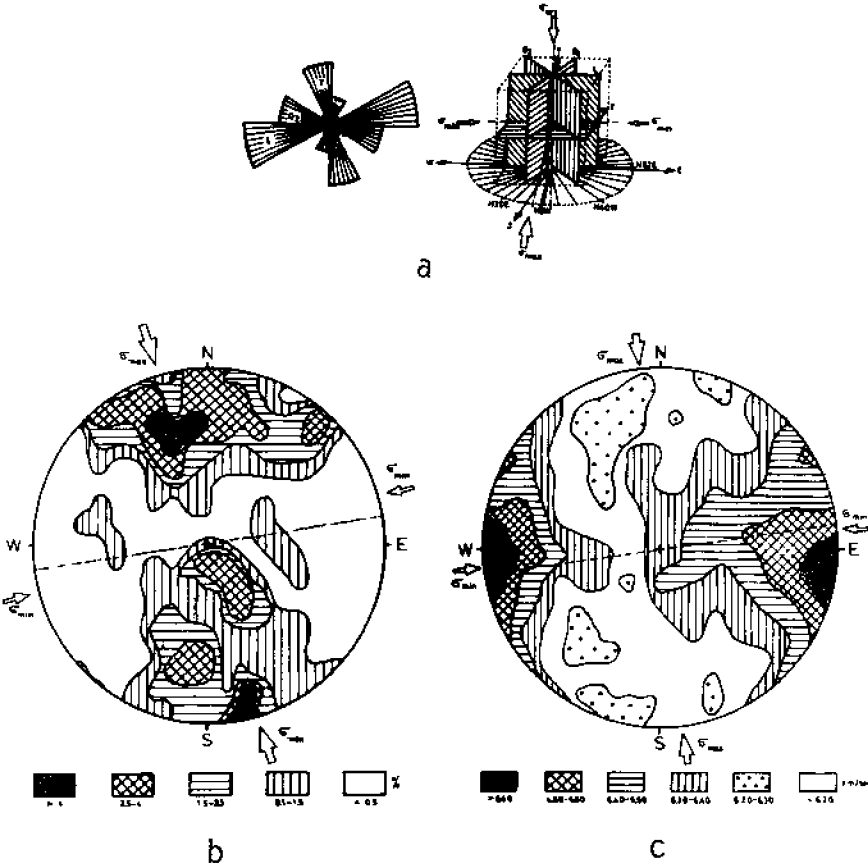
The elastic anisotropy, which is one of the essential physical parameters of rocks, determined mainly by in situ seismic measurements has been used for many years for the assessment of the properties of the earth's crust and mantle.

In the last ten years, with the advance in experimental rock mechanics, the similar data obtained by laboratory measurements have been used for solving various structural geology problems.

Brace (1965), Mc Williams (1966), Babuska (1968) and others have shown in their research that, in metamorphic rocks, where there is an apparent preferred orientation between the minerals, there is a relationship between the elastic anisotropy and the macro and micro structural properties. This has enabled a different approach towards the establishment of determining the deformation history of rocks, which is being done by macroscopic and petrotectonic methods applied in structural geology.

The assessment of the deformation history of rocks, which is being done by macroscopic and petrotectonic methods applied in structural geology.

The assessment of the deformation history of rocks facilitates the solution



Şekil 15: Marmara mermerlerinde makroskopik (a) mikroskopik (b) ve deneysel ölçümler (c) ile bulunan gerilme doğrultularının uygunluğu.

Figure 15: Correlation of stress directions determined by means of field observations (a), microscopic (b) and experimental measurements (c), made on Marmara marbles.

of some geological problems of great scientific and practical importance.

Here the relationship between the elastic anisotropy and the micro and macro structural properties of Marmara Island marbles is emphasized. The structural, physical and mechanical properties of these marbles have been determined thoroughly by our investigations since 1970.

The elastic anisotropy of these marbles was determined by measuring the p wave velocities (V_p) at different directions, using a quartz crystal dynamic oscillator on oriented 12 sided polyhedrons, cylindrical and spherical samples.

p wave velocities have been measured in 3 mutually perpendicular directions on cylinders and in 6 directions on 12 sided polyhedrons. By means of measuring the p wave velocities, elastic anisotropy of the marble has been figured out. Due to the difficulty of obtaining the elastic anisotropy with measurements in a few directions, an oriented spherical sample in 200 mm. diameter was prepared. The velocities of ultrasonic waves were measured easily on this sample in 145 different diameter directions, by using a simple measuring device which was developed in the laboratory, of the Faculty of Mines, Istanbul Technical University.

The values of the velocities obtained were projected on a stereographic equal area projection and 0.10 km/sec. isolines were drawn between 6.15 km./sec. minimum and 6.68 km/sec. maximum ve-

locity values. Thus a velocity contour diagram, in other words, an "Elastic Anisotropy Diagram" was obtained.

At the same time, on thin sections from 3 mutual perpendicular planes of 225 calcite crystals the optical axis measurements were made, their orientations assessed and a "C Axis Orientation Diagram" was prepared.

Comparing these two diagrams and the maximum and minimum distribution of the poles of the C axes of calcite, have shown that there is a close relationship between the p wave velocity and these directions.

At the direction where the pole distribution showed a maximum, the p wave velocity was minimum. Similarly the maximum velocity direction fell within the foliation plane and minimum accumulation of the poles. They formed an angle of around 10°.

Friedmann (1964) and other investigators have shown that, in metamorphic rocks that are usually affected by uniaxial stress, the optical axes of the calcite crystals are parallel to the maximum stress directions.

In relevance with the above mentioned relationship, assessment of the maximum and minimum distribution directions of the p wave velocities on oriented marble samples has demonstrated the minimum and maximum stress directions and in accordance, the latest deformation history of marbles has been established. It has been observed that the experimentally found stress directions have met in accordance with the

field macroscopic observations between 10° 15° limits.

As a result, this investigation has established that the application of experimental rock mechanics for measurement of elastic anisotropy axes is a much shorter and reliable way of determining the stress history, for use in structural geology, than the C axis measurement technique.

Yayınla verildi i tarih: Temmuz, 1976

DE N LEN BELGELER

- Babuska, V., 1968, Elastic anisotropy of igneous and metamorphic rocks: *Studia Geoph. Geol.*, 12, 291-302.
- Brace, W. F., 1965, Relation of elastic properties of rocks to fabric: *J. Geophys. Res.*, 70, 5657-5665.
- Friedman, M., 1964, Petrofabric techniques for the determination of Principal Stress directions in rocks, *State of Stress in the earth's crust*: Elsevier, New York, 451-553.
- Kamb, B. W., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress: *Jour. Geol.*, 67, 153-170.
- Mc Donald, G. J. F., 1960, Orientation of anisotropic minerals in a stress field: *Geol. Soc. America Mem.* 79, 18.
- Mc Williams, J. R., 1966, Microstructural techniques in the study of physical properties of rock: *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 6, 1-12.
- Yüzer, E., 1971, Marmara Adası Mermerlerinin mühendislik jeolojisi ve anizotropik özelliklerinin araştırılması: Tez. İ. T. Ü. Maden Fakültesi, yayımlanmamış.
- Yüzer, E., 1975, Ta lardaki mikrostruktur süreksizliklerinin 2 ve 3 boyuttaki mekanik anizotropiye etkisi: İ. T. Ü. Ara. İ. l. Müt. Hey. Proje No: 41, yayımlanmamış.

Orta Toroslar'da konodont biyostratigrafisi⁽¹⁾

Conodont biostratigraphy in the Middle Taurus

İSMET GEDİK Jeoloji Bölümü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon

ÖZ: Çalıılan bölgede, Kambriyen Triyas arasına ait konodont faunası saptanmış ve kısaca tanımlanmıştır. Metamorfik Alan ya Masifinin bir nappe şeklinde Sedre Triyas'ının üzerine geldiği ve bunun da bir tektonik pencere olarak görüldüğü görülmüştür. *Hadimopanella oezgueli* n. gen. n. sp. (incertae sedis) ve üç yeni konodont türü bulunmuştur.

ABSTRACT: In the area studied Cambrian to Triassic systems are distinguished by the use of conodonts and their fauna is described briefly. It is believed that the metamorphic Alanya massif overlays the Sedre Triassic as a nappe, forming a tectonic window. *Hadimopanella oezgueli* n. gen. n. sp. (incertae sedis) and three new conodont species are established.

(1) Bu yazı Türkiye Jeoloji Kurumu 30. Bilimsel Kurultayında bildiri olarak sunulmuştur.

G R

Bu çalı ma, özellikle son 20 yılda büyük stratigrafik önem kazanan ve geni çapta jeolojik formasyonların korrelasyonunda kullanılan konodontlardan yararlanarak, ülkemizin bir bölgesinin stratigrafisini biraz daha aydınlatmak ve dolayısıyla jeolojik yapısının daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunmak amacıyla yapılmıştır. Bu fosil grubunun yalnız Kambriyen ile Üst Triyas arasında bulunması nedeniyle, Orta Toroslar'da çalı ma bölgemiz olan Alan ya Anamur Konya arasındaki kesimde (ekil 1) sadece bu yalardaki formasyonlar incelenmiştir.

Belirtilen bölge içinde olmakla beraber, Bozkır Hadim yöresinin N. özümlü tarafından çalı lması nedeni ile, bu yöre faunasını imdilik çalı ma dır bırakılmıştır.

Materiyel ve Yöntem

Gerek profiller ekinde, gerekse da mık olmak üzere, bölgeden 1000 i a kın birer kg lık kireçta ı ve ender olarak da marn örne i alınmıştır. Laboratu varda % 15 20 lik formik asit veya asetik asitle eritilen kayaların kalıntıları bi noküler mikroskopta incelenerek gerekli li faunanın kazanılmasına çalı lmıştır. ncelenen formasyonların genellikle elf tortullarından olu mu olması, kalıntıların fazlalığı na ve ayrıca ço unlukla da steril olmalarına neden olmu tur. Kalın tıların, taneleri tek tek gözden geçirile meyecek kadar çok oldu u hallerde bromoform ile bir ayırım yapılmı ve konodontların özgül a ırlı ı 2.8 gr/cm³ den fazla oldu undan, bir konsantre elde etme yoluna gidilmiştir. Konodont faunası tayin edildikten sonra, levha hazırlanmasına esas te kil edecek olanları Raster Elektron Mikroskopu ile Bonn Paleontoloji Enstitüsü'nde 30 KV luk gerilim altında incelenmek ve resmedilmek amacıyla vakumda altın ile kaplanmıştır.

STRAT GRAF

Kambriyen

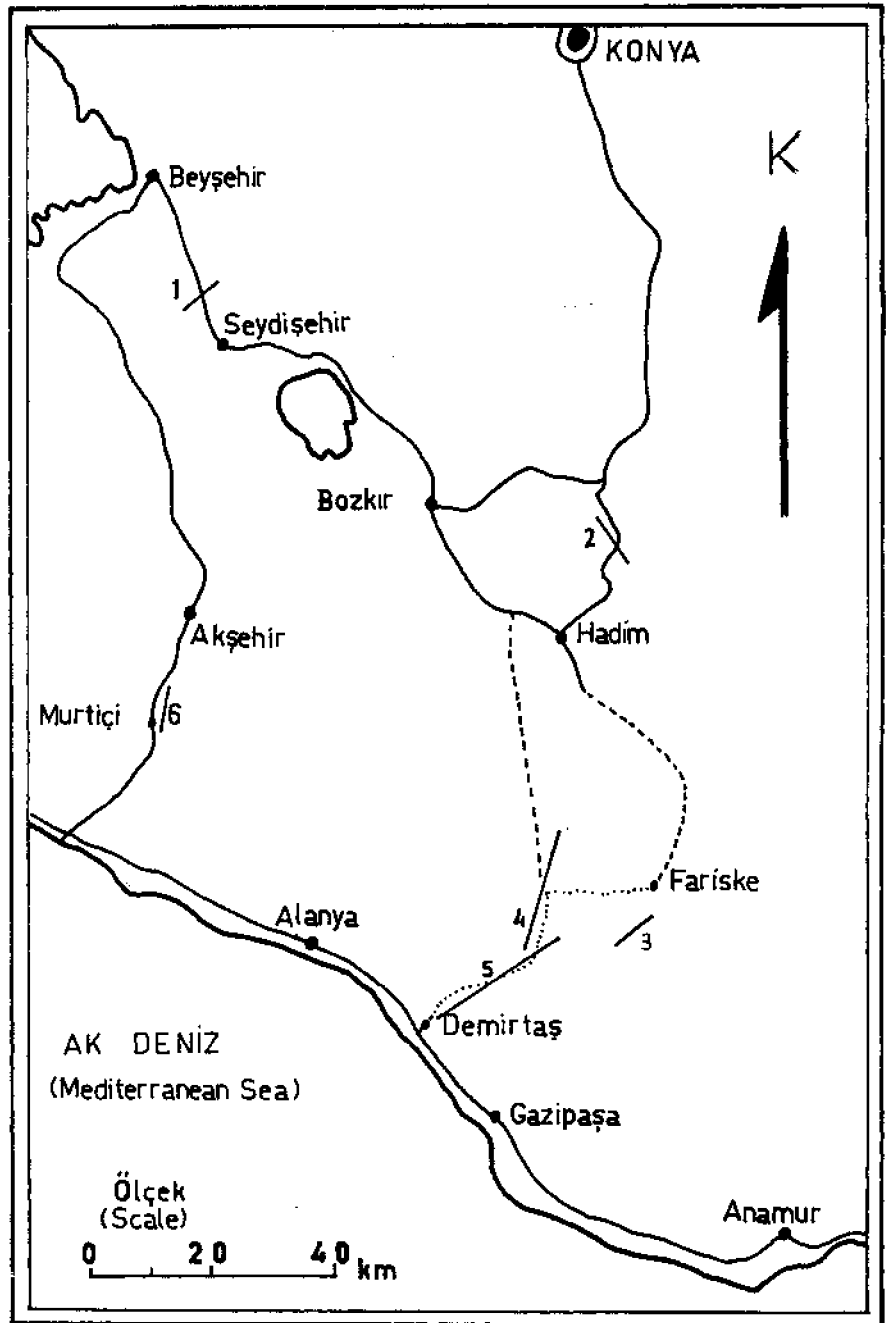
Seydi ehir ve Hadim Ba ba ı köyü yöresinde görülmü tür. En alt düzeyin de Ba ba ı yöresinde, koyu renkli bir eyl serisi bulunur. Üzerine, yaklaşık 60 m kalınl ında ve yer yer dolomitik, alta açık gri ve kalın tabakalı, üste do ru gittikçe ince tabakalı ve kırmızımsı gri olan Çaltepe kireçta ları gelir (Dean

ve Monod, 1970). çlerinde bazı trilobit parçalarına rastlanmıştır. Üste do ru kil oranı gittikçe artarak, yaklaşık 50 m kalınl ındaki kırmızımsı morumsu, yumru kireçta larına geçilir. Bu düzey içinde bol olarak *Conocoryphe*, *Corynexochus*, vb. gibi Orta Kambriyen ya ndaki trilobitlere ve akrotretid brakiyopodlara rastlanılmıştır. Daha üste do ru kil oranının artıp, kireç oranının gittikçe azalarak, Çaltepe Kireçta ı'nın, genellikle bir mikalı kılta ı siltta ı arda

lanmasından olu an ve kalınl ı 1000 m yi a an Seydi ehir Formasyonuna geçti i görülmü tür. Bu formasyonun ilk 50 m lik alt düzeylerinde bulunan kireçta ı merceklerinden elde edilen

Oneotodus tenuis
Fumishina furnishi
Hertzina bisulcata

gibi konodontlardan formasyon tabanının Orta Üst Kambriyen ya lı oldu u anlaşılr.



Şekil Yer bulduru haritası (Numaralar konodont faunası bulunan profilleri göstermektedir).

Figure 1: Location map (Numbers show the profiles which contain conodont fauna).

Ordovisiyen

Hem Seydi ehir Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan, hem de "Ara zonu" (zone séparatrice, sensu Blumenthal, 1951) içerisinde (ekil 3), Ka Yaylası Beldibi Yaylası ve Boncuk Tepe batısında faylanımı olarak görülür. Her iki kuşağa da, klastik bir seri olarak olmuştur. Seydi ehir Formasyonu Ordovisiyen'i, gerek tip yerinde ve gerekse Baba 1 yöresinde bol mikali kilitli miltili a dalanmasından oluşur (ekil 2). Bazı düzeylerinde iz fosillerden *Phycodes circimatus* çok yaygındır. Alt düzeylerinden elde edilen

Proconodontus mülleri

Oistodus minutus

Paltodus deltifer

gibi konodontlarla Tremadosiyen'den ve

Scandodus fumishi

Stolodus stola

Distacodus rhombicus

gibi türlerle de, Arenigiye'nin varlığını anlatır.

"Ara zonu" Ordovisiyen'i, bu zonda içinde yer yer faylanımı küçük bloklar halinde görülür. En iyi görüldüğü yerlerden biri ise, Demirtaş Hadim orman yolunun Ka Yaylası kuzey çıkışındaki çemenin 50 m kuzeybatısında, yolun kuzeydoğusuna yamacındadır. Genellikle mikali, ince taneli kumta larından oluşur ve yer yer kırmızımsı kireçta ları tabakaları içeren yaklaşık 50 m kalınlığındaki bu seri alttan ve üstten faylanımı olup, altında Triyas klastikleri, üstünde ise Silüriyen Devoniyen kireçta ları görülür.

Çinde iz fosillerden *Cruziana cf. furcifera* görülen bu tortullardan elde edilen,

Drepanoistodus forceps

Microzarkodina flabellum

Baltoniodus triangularis

Prioniodus evae

Acontiodus arcuatus

Oistodus inaequalis

gibi konodontlarla Alt Arenigiye ya ı saptanmış, ayrıca bunun 5 km kuzey batısında, Boncuk Tepe güneybatı yamacında bulunan

Cordylodus angulatus

ise, Alt Tremadosiyen'in (Pakerortiyen) varlığını ortaya koymuştur.

Silüriyen

Sadece ara zonunda faylanımı olarak görülmüştür. 20 km kalınlığında, ince orta tabakalı, az bitümlü, brakiyopodlu, koyu renkli kireçta larından oluşur. En iyi görüldüğü yer Beldibi Yaylası kuzeyindeki Karasay Tepe batısındaki vadide, yol üzerindeki hanın bulunduğu yerdir (Darı Deresi Pazaralanı Deresi kavayla). Konodontca oldukça fakir olan bu kireçta larından elde edilen,

Spathognathodus steinhornensis

eosteinhornensis

Plectospathodus extensus

Lonchodina sp.

Üst Silüriyen'i göstermektedir.

Devoniyen

Alt Devoniyen. Sadece ara zonunda görülmüştür. Tipik olarak yukarıda belirtilen Silüriyen yüzeylemesinin bulunduğu yerde görülür. Çok kumlu bryozoa ve brakiyopodalı, gri, orta tabakalı kireçta larından oluşur. Bunlardan elde edilen,

Neoprioniodus bicurvatus

Icriodus woschmidtii

Ozarkodina media

Jediniyen'i göstermektedir.

- Orta Üst Devoniyen. Muzvadi paleozoik'i, altta kalınlığı 1000 m'ye ana kayalar, üstte ise birkaç yüz metre kalınlığındaki kireçta larından oluşur. Altta klastik serinin alt ve orta düzeylerinden alınan örnekler hiçbir fauna vermemiştir, ancak üst 300 m'lik kısmın altında kayalar içinde bulunan brakiyopodalı, kumlu kireçta larından alınan birkaç örnekten (FM 13, Kereniz Köyü)

Icriodus

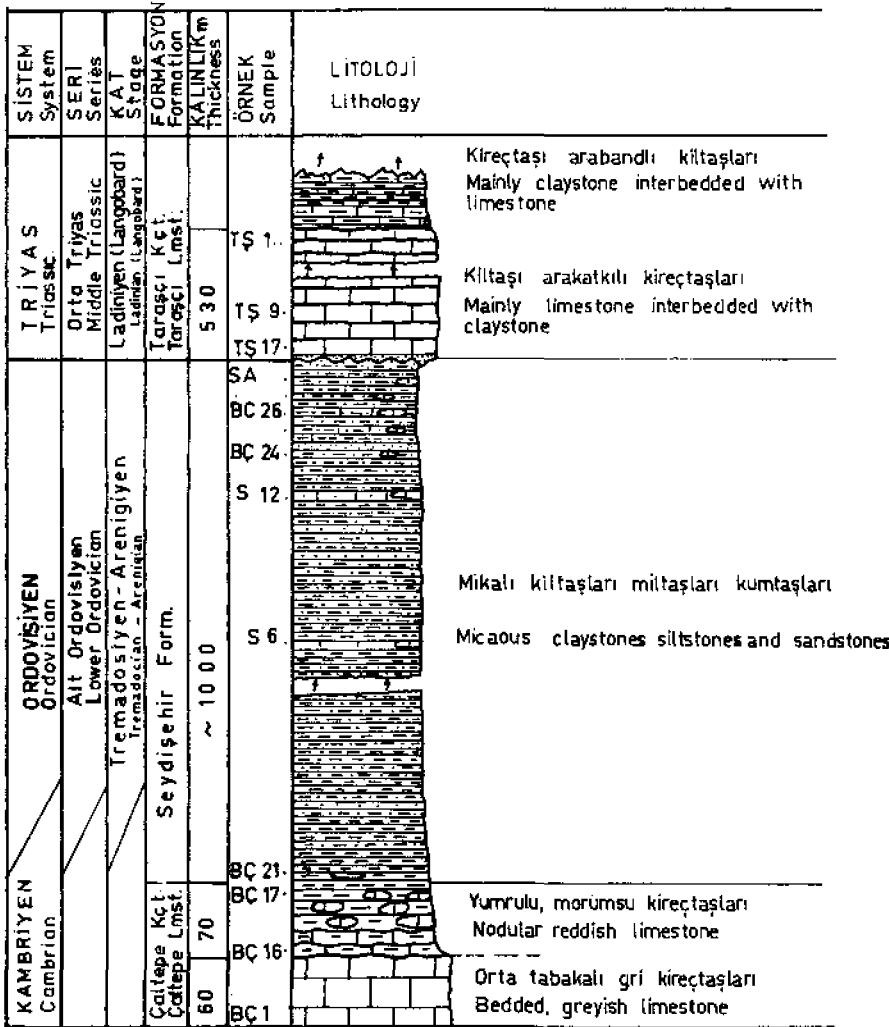
Pölygnafhus cf. xlyus

Spathognathodus sp.

gibi konodontlarla Üst Jivesiyen Franiyen ya ı saptanmıştır.

Alt Karbonifer

Sadece Muzvadi yöresinde, Devoniyen ya ı tabakaların yaklaşık 200 m ka



Şekil 2: Seydi ehir yöresi dikme kesiti.

Figure 2: Columnar section of Seydi ehir region.

SİSTEM System	SERİ Series	KAT Stage	KALINLIK Thickness m	ÖRNEK Sample	
TRİYAS Triassic	Orta Middle	Üst Upper	1000		Kiltaş - kumtaşı ar dalanması, yer yer kireçtaşı, kırmızı radyolarit ve çörtlü kireçtaşı ara tabakaları. Alternating elaystone and sandstone, interbedded with reddish radiolarit limestone and eerty limestone
PERMİYEN Permian			?		Kalın tabakalı kireçtaşı Thick bedded limestone
DEVONİYEN Devonian	A. Dev. Low. Dev.	Gedlik	0		Kumlu brachiopodalı kireçtaşı Sandy limestone with brachiopoda
SİLURİYEN Silurian	Üst Upper				Killi bitümlü kireçtaşı Clayey bituminous limestone
VİSİVEN Visevan			6		Mikali kumtaşları - kiltaşları ve yer yer kireçtaşı ara bandları Micaceous sandstone elaystone interbedded with limestone

Şekil 3: "Ara zonu" genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3: Generalized columnar section of "zone 6âperatrice".

dar üstünde, yine klastik tortullar için deki kumlu kireçta larından (FM II' i u konodont faunası elde edilmiştir:

Gnathodus delicatus
Bispathodus costatus sulciferus
Polygnathus aff. communis
Pseudopolygnathus primus s. 1.

vb. Bu fauna ise Üst Turnezyen Vizeyen ya mı göstermektedir.

Üst Karbonifer Permiyen

Yukarıda söz edilen klastik seri üste do ru yava yava kireçta larına geçmektedir. Bunlardan alınan birçok örnekten ise imdiye dek hiç konodont el

de etme olana ı olmamıştır. Fakat bu bölgede önceden yapılan çalı malarda (Güvenç, 1965), bu kireçta larının Üst Karbonifer Permiyen ya larında oldu u saptanmıştır.

Triyas

Sedre Triyas'ı. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında Demirta Gazi pa a kuzeyinde, Devoniyen olarak gösterilen klastik serinin Triyas ya nda oldu u saptanmıştır.

Sedre Çayı boyunca çok iyi görülen DU serinin altında *Mizzia'lı* kireçta ları (Permiyen) yüzeyler. Bunların üzerine

ayrı ma rengi sarımtırak olan 35 m kalınlı nda, yer yer luma elli kireçta ı kılta ı ar dalanması oturur. Çamlıca Köyü, Candanlı Mahallesi (C 53) bunlar içinde,

Anchignathodus typicalis bulunmu tur. Bu konodont Permiyen Triyas sınır zonunun karakteristik bir fosilidir. Bunun biraz üzerinde ise, genellikle Orta Triyas'da çok görülen,

Prioniodina (Flabellignathus) petraeviridis görülmü tür.

ekil 4'te görüldü ü gibi, üstte do ru pelitik psammitik bir seri olarak devam eden bu formasyonun kalınlı ı 1000 m yi a ar. Demirta Ka Yaylası üzerinde Kocao lan Beslengiller Mahalleleri arasında, bu klastikler içerisindeki kireçta ı merceklerinden elde edilen, (C O),

Gladigondolella malayensis
Metapolygnathus polygnathiformis
Enantiognathus ziegleri vb.

bu serinin en azından Karniyen'e kadar uzandı mı kanıtlanır.

Serinin yüzeyledi i bölgenin de ik yerlerinden alınan örneklerden elde edilen fosiller, yine Triyas ya mı vermiştir.

- Arazonu Triyas'ı. (ekil 3) bu zonun de ik yerlerinden alınan örneklerle, seri içinde Orta ve Üst Triyas'ın varlı ı anlaşılmı olup, Alt Triyas'ın varlı ına dair ise bazı i aretler görülmü tür.

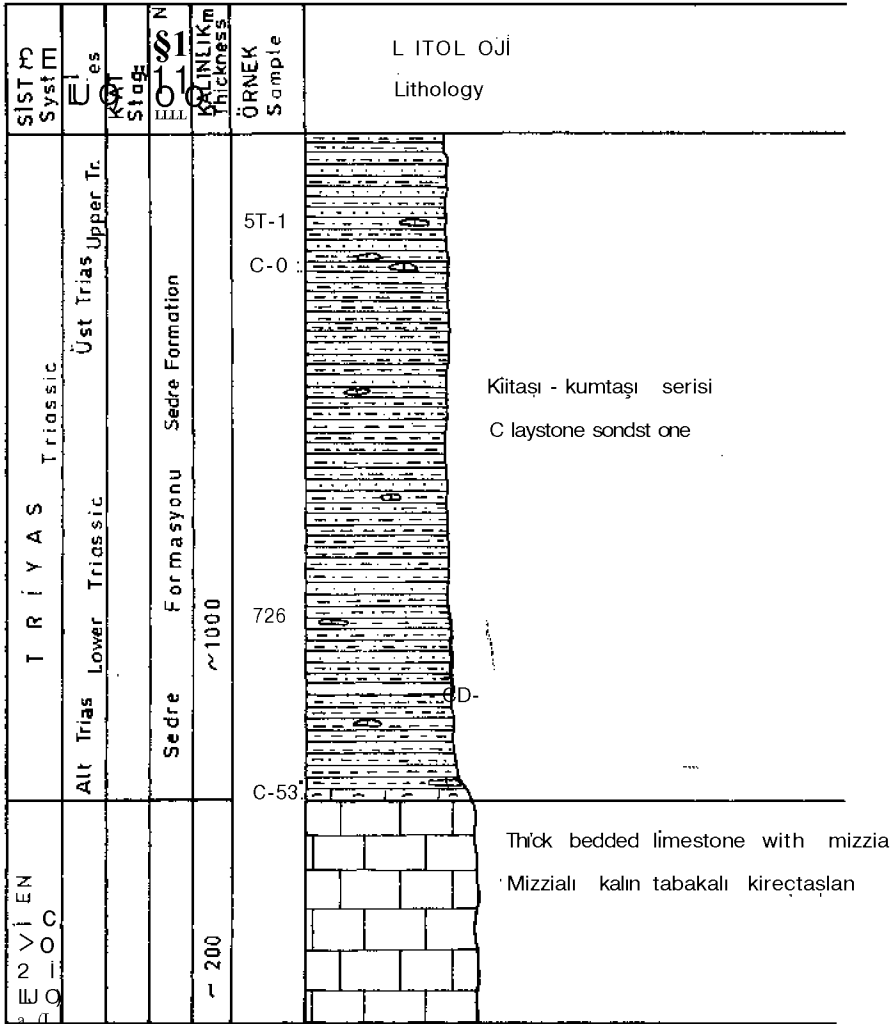
Tüm Triyas'ı kapsadı ı dü ünülen bu zon içinde, Alt Triyas kesin olarak saptanması sa da, yer yer rastlanan 5 10 m lik gevrek kireçta ları düzeylerin de Skitiyen'e i aret eden bazı kalıntılar vardır.

Orta Triyas ise, genellikle kılta ı kumta ı ar dalanmasından olu an ve yer yer gri kireçta ı ve kırmızı, ince radyolarit veya çörtlü kireçta ı tabakaları içeren bir seri olarak görülür. Bu seri içinde, Manavgat Akseki yolu üzerinde, Murtiçi'nin 700 m kadar kuzeyinde (örnek No: Mi.),

Gladigondolella Tethydis
Neogondolella constricta murtitchiensis
Gypridodella subsymmetrica
Prioniodina (Flabellignathus) spp.
Neohindeodella dropla

gibi konodontlar bulunarak Orta Triyas ya ı saptanmıştır.

Üst Triyas. Orta Triyas gibi olu mu olup, yer yer çörtlü kireçta ları ve radyolaritler içerir. Bu düzey içinde, Boncuk Tepe'nin 15 km batısında ve



Şekil 4: Sedre sayı Çamlıca Köyü dikme kesiti.

Figure 4: Coluranar section of Sedre Çayı-Çamlıca Köyü region.

Ka Yaylası güneyindeki Hatip Tepe'nin kuzey yamacında (Örnek No: KKT ve KY 1),

Epigondolella permica
Epigondolella multidentata
Enantiognathus ziegleri
Chirodella dinodoides
Neohindeodella sp.

gibi türler bulunarak Üst Triyas'ı varlığı (Üst Noriyen'e kadar) anlaşılmıştır. Bunların yanısıra aynı kayalarda, daha ayrıntılı tayin edilemeyen *Daonella*'ya, ve bazı ammonitlere rastlanmıştır.

Taraçı Kireçtaşı. Seydi ehir yöresinde, Ordovisiyen istli üzerine, uyumsuz olarak, kalınlığı birkaç yüz metreyi aşan, orta tabakalı kireçtaşı gelir (ekil 2). Üstte doğu kıltalarına geçen bu serinin tabanından alınan örneklerde,

Carinella mungoensis
Carinella hungarica
Enantiognathus ziegleri
vb.

gibi konodontlar bulunmuş ve serinin Ladinien'in Langobard alt katı ile başladığı saptanmıştır. Daha üst düzeylerin de *Trachyceras* tipinde ammonitlere rastlanmıştır. Ayrıca, konodont elde edilememiştir.

Triyas konodontlarının incelenmesinde dikkati çeken bir noktayı belirtmek gerekir. Bu sistem çökeltilerinde, kuzeyde ve güneyde konodont yüzdesinin, arazonu Triyas'ındakine oranla çok daha az olması ve ayrıca arazonun faunasının çok daha ince yapılmış olması Triyas denizinin, bu orta kısımda daha derin olduğunu işaret etmektedir.

JEOLojİK YAPI

ekil 5'te, Demirtaş'tan kuzeydoğusunda yönünde alınan bir kesit görülmektedir. Burada Alanya Masifi diye adlandırılan metamorfik kütlelerin, alttaki Permo Triyas'taki metamorfik olmayan bir seri üzerinde napı ekinde (Alanya Napı) bulunduğu ve alttaki serinin bir tektonik pencere olarak (Sedre penceresi) görüldüğü anlaşılmıştır. Alanya Masifi; altta, mikali, yer yer granatlı kristalin istlemlerden, üstte kristalize kireçtaşılarından oluşur. Bu kireçtaşılarında bol bularak *Mizzia* bulunduğundan, çevresel tortul istiflenmesiyle de bir karıla tırma yapılarak, masifin, Permo Karbonifer (? Triyas) ya da kristalize kireçtaşı ile kalkfillitlerini ve altta da, Alt Karbonifer ve Karbonifer öncesi (Kambriyen Alt Karbonifer) tortullardan oluşması olasılığı bir kristalin istlemlerini içerdiği öne sürülebilir.

Arazonundan sonra, kuzeydoğusunda yöre gelen ve yine kristalize kireçtaşılarından oluşan ikinci metamorfik serinin, yine bir napı olarak (Yaylalar Napı) arazonu tortulları üzerinde bulunduğu görülmektedir.

Sedre Penceresi içinde bulunan Triyas konodontlarını arazonunda bulunanlarla karşılaştırmamızda, arazonu faunasının baltarısı normal renklerini korudukları, Sedre Triyas'ı faunasının ise, siyahimsi kahverengine dönüştüğü görülmüştür. Bu ise bize, yine Sedre Formasyonu'nun, bir süre, fazla basınç ve sıcaklık etkisi altında kaldığını göstermektedir.

ÖRNEK ALINAN YERLER

Genel çizgileriyle yukarıda belirtilen yerlerin veya profillerin dışında birçok yerlerden de örnek alınmıştır. Bunlardan bazıları da, sadece levha açıklamalarında adı geçen yerlerin yerleri belirtilecektir:

SV 4: Bey ehir, Saçlılar yolu üzerinde, Sobova vadisinde, Seydi ehir Formasyonu'nun üst düzeyindeki kireçtaşılarından.

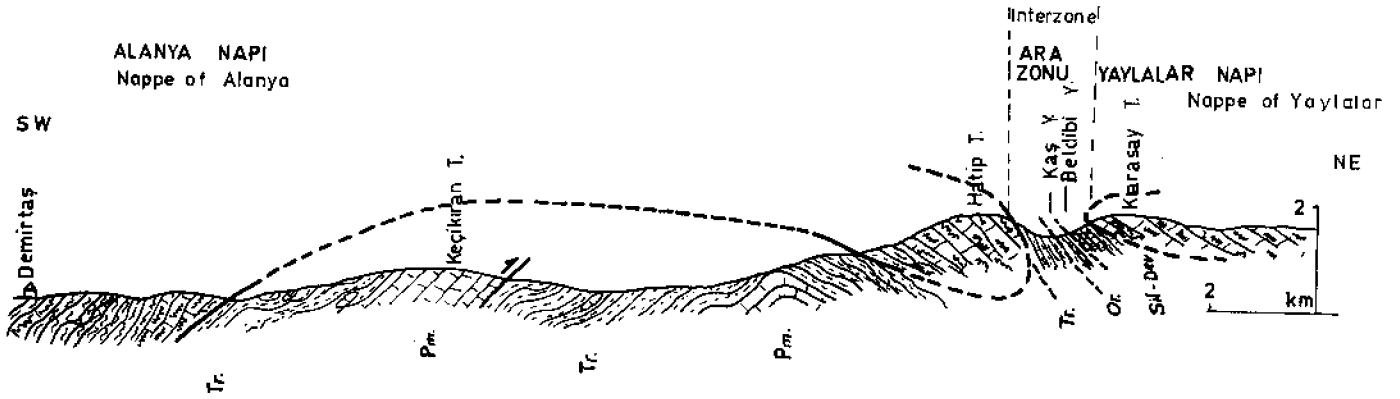
EG 2; EG 3; EG 24: Babalı (Hadim) yöresi Kambro Ordovisiyen'inden (Özgül ve Gedik, 1973).

KY 30: Ka Yaylası Beldibi Yaylası arası, SG 9 - SG 15 arasına karşılık gelir (ekil 3).

GP 2: Sedre Triyas'ı içinde, Gazipaşa kuzeyinde, İlica Sivastı arasından.

Or 4.3: Or 4'ün üst tabakasını simgeler.

Or 4a: Or 4'ün ekarılığıdır.



Şekil 5: Demirtaş Kas Yaylası jeolojik kesiti.

Figure 5: Geological cross section from Bemirtaş to Kas Yayla.

Is 3; Is 4; Is 7: Isparta yöresi Triyas'ının stratigrafik konumunu saptamak amacıyla, Isparta Çayı boyunca alınmıştır. Is 7, altta Körölu Beli antitesi yanında bulunur. Is 4, bunun 500 m üstündeki bir tabakadan, Is 3 ise, Is 4 ün 200 m üstünden alınmıştır. Alınan örnekler serinin ya olarak Üst Lanogobard Codevol'den (Üst Ladinyen Alt Karniyen) Noriyen'e (Is 3) kadar uzandığını göstermiştir.

PALEONTOLOJİ

Çalışılan bölgenin oldukça geni olması ve ayrıca konodontların yaşam süresi olan Cambriyen Üst Triyas arasının büyük bir bölümünün bölgede bulunması nedeniyle, oldukça geni spektrumlu bir fauna elde edilmiştir. Konodontların yanı sıra, asit kalıntıları içinde oldukça bol oranda Foraminifera, Ostracoda, holothuria skleritleri, balık dipleri, küçük Gastropoda, Radiolaria, sünger spikülleri, algler ve çeşitli problematica bulunmuştur.

Konodont çalışmalarında son senelere kadar form adlaması uygulanmaktayken, verilerin sürekli artışı ve istatistiksel yöntemlerin uygulanabilir hale gelmesi sonucu olarak, birkaç yıldır, doğal sınıflamaya uygun olan çok örnekleme (Multielement Taxonomie) uygulaması giderek yaygınlaşmaktadır. Bu çalışmada da form adlaması yanı sıra, olanaklar içinde, çok örnekleme uygulanan çalışılmıştır. Ayrıca, alfabetik sırayla, levhalarda gösterilen önemli konodontların özellikleri kısaca belirtilecektir. Çalışmanın asıl amacı stratigrafik olduğundan, elemanlar listesinin v.b. ayrıntıların verilmesinden kaçınılmıştır.

CONODONTA

Cins ACODUS Pander, 1856

Acodus erectus Pander, 1856

Levha II, ekil 21

Tanımlama

Ön ve arka kenar ve yanallıdır. Enine kesiti üçgenimsi. Öne hafif kıvrıktır.

Yaşam

Latorpiyen (Alt Arenigiyen)

Cins ACONTIODUS Pander, 1856

Acontiodus viirae n. sp.

Levha II, ekil 15 16

1974 *Acontiodus* sp. Viira, S. 51, ekil 36 Adım Kökeni

Bu türü ilk kez bulan, Sayın V. Viira'ya (Tallin) atfen.

Tür örnek

Levha II, ekil 16'da gösterilen örnekleme.

Tip Yeri

Seydi ehir Taraçı yolu kuzeyinde Yelbel Tepesi batı yamacı.

Tip Katmanı

Alt Ordovisiyen. Ayırtman Tanımı Hemen hemen simetrik olup ve kesitin üçgenimsi olması en belirgin özelliklerinden olup, ön tarafı düzdür. Taban çukurluğu derindir.

Tanımlama

Öne yandan bakıldığında, özellikle orta kısımda, arkaya doğru kıvrılmıştır. Yanallı kenarları ve arka kenarı keskindir, ön tarafını düz bir yüzey oluşturur. Yan yüzeyler hafif olarak büyükdür. Taban çukurluğu derin olup, en büyük kıvrılma noktasına kadar uzanabilir.

Benzerlik ve Farklar

Ön yüzeyinin düz olması bu türü diğer türlerden ayırır.

Yaşam

Viira Baltık bölgesi Alt Ordovisiyeninde (Ceratopyge beds) bir tane gözetlemiştir. Orta Toroslar'da aynı yaşta bulunan diğer konodontlarla birlikte, oldukça bol olarak bulunur. Ceratopyge beds Latorpiyen.

Cins AMBALODUS Branson ve Mehl, 1933

Ambalodus sp.

Levha II, ekil 27

Tanımlama

Asimetrik önünün 3 uzantısı oldukça basıktır. Üzerinde bir sıra belirgin dipler bulunur. Taban çukurluğu önün tüm alt yüzeyini kapsar ve oldukça derindir.

Yaşam

Alt Volkhoiyen (Arenigiyen) tabakalarında görülür.

Cins AMORPHOGNATHUS

Branson ve Mehl, 1933

Amorphognathus sp.

Levha II, ekil 25

Tanımlama

Dört uzantılı olan önünün iki ön yan uzantıları birbirine hemen hemen eşit ve kısa, arka uzantı oldukça uzun olup, ana diplerinin yakınında çok küçük bir dördüncü uzantı olmaktadır. Öne üzerindeki dipler kısa boyludur. Taban çukurluğu, oldukça yüksek olan önünün alt yüzeyini tümüyle kapsar.

Yaşam

Alt Volkhoiyen tabakalarında görülmüştür.

Cins ANCHIGNATHODUS Sweet, 1970

Anchignathodus typicalis Sweet, 1970

Levha III, ekil 28 30

Tanımlama

Uzunluk geni lik oranı 2,4 olan, oldukça derin bir kubbe ve biraz kısa, serbest bıçaktan oluşan bir türdür. Yandan bakıldığında derin boyları arkaya doğru yavaş yavaş azalır.

Ya 1

Permiyen Triyas geçi zonu (typicalis zonu) tipik bir fosildir. En Üst Permiyen - En Alt Sitiyen.

Cins BALTONIODUS Lindström, 1971

Baltoniodus triangularis (Lindström, 1955)

Levha II, ekil 12, 13

Tanımlama

Çok öneli (ME) bir türdür. Üst eleri görülür:

Prioniodus triangularis

Trapezognathus quadrangulum

Prioniodus tipi öneli: Çarpık bir üçgen piramidi eklinindedir. Uzatılar üzerinde dipler pek belirgin değildir.

Trapezognathus tipi öneli: Oldukça simetrik. Yüzeyleri içbükey olan ince uzun bir yamuk piramidi andırır. Kenarları testere tipli diplerle donatılmıştır. Taban çukurluğu çok derindir.

Ya 1

Baltık bölgesinde, kendi adını taşıyan zonu ayırtman fosildir. Toroslar'da da aynı yarıta olmalıdır. En Alt Volkoviyen.

Cins CARINELLA Budurov, 1973
Carinella hungarica (Kozur ve Vegh, 1972)

Levha III, ekil 17, 22, 23, 31, 32

Tanımlama

Alttan görünüşte taban çukurluğu tabanın ortasında veya ortaya yakın bir yerde bulunmaktadır. Diğer Triyas tabanlı konodontların çoğunun tersine, taban çukurluğu üçgenimsi damla eklinde olmayıp, ince uzun dudak eklinindedir. Tabla kenarları, çok hafif yukarı kıvrılmıştır. Genellikle arkaya doğru tabla inceliyor ve sivri olarak son bulur, öneli ise daha ani olarak geneline kaybeder ve çok kısa da olsa bir parça serbest bıçak kalmasını sağlar. Dipler birbirine yakın ve oldukça sivri olup, taban çukurluğu üzerinde bir ana dipler olur.

Ya 1

İmdiye dek sadece Orta Avrupa ve Japonya'da bilinen bu tür, Üst Ladinyen'in (Langobard) altında görülmektedir. *C. mungoensis mungoensis*'in bu türden türemi olmasının göz önüne alınrsa, Langobard'ın en alt zonu olarak

rak, *mungoensis* zonu altında bir *hungarica* zonu kabul edilebilir.

Carmella mungoensis mungoensis (DieVel, 1956)

Levha III, ekil 1

Tanımlama

Tabla çarpık üçgenimsi, arka ucu yana kıvrılmış, üzeri kenarlarında enine uzantılı sırtçık eklinde diplerle örtülüdür. Serbest bıçak yarı tabla boyu kadardır. Taban çukurluğu ince uzun, dudak eklinde ve ortaya yakındır.

Ya 1

Üst Ladinyen (Langobard) - Alt Karniyen (Cordevol)

Cins CHIRODELLA Hirschmann, 1959

Chirodella dinodoides (Tatge, 1956)

Levha IV, ekil 13

Tanımlama

Çok yassılamalı dal tipli bir konodont; ön daldaki dipler arkaya doğru eğik, ana dipler ön dalın dorultusunda. Arka dal kısa ve hafif ön dal düzleminden dışarı kıvrılmıştır.

Ya 1

Genellikle Orta ve Üst Triyas'ta görülür.

Chirodella triquetra (Tatge, 1956)

Levha IV, ekil 4, 12

Tanımlama

Sadece yassılamalı bir ön daldan oluşan bu tür üzerinde dipler oldukça dik durumdadır, dipler 6 kadardır.

Ya 1

Anisiyen - Karniyen

Cins CORDYLODUS Pander, 1856

Cordylodus angulatus Pander, 1856

Levha II, ekil 5, 10

Tanımlama

Arkaya doğru eğimli büyük bir ana dipler ve hemen onun arkasına, taban kısmı üzerinde dizilen bir seri eğik ikinci diplerden oluşan öneli taban çukurluğu ana diplerine doğru, ikincil diplerin yarı boyları düzeyine kadar, gitmiş sivri erek uzanır. Çukurluğun ön kenarı, yandan bakıldığında, içbükey görülür.

Ya 1

Alt Tremadosiyen (Pakerortiyen), *omgulatus* zonu.

Cins CRATOGNATHODUS Mosher, 1968

Cratognathodus aff. kochi (Huckriede, 1958)

Levha IV, ekil 9

Tanımlama

Ana dipler çok gelişmiş, önünde ve arkasında iki er adet küçük dipler bulunur. Taban çukurluğu ana dipler altında daha

geni. Oldukça kısa ve küttüğü ile *C. kochi*'den farklıdır.

Ya 1

Anisiyen - Noriyen.

Cratognathodus posterognathus

Mosher, 1968

Levha IV, ekil 8

Tanımlama

Öndal uzun, üzerindeki dipler uçta dik ve uzun, ana diplerle birlikte ip, küçülmüşler. Arka dal kısa ve ağırlık kırık.

Ya 1

Anisiyen - Karniyen.

Cins CYPRIDODELLA Mosher, 1968

Cypridodella pronoides (Budurov, 1971)

Levha IV, ekil 7, 11, 17

Tanımlama

Uzun ve yassılamalı yan ve öndal üstünde 5-10 tane eğik dipler bulunur. Ana dipler büyük ve yan öndal dorultusunda. Arka yan dal kısa ve dar bir açı yaparak yan öndala bağlanır. Taban oluğu, ana dipler altında yan konik ekili olacak şekilde gelişir.

Ya 1

Anisiyen - Noriyen.

Cins DISTACODUS Hinde, 1879

Distacodus thombicus Lindström, 1955

Levha II, ekil 20

Tanımlama

Tek dipleri olan öneli hemen hemen simetrik. Hafif arkaya kırık olup ön ve arka kenarlar keskindir. Yan yüzeylerin ortalarında öneli boyunca birer kesitini sırt uzanır. Enine kesiti ince uzun bir paralelkenar dörtgeni andırır.

Ya 1

Alt Latorpiyen.

Cins DREPANOISTODUS Lindström, 1971

Drepanoistodus forceps (Lindström, 1955)

Levha I, ekil 1, 2, 7

Tanımlama

Çok öneli (ME) türlerdendir. Üst eler gözetlenmiştir:

Drepanodus homocurvatus (Levha I, ekil 1)

Drepanodus subrectus (Levha I, ekil 2)

Oistodus forceps (Levha I, ekil 7)

Drepanodus tipi öneli subsimetrik olup, ince mercekle eklinde, enine kesitleri vardır. Taban çukurluğu derinedir.

Ya 1

Latorpiyen - Alt Volkhoven.

Cins EP GONDOLELLA Mosher, 1968

Epigondolella mostleri Kozur, 1972
Levha III, ekil 21, 26, 27

Tanımlama

Ö e simetriktir; tabla önde aniden geni leyip ö enin ortasında en büyük geni li ine eri ir ve arkaya do ru di bü key olarak gittikçe daralarak küt bir uçla son bulur. Üzerinde, özellikle ön yan kenarlarda nokta ekinde di ler bu lunur. Arkaya do ru bunlar belirsizle ir. Ya 1

Üst Langobardiyen Cordevol.
Epigondolella multidentata Mosher, 1970

Levha III, ekil 16

Tanımlama

Tabla önde aniden en büyük geni li ine eri ir ve arkaya do ru, içbükey veya düz olarak incelerek oldukça sivri bir uçla son bulur. Üzerinde, özellikle ön kenarlarda birkaç tane di bulunur. Ya 1

Orta Üst Noriyen (Alaun Sevat)
Epigondolella nodosa (Hayashi, 1968)

Levha III, ekil 11, 12, 18, 19

Tanımlama

Tabla önde sivri, arkada kö eli yu varlak veya geni yuvarlak, tümüyle dikdörtgenimsi görünümü ü. Ön kenarların da birkaç tane dü üm ekinde di bu lunur. Metapolygnathus polygnathifor mis'ten türemi olması olasıdır. Ya 1

Karniyen Noriyen geçi zonunda görülür. (Üst Tuval Alt Lac)

Epigondolella permica (Hayashi, 1968)

Levha III, ekil 4, 7, 10, 13, 14, 20, 24, 25

Tanımlama

Tablanın orta kısmının bo umlu ol ması ve üzerinde, özellikle ön kenarlarda, birkaç tane dü üm ekinde di bu lundurması karakteristiktir. Ya 1

Di sayısı çok olanlar (20, 24, 25) Üst Karniyen Alt Noriyen' de; di sayısı az olanlar (4, 7, 10, 13, 14) Orta Noriyen' de görülür.

Cins ENANTIOGNATHUS Mosher ve Clark, 1965

Enantiognathus insignis (Tatge, 1956)

Levha IV, ekil 2

Tanımlama

ki yan dal ve bir ana di ten olu an ö e çok yassıla mı tır. Dal yüzeyleri düz

de il, kıvrımlı tır. Dallardan biri di eri ne göre daha uzundur.

Ya 1

Orta Üst Triyas.

Cins FALODUS Lindström, 1955
Falodus sp.

Levha II, ekil 26

Tanımlama

Ortada bulunan arkaya kıvrık bir ana di ve onun önünde 3 4 tane taban kısmına yapı ıkmı gibi görünen küçük di lardan olu an ö enin arka kısmı di sizdir. Taban çukurlu u geni çe bir oluk ekinde olup, arkaya do ru geni le mektedir.

Ya 1

Üst Latorpiyen ya lı tabakalardan elde edilmi tir.

Cins FURNISHINA Müller, 1959
Furnishina furnishi Müller, 1959

Levha II, ekil 4

Tanımlama

Üçgen piramidi ekinde bir taban çukurlu u olan ö e tek bir di ten olu ur. Ön tarafını düz bir yüzey, arka ta rafını küt bir kenar te kil eder. Enine kesiti üçgenimsidir.

Ya 1

Üst Kambriyen.

Cins GLAD GONDOLELLA Müller, 1962

Gladigondolella malayensis Nogami, 1968

Levha III, ekil 9

Tanımlama

Üstten uzun oval görünen tablanın alt yüzeyinde, uç kısmına bir çukurluk boyu mesafede, göz ekinde bir taban çukurlu u bulunur.

Ya 1

Orta Triyas Alt Karniyen.

Gladigondolella tethydis (Huckriede, 1958)

Levha III, ekil 3, 6

Tanımlama

Taban çukurlu unun biraz daha or taya do ru kaymı olması ile *G. mala yensis*'ten ayırt edilir.

Ya 1

Anisiyen Karniyen.

Cins GNATHODUS Pander, 1856
Gnathodus delicatus Branson ve Mehl, 1938b

Levha I, ekil 5, 6

Tanımlama

Kubbe üçgenimsi olup, iç tarafında bir birleriyle kayna mı bir dü üm sırası bıça a paralel olarak uzanır. D1 tarafından ise birkaç tane dü üm bulunur.

Ya 1

Üst Turnezyen Alt Vizeyen.
Cins ICRIODUS Branson ve Mehl, 1938a

Icriodus brevis Stauffer, 1940
Levha I, ekil 12, 14

Tanımlama

İnce uzun, subsimetriktir; önde dar olup, arkaya do ru geni ler. Üzerindeki üç di sırasından orta sıranın di leri, yan sıralara göre biraz verev durumdadır.

Ya 1

Üst Jivesiyen Franîyen
Icriodus woschmidti Ziegler, 1960

Levha I, ekil 15

Tanımlama

Ö enin di sıralarındaki di ler aynı hizada olup, birbirleriyle, uzun eksene dik olarak birle mi kayna mı lardır. Arka uç yana do ru kıvrımlı tır. Ya 1

Alt Jediniyen (woschmidti zonu)
Icriodus sp.

Levha I, ekil 16

Tanımlama

Genel görünümü Icriodus'a benzemekle beraber, tek di sırası bulundurur. Pe lekysgnathus'u andırır.

Ya 1

Icriodus woschmidti ile beraber bu lunmaktadır.

Cins METAPOLYGNATHUS Ha yashi, 1968

Metapolygnathus polygnathiformis (Budurov ve Stefanov, 1965)

Levha III, ekil 15

Tanımlama

Dikdörtgenimsi ve dü ümsüz tabla lıdır.

Ya 1

Karniyen.

Cins MICROZARKODINA Lindst röm, 1971

Microzarhodina flabellum (Lindst röm, 1955)

Levha II, ekil 22 24

Özellikleri

Çok ö elidir. u ö eleri gözlenmi tir:

Prioniodina flabellum (Levha II, e kil 24)

Cordylodusperlongus (Levha II, e kil 22)

Trichonodella alae (Levha II, ekil 23)

- *Prioniodina* tipi (veya ozarkodiform) ö e, bir ana di le onun önündeki 12 ve arkasındaki 3 5 di ten olu an ve hemen hemen bir düzlem içinde bulunan iki dallı bir konodonttur.

Cordylodus tipi ö e ise, tek dallı, bir ana di ve arkaya do ru onu izleyen bir sıra ikincil di ten olu mu tur.

Trichonodella tipi ö e, üç dallı ve hemen hemen simetriktir. Arka dal ge li memi , buna kar m yan dallar olduk ça uzundur.

Ya ı Üst Latorpiyen Alt Volkhovien.

Cins NEOGONDOLELLA Bender, 1970

Neogondolella constricta murtitchi *ensis* n. subsp.

Levha III, ekil 2, 5, 8

Adın Kökeni

Bulundu u yer olan Murtiçi'ne at fen.

Tür Örnek

Levha m, ekil 2'de gösterilen ö e.

Tip Yeri

Murtiçi Akseki yolu üzerinde ve

Murtiçi'nin 700 nkuzeyindeki kırmızı, çörtlü tabakalar altındaki gri kireçta ları.

Tip Katmanı

Ladiniyen.

Ayırman Tanını

Tablanın taban çukurlu u hizasında aniden bir bo um yapması çok tipiktir.

Tanımlama

Tabla, önde sivri olarak, yakla ık 40 50° lik bir açıyla ba layıp, en büyük geni li e eri tikten sonra, aynı geni lik te taban çukurlu u hizasına kadar uza nır. Sonra, orada bir bo um yaparak, yuvarlak bir uçla son bulur. Bıçak ar kada tablayı a maz. Yandan bakı ta, ö enin arkası biraz a a ı do ru kıvrıl mı tır.

Benzerlik ve Farklar

Neogondolella c. constricta'da, tab la bo umu bu kadar ani de ildir. Aynı ca yeni alt türde tabla daha geni tir.

Benzerlik ve Farklar

N. constricta constricta Mosher ve Clark tümüyle daha ince görünü lüdür. Tabladaki bo um bu alt türde oldu u gibi ani de il, tedrici oldu u için, tabla üstten bakı ta i eklinde (fusiform) gö rülür.

Ya ı

N. constricta constricta Üst Anisi yen Alt Ladiniyen'den bilinmektedir. Ayrıca aynı tabakadan elde edilen bir pelecypod cinsine göre (*Anoplophora* sp., det. Rieber Zürich) Ladiniyen Noriyeen arası söz konusu olabilir. Ancak *Neogondolella'nın* filojenetik geli imi de gözönüne alınarak bu türe, kabaca, Ladiniyen ya ı verilebilir.

Cins NEOHINDEODELLA Kozur, 1968

Neohindeodella triassica (Müller, 1956)

Levha IV, ekil 10, 14, 15

Tanımlama

Heterojen bir boylanma gösteren kı sa bir ön dal ve uzun bir arka daldan olu ur.

Ya ı

Sitiyen Noriyeen.

Cins OISTODUS Pander, 1856

Oistodus lanceolatus Pander, 1856

Levha I, ekil 18

Tanımlama

Asimetriktir. Anadi taban kısmı ile dar bir açı yapar. Ö enin bir yamacın da geli mi bir sırtçık bulunur ve taban çukurlu una üçgenimsi bir görünü ka zandırır. Di er yüzey düz, ön ve arka kenarlar keskindi.

Ya ı

Üst Latorpiyen Orta Volkhovien.

Cins ONEOTODUS Lindström, 1955

Oneotodus cf. gallatini Müller, 1959

Levha n, ekil 13

Tanımlama

Hafifçe arkaya do ru kıvrılmı bir koni görünü ün dedir. Kavkı kaba tane li bir yapıya sahiptir. Enine kesitinin hemen hemen dairesel olması O. galla tini'den farkını olu turur.

Ya ı

Üst Kambriyen.

Cins OZARKODINA Branson ve Mehl, 1933

Ozarkodina media Walliser, 1957

Levha I, ekil 22

Tanımlama

ö e dalları ana di te geni bir açı yapacak ekilde kıvrılmı tır. Di ler dal üzerinde oldukça dik olarak bulunur.

Ya ı

Venlokiyen Alt Devoniyen.

Ozarkodina tortilis Tatge, 1956

Levha IV, ekil 3, 16

Tanımlama

Kısa olan arka daim, ön dal düz leminden içe do ru bükülmü olması en belirgin özelli idir.

Ya ı

Triyas.

Cins PALTODUS Pander, 1856

Paltodus deltifer (Lindström, 1955)

Levha I, ekil 19 21, 23

Tanımlama

Çok ö elidir.

Drepanodus deltifer

Oistodus inaequalis

ö eleri gözetlenmi tir.

Drepanodus tipi ö enin taban kısmı geni olup, enine kesiti ikizkenar üçge nimsidir.

Oistodus tipi ö ede, ana di içe do ru e iktir. Taban kısmının iç tarafı i kincidir.

Ya ı

Üst Tremadosiyen (Ceratomyge beds).

Paltodus inconstans Lindström, 1955

Levha I, ekil 9, 10

Tanımlama

Çok ö elidir. *Oistodus* tipi ö e P. *deltifer*inkine benzer. *Drepanodus* tipi ö e asimetrik olup, oldukça ince uzun dur.

Ya ı

Latorpdyen.

Paltodus sp.

Levha II, ekil 8

Tanımlama

Simetriktir, ön yüzeyi düz, arka yan yüzeyleri içbükeydir. Üç belirgin sırt bu lundurur. *Paltodus* sp. Ethington ve Clark, 1971 ile yakın benzerlikleri var dır.

Ya ı

Latorpiyen.

Cins PAROISTODUS Lindström, 1971

Paraistodus parallelus (Pander, 1856)

Levha I, ekil 8

Tanımlama

Taban kısmı dörtgenimsi görünü lü ve kısa olup, ana di uzun oval kesitli dir.

Ya ı

Üst Latorpiyen Alt Volkovien.

Cins POLYGNATHUS Hinde, 1879

Polygnathus aff. communis Branson ve Mehl, 1934

Levha I, ekil 4

Tanımlama

Taban çukurlu unun, tabla ön ke narından daha önde olması bu türün özelli idir. (*P. communis'ü*e bu çukurluk genellikle, ya tabla ön tarafında, veya kav ak noktasındadır).

Ya ı

Alt Korbonifer ya lı bir örnekten elde edilmi tir.

Cins PRIONIODINA Bassler, 1925

Altains PRIONIODINA (FLA BELLGNATHUS)

Prioniodina (Flabellignathus) lati *dentata* Tatge, 1956

Levha IV, ekil 6

Tanımlama

Ön dalın ön di lerinin kırık olması nedeniyle büyük oldukları görülemiyor; ana di e do ru di ler küçüldür. Kısa olan arka dal içe do ru e ilmi olup, üzerin de birkaç küçük di ta ır.

Ya 1

Üst Sitiyen, Anisiyen Karniyen, Noriyen.

Prioniodina (Flabellignathus) sp engleri sapanli Gedik, 1975

Levha IV, ekil 1

Tanımlama

Ana di in bir düzeyinde keskin bir sırt bulunması ve taban olunun ana di altında üçgenimsi ekilde geni lemesi tipiktir.

Ya 1

Anisiyen Karniyen.

Prioniodina (Flab' eMgnathus) sp.

Levha IV, ekil 18

Tanımlama

Altcinsin tipik özelliklerinden olan yelpaze zeklinde ve çatallanmış ön dalı görülür.

Ya 1

Anisiyen Karniyen.

Cins PRIONIODUS Pander, 1856

Prioniodus cf. elegans Pander, 1856

Levha II, ekil 11, 17

Tanımlama

Ana di üçgenimsi kesitli ve büyük; dallar yassıla mı olup, küçük di ler ta ırlar.

Ya 1

Üst Latorpiyen.

Prioniodus evae Lindström, 1955

Levha II, ekil 18

Tanımlama

Arka dalın yana burkulmuş olması bu tür için karakteristiktir.

Ya 1

Üst Latorpiyen.

Cins PROTOPANDERODUS Lindström, 1971

Protopanderodus aff. gradatus Serpagli, 1974

Levha I, ekil 3

Tanımlama

Çok ö eli bu türün eldeki ö esi, homojen ekilde kavisi olup, özellikle iç yüzeyinde birkaç tane sırtçık bulunur.

Ya 1

Alt Arenigiyen.

Cins SCANDODTJS Lindström, 1955

Scandodus Undstroemi n. sp.

• Levha II, ekil 7

Adın Kökeni

Sayın Prof. Dr. M. Lindström'e at

fen.

Tür Örnek

Levha II, ekil 7'de gösterilen ö e.

Tip Yeri

Demirta Hadim orman yolu üzerindeki Ka Yaylasının kuzey batı çıkışındaki Profil.

Tip Katmanı

Alt Volkoviyen.

Ayırtman Tanım

Ö enin arka kenarının, kıvrılma noktasından itibaren tepeye do ru ye eklinde gelişimi olması tipik özelliğidir.

Tanımlama

Yuvarlak oval ve dar bir taban kısmı ile balar. Di hafif arkaya do ru kıvrılmıştır. Tepeye do ru giderek yassıla ır. Arka kenarında, kıvrılma noktasından itibaren, tepeye do ru, ye eklinde bir geni leme göstermesi tipik özelliğidir. Yüzeyi, çok ince, boylamasına çizgilerle kaplıdır ve taban çukurlu u derindir.

Benzerlik ve Farklar

Arka kenarının ye eklinde gelişimi olması ile cinsin di er türlerinden ayırt edilir.

Ya 1

Alt Arenigiyen'de görülmü tür.

Scandodus furnishi Lindström, 1955

Levha I, ekil 24

Tanımlama

Taban kısmı kısa ve üçgenimsi kesitli, taban çukurlu u oldukça sız. Ana di arkaya ve içe do ru e iktir. İç yüzeyinde bir sırtçık ta ır, di yüzey düzdü büyüktür.

Ya 1

Alt Arenigiyen.

Scandodus cf. tortus Viira, • 1974

Levha II, ekil 9, 14

Tanımlama

Taban kısmı yuvarlak oval, taban çukurlu u derin. Oldukça ani olarak arkaya ve yana burkulmuş di oval kesitlidir.

Ya 1

Alt Arenigiyen.

Cins SPATHOGNATHODUS Branson ve Mehl, 1941 .

Spathognathodus (Sp.) steinhornensis eosteinhornensis Walliser, 1964

Levha I, ekil 17

Tanımlama

Taban çukurlu u geni ve hemen hemen kalp eklinde. Bıçak üst kenarı düz.

Ya 1 .

Üst Ludlowiyen (Pridoliyen)

Cins BISPATODUS Müller, 1962
Bispathodus costatus sulciferus
(Branson ve Mehl, 1934)

Levha I, ekil 11

Tanımlama

Ortada boydan boya uzanan di sırasının yanında ö enin iç tarafında ikinci bir di sırası bulunur, ve ayrıca di rafında da yine bir iki di ta ır.

Ya 1

Üst Turnezyen Alt Vizeyen.

Cins STOLODUS Lindström, 1971

Stolodus stola (Lindström, 1955)

Levha II, ekil 6

Tanımlama

Taban çukurlu u, hemen hemen tüm ö enin içini kaplar, ö e oldukça ince duvarlı olup, sadece tepe kısmında biraz kıvrılma gösterir. Keskin yanallı, tepeden tabana kadar uzanır.

Ya 1

Latorpiyen.

Cins TETRAPRIONIODUS Lindström, 1955

Tetraprioniodus sp.

Levha II, ekil 19

Tanımlama

Taban çukurlu u incelendi inde , dört dallı bir ö e özelliği gösterir, ön ve arka dallar gelişimi olup, yan dallardan biri, di erine göre çok gelişmiştir. Her iki yan dal da, e it ekilde a a ı ve içe do ru kıvrılma gösterir.

Ya 1

Alt Volkoviyen ya nda konodontlar la bulunmu tür.

INCERTAE SEDİS

Cins HADIMOPANELLA n. gen.

Cins Örnek

Hadimopanella oezgueli n. gen. n. sp.

Adın Kökeni

Hadim (Konya) yöresinde bulunması ve ekmek eklinde olması nedeniyle.

Ayırtman Tanım

Ekmek eklinde olması ve üzerinde meme eklinde kabarcıklar bulunması belirgin özelliğidir.

Tanımlama

Üstten bakıldığında hemen hemen yuvarlak görülen ö enin üst yüzeyi hafif kubbeimsi olup, orta kısmında bir seri (5-10) yuvarlak, meme eklinde kabarcıklar bulunur. Fosfatlı bir bileşimi bulunan ö enin alt yüzeyi hafif düz büyüklükte, belirgin bir özellik göstermez. Yandan bakıldığında üst yüzeyin, önce hafif bir düz büyüklükte çevre eridi ile balar, ve hemen sonra yarı küresel ekilde kubbeleştiği görülür.

KATKI BEL RTME

Türkiye Bilimsel ve Tetkik Ara tır ma Kurumu tarafından, TBAG 84 no.lu proje olarak desteklenen bu ara tırmaya, 1971 sonbaharında ba lanmı , saha çalı maları 1973 yılı sonuna kadar sür mü tür. Laboratuvar de erlendirmeleri, gerek bu süre, gerek daha sonra, Ka radeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Bölümü'nde yapılmı tır.

Bu arada, Alexander von Humboldt Stiftung'unun (Federal Almanya) bir ara tırma bursu kazanılmı ve eldeki malzeme Bonn Üniversitesi Paleontoloji Enstitüsü'nde çok iyi olanaklarla (Ras ter Elektronen mikroskop, kütüphane, vb.) incelenmi ve gerekli resimler çekilerek levhaların en iyi kalitede olması sa lanmı tır. Olanaklar dahilinde di er fosil grupları ile bir korelasyon yapabil mek amacıyla götürdü üm faunanın ta yinlerini yapan, Sayın Prof. Dr. W. Haas'a (Bonn), Prof. Dr. V. Jacobsha gen'e (Berlin), Prof. Dr. W. Langer'e (Bonn), Prof. Dr. H. Rieber'e (Zürich), Enstitü içinde gerekli bütün olanakları sa layan Enstitü Direktörlerinden Sayın Hocam Prof. Dr. K. J. Müller'e (Bonn) ve bu ara tırmaya beni te vik eden Sayın Hocam Prof. Dr. İ. Ketin'e te ekkürlerimi sunarım. Ve tabii, bu çalı mayı destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Ara tırma Kurumuna, Almanya'da ara tırma olanaklarını sa layan Alexander von Humboldt Stiftung'una, adı geçen di er Enstitülere ve ilgili personeline te ekkürü borç bilirim.

SUMMARY

In the area studied, in some localities, the periods of Cambrian, Ordovician, Devonian, Carboniferous and Triassic are distinguished by the use of conodonts, and according to sufficiency of the fauna, their stratigraphical levels are defined. Some indications, which are helpful to solve the structural problems, are obtained and it is believed that the metamorphic Alanya massif overlay the Sedre formation as a nappe, forming a tectonic window (inlier).

The conodont fauna of the area is introduced. By means of abundant conodont fauna in Ordovician and Triassic, it is found that the Ordovician conodonts have a great resemblance to that of the North Europe and belong to North Atlantic Conodont Province and the Triassic conodont fauna belongs to Alpin Tethys Conodont Province.

The following conodont zones are recognized (see figure 6):

In Ordovician
Cordylodus angulatus,
Paltodus deltifer,
Prioniodus elegans,
Prioniodus evae
and *Baltoniodus triangularis*;
in Devonian
Ichodus woschmidti;
in Triassic
Anchignathodus typicalis,
Carmella hungarica,
Carinella mungoensis,
Epigondolella nodosa
and *Metapolygnathus polygnathiformis*.

In addition, the conodont species *Acontiodus viirae* n. sp., *Scandodus Hndstroemi* n. sp., *Neogondolella constricta murtitchiensis* n. subsp., and the new genus and species *Hadimopanella oezgueli* n. gen. n. sp. (Incertae Sedds) are established.

Acontiodus viirae n. sp.
Plate II, figure 15, 16

1974 *Acontiodus* sp. Viira, p. 51, Fig. 36

Derivatio nominis: in honours to V. Viira (Tallin).

Holotypus: Specimen figured on pl. H, fig. 16

Locus typicus: West side of Yelbel Tepesi, at the north of the road from Seydiehir to Taracı.

Stratum typicum: Lower Ordovician.
Diagnosis

The triangular cross section and the plane anterior surface are typical.

Description

A symmetric unit, like a triangular pyramid. Cusp slowly reclined posteriorly, with a sharp posterior and two antero lateral costae. Basal cavity deep.

Remarks

The newly plane anterior surface distinguishes it from other species.

Stratigraphic range

Ceratopyge beds Latorpian.

Neogondolella constricta murtitchiensis n. subsp.

Plate III, figure 2, 5, 8

Derivatio nominis: After the locality Murtiçi, where it was found first.

Holotypus: Specimen figured on pl. Ü, fig. 2

Locus typicus: Gray limestone under reddish cherty beds, 700 m north of Murtiçi, on the route from Murtiçi to Akseki.

Stratum typicum: Ladinian
Diagnosis

The abrupt constriction of platform at the posterior end is typical.

Description

Platform anteriorly introduced as row shaped, broadest in central part with nearly parallel margins. It is constricted near the posterior end forming a rounded lip. Basal pit ovate and situated beneath main denticle. Blade denticles decreased posteriorly. Main denticle large and high, located at the constriction.
Remarks

The subspecies is distinguished by its abrupt constriction, and relatively broad platform from *Neogondolella c. constricta*.

Stratigraphic range

Ladinian

Scandodus Hndstroemi n. sp.

Plate II, figure 7

Derivatio nominis: in honours to Prof. Dr. M. Lindström (Marburg).

Holotypus: Specimen figured on pl. II, fig. 7

Locus typicus: The section 50 m NW of the fountain located in northern of Ka Yaylası, on the forest route from Demirta to Hadim.

Stratum typicum: Lower Volkhovian.

Diagnosis

The horse mane shaped posterior edge is typical for this species.

Description

A reclined unit with a rounded base and finely striate surface; cusp containing abundant white matter apically, its posterior edge horse mane shaped.
Remarks

This species is distinguished by its typical posterior edge from others.

Stratigraphical range

Lower Arenigian.

INCERTAE SEDİS

Genus HADIMOPANELLA n. gen.

Type species: *Hadimopanella oezgueli* n. gen. n. sp.

Diagnosis

A phosphatic round shaped unit with strongly convex upper surface decorated by tubercles in its central part, and a slightly convex to plane and smooth lower surface.

Description

Ali units, nearly 150, having the same appearance, are phosphatic and bear 5-10 tubercles on the central part. Upper surface strongly convex, aboral side slightly convex or plane, without any

characteristic. On some units a radial symmetry is indicated by the tubercles. Also a radial arrangement of crystallites is observable on the marginal part.

Remarks

The systematic order of the new genus is not clear. But a presumably radial symmetry may be an indication to recognize the systematic order of genus.

Hadimopanella oezguelin. gen. n. sp.
Plate V, figure 15

Derivatio nominis: in honours to N. Özgül, (MTA, Ankara).

Holotypus: Specimen figured on pl. V, fig 1

Locus typicus: Clayey reddish limestone lenses in the shales on south side of Karakaya Tepe located north of Babba ı village, at the north of the route from Hadim to Konya.

Stratum typicum: Upper Cambrian

Diagnosis Description Remarks

As long as the genus stays monotypic, all characteristics of the genus are also valid for the species.

Yayına verildi i tarih: Temmuz, 1976

DE N LEN BELGELER

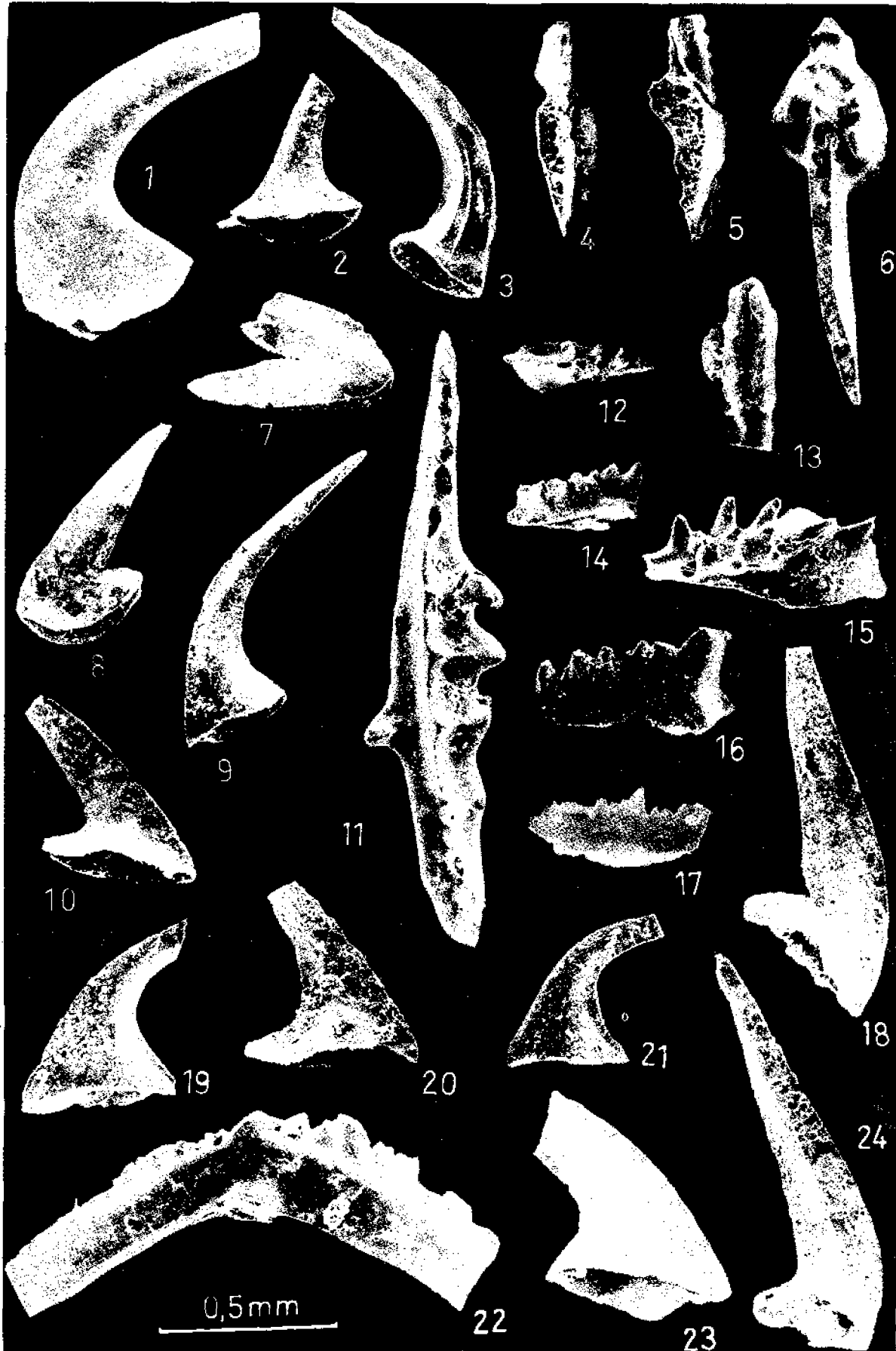
- Bassler, R. S., 1925, Classification and stratigraphic use of conodonts: Bull. Geol. Soc. Am., 36, 218-220.
- Bender, H., 1970 (1967), Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodonten chronologie der mediterranen Trias: Ann. geol. Pays Helleniques, 19, 465-540, 5 levha.
- Blumenthal, M. 1951, Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière Pays d'Alanya: MTA Yayın. Seri D, No 5, 1-134.
- Budurov, K., 1973, Carinella n. gen. und Revision der Gattung Gladigondolella (Conodonta): Bulg. Akad. Wiss. Geol. Inst., Rechenschaftsbericht 26, 799-802, 1 levha.
- Budurov, K. ve Stefanov S., 1965, Gattung Gondolella aus der Trias Bulgariens: Acad. Bulg. Sciences, Serie Paléontologie, Vol. VII, 115-127.
- Branson, E. B. ve Mehl, M. G., 1933 34, Conodont studies 14: University Missouri Studies 8.
- Branson, E. B. ve Mehl, M. G., 1938 a, The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution: J. Paleont. 12, 156-166, Levha 26.
- Branson, E. B. ve Mehl, M. G., 1938 b, Conodonts from the lower Mississippian of Missouri: Univ. Missouri Studies 13, OS MS, Levha 33-34.
- Branson, E. B. ve Mehl, M. G., 1941, New and little known Carboniferous conodont genera: J. Paleont. 15, 97-106, Levha 19.
- Brunn, J. H. ve di., 1969, Rapport général des géologues Français travaillant dans les Taurides occidentales: CNRS, Ac. Sc Orsay, 158 (Teksir).
- Dean, W. T. ve Monod, D., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and fauna of the Taurus Mountains near Beyehir, Turkey. 1. Stratigraphy: Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), 19/8, 411-426, ekil 8.
- Diebel, K., 1956, Conodonten in der Oberkreide von Kamerun: Geologie 5, 424-450, Levha 16.
- Ethington, R. L. ve Clark, D. L., 1971, Lower Ordovician conodonts of North America, in: Symposium on conodont biostratigraphy, W. C. Sweet ve S. M. Bergström, eds: Geol. Soc. Am. Mem. 127, 63-82, 2 levha.
- Gedik, t., 1975, Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli Halbinsel (Türkei): Paleontographica A, 150, 99-160, 8 levha.
- Güvenç, T., 1965, Etüde Stratigraphique et micropaléontologie du Carbonifère et du Permien des Taurus occidentaux dans l'arrière Pays d'Alanya: Thèse de Doctorat, Univ. Paris.
- Hayashi, S., 1968, The Permian conodonts in cherts of the Adayama Formation, Ashio Mountains, Central Japan: Earth Sci. 22 (2), 63-77, Levha 14.
- Hinde, G. J., 1879, On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee-Shale divisions of the Devonian in Canada and United States: Geol. Soc. London Quart. J. 35, 351-369, Levha 15-17.
- Hirschmann, C., 1959, Über Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens: Freib. Forsch. H. C. - 76, 33-86.
- Huckriede, R., 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert: Palaeont. Z. 32, 141-175.
- Kozur, H., 1968, Conodonten aus dem Muschelkalk des Germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I, II: Geologie 8, 930-946 ve Geologie 9, 1070-1085.
- Kozur, H., 1972, in: Kozur, H. ve Mock, R., Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung: Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, 2 (4), 1-20.
- Kozur, H. ve Vegh, 1972, in: Kozur, H. ve Mock, R., Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung: Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, 2 (4), 1-20.
- Lindström, M., 1955, Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden: Geol. Fören. Stockholm Förhandling, 76, 517-604, Lev. 2-10.
- Liindström, M., 1971, Lower Ordovician conodonts of Europe, in: Symposium on conodont biostratigraphy W. C. Sweet et S. M. Bergström eds: Geol. Soc. Am. Mem. 127, 21-62, 1 levha.
- Mosher, L. C., 1968, Triassic conodonts from Western North America and Europe and their correlation: J. Paleont. 42, 895-946, Levha 113-118.
- Mosher, L. C., 1970, New conodont species as Triassic guide fossils: J. Paleont. 44, 737-742, Levha 110.
- Mosher, L. C. ve Clark, D. L., 1965, Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of Northwestern Nevada: J. Paleont. 39, 551-565, levha 65-66.
- Müller, K. X., 1956, Triassic conodonts from Nevada: J. Paleont. 30, 818-830, levha 95-96.
- Müller, K. J., 1959, Kambrische Conodonten: Z. dt. geol. Ges. III, 434-485, levha 11-15.
- Müller, K. J., 1962, Zur systematischen Einteilung der conodontophorida: Palaeont. Z. 36, 109-117.
- Nogami, Y., 1968, Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan: Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Series Geol. - Mineralogy, 34 No: 2.
- Özgül, N. ve Gedik, İ., 1973, Orta Toroslar'da Alt Paleozoik ya da Çaltepe Kireçta ı ve Seydi ehir Formasyonunun stratigrafisi ve conodont faunas ı hakkında yeni bilgiler: TJK Bül. 16 2, 39-52, 1 levha.
- Pander, C. H., 1856, Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der russisch baltischen Gouvernements: Königl. Akad. Wiss., St. Petersburg, 191.
- Serpagli, E., 1974, Lower Ordovician conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan): Bull. Soc. Paleont. Italiana, 13 1,2, 17-98, levha 7-81.
- Stauffer, C. R., 1940, Conodonts from the Devonian and associated shales of Minnesota: J. Paleont. 14, 417-435, Levha 58-60.
- Sweet, W. C., 1970, Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans Indus Ranges, West Pakistan: Univ. Kansas Dept. Geol., Spec. Publ. 4, 207-275, 5 levha.
- Tatge, U., 1956, Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk: Palaeont. z. 30, 108-127, levha 5-6.
- Viira, V., 1974, Konodonti Ordovika Pribaltiki: Inst. Geol. Akad. Nauk ESSR, Riso No 899, 1-142, 14 levha, Tallin.
- Walliser, O. H., 1957, Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen: Notizbl. hess. L: Amt Bodenforsch. 85, 28-52, Levha 3.
- Walliser, O. H., 1964, Conodonten des Silurs: Abh. hess. L. Amt Bodenforsch. 41, 1-106, Levha 32.
- Ziegler, W., 1960, Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinischer Schiefergebirge): Palaeontol. Z. 34, 169-201, Levha 13-15.

LEVHA I

- ekli 1,2,7 : *Drepanoistodus /orceps* (Lindström)
 1 : Drepanodus tipi Bge, Or. 4,3, (KTÜ 10 53)
 2 : Drepanodus tipi öge, Or. 2,1, (KTÜ 10 39)
 7 : Oistodus tipi öge, Or. 4,3, (KTÜ 10 49)
 ekil 3 : *Proto panderodus aff. gradatus* Serpagl, Scolopodus Upl öge. Cr, 2,1, (KTÜ 10 10) Palt/
 ekil *Gnathus* aff. *commis** Branson ve Mehl, FM 11, (KTÜ 10 29)
 ekil 5,8 : *Gnathodus deticatus* Branson ve Mehl
 5 : FM 11, (KTÜ 10 28a)
 8 : FM.11, (KTÜ 10 2S)
 ekil 8 : *Paroistodus parallelus* (Pander), Oistodus tipi öge, Or. 4,3, (KTÜ 10 50)
 ekil 9,10 : *Paltodus inconstant* Lindström
 9 : Drepanodus tipi öge, Or. 4, (KTÜ 10 33)
 10 : Oistodus tipi ö e. Or, 4, (KTÜ 10 34)
 ekil 11 : *Bispathodus costatus tulçiferus* (Branson ve Mehl, FM 11, (KTÜ 10 27)
 ekil 13,14 : *Icriodus ferevis* Stauffer
 12 : FM 13, (KTÜ
 14 : FM 10 24) : FM 13, (KTÜ
 ekil 15 : *Paltodus* sp. FM 13, (KTÜ 10 26)
 ekil 15 : *Icriodus woschmidti* Ziegler, KY 30, (KTÜ 10 10)
 ekil 16 : *Icriodus* sp., SG 15, (KTÜ 10 30)
 ekil 17 : *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* WalUser, SG 3 5, (KTÜ 11 38)"
 ekil 18 : *Oistodus lanceolatus* Pander, BÇ SB, (KTÜ 11 13)
 ekil 19 21,23: *Paltodus delti/er* (Lindström)
 19 : Drepanodus tipi Bge, Or. 4, (KTÜ 10 31)
 20 : Oistodus tipi öge, EG 2, (KTÜ 11 20)
 21 : Drepanodus tipi öge, Or, 4, (KTÜ 10 32)
 23 : Drepanodus tipi Bge. S 12, (KTÜ 11 4)
 ekil 22 : *Oxarkodina media* Wallser, KY 30, (KTÜ 11 26)
 ekil 24 : *Scandodus furnis* Lindström, Or. 1, (KTÜ 11 8)

PLATE I

- Figure 1,2,T : *Drepanoistodus /orceps* (Lindström)
 1 : Drepanodiform element, Or. 4,3, (KTÜ 10 53)
 2 : Drepanoiform element, Or. 2,1, (KTÜ 10 39)
 T : Oistodiform element, Or. 4,3, (KTÜ 10 49)
 Figure 3 : *Proto panderodus aff. gradatus* Serpagl, Scolopodiform element, Or. 2,1, (KTÜ 10 40)
 Figure 4 : *Polygnathus aff. commis* Branson ve Mehl, FM 11, (KTÜ 10 29)
 Figure 5,6 : *Gnathodus deticatus* Branson ve Mehl
 5 : FM 11, (KTÜ 10 28a)
 6 : FM 11, (KTÜ 10 28)
 Figure 8 : *Paroistodus parallelus* (Pander), Oistodiform element, Or. 4,3, (KTÜ 10 50)
 Figure 9,10 : *Paltodus inconstant* Lindström
 9 : Drepanodiform element, Or. 4, (KTÜ 10 33)
 10 : Oistodiform element, Or. 4, (KTÜ 10 34)
 Figure 11 : *Bispathodus costatus tulçiferus* (Branson ve Mehl), FM 11, (KTÜ 10 27)
 Figure 12,14 : *Icriodus ferevis* Stauffer
 12 : FM 13, (KTÜ 10 24)
 14 : FM 13, (KTÜ 10 25)
 Figure 15 : *Icriodus woschmidti* Ziegler, KY 30, (KTÜ 10 10)
 Figure 16 : *Icriodus* sp., SG 15, (KTÜ 10 30)
 Figure 17 : *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* WalUser, SG 3 5, (KTÜ 11 38)
 Figure 18 : *Oistodus lanceolatus* Pander, BÇ 26, (KTÜ 11 13)
 Figure 19 21,23: *Paltodus delti/er* (Lindström)
 19 : Drepanodiform element, Or, 4, (KTÜ 10 31)
 20 : Oistodiform element, EG 2, (KTÜ 11 20)
 21 : Drepanodiform element, Or, 4, (KTÜ 10 32)
 23 : Drepanodiform element, S 12, (KTÜ 11 4)
 Figure 22 : *Oxarkodina media* Wallser, KY 30, (KTÜ 11 26)
 Figure 24 : *Scandodus furnis* Lindström, Or. 1, (KTÜ 11 8)



LEVHA H

- geleli 13 : *Qwotodua et. gaHatini* Müller
 1 : EG 3, (KTU 11 1B)
 2 : EG 3, (KTÜ 11 18)
 S : EÇ 17 (KTÜ U 17)
 ekil 4 : *Fumishina fumishi* Müller, BÇ 17, (KTÜ 11 11)
 ekil 5,10 : *Gordylodvs angutatus* Pander
 5 : SY 3a, (KTÜ 11 32)
 10 : RY 3a, (KTÜ 11 30)
 ekil 6 : *Stolodus atola* (LindatrSm), S 12, (KTÜ 11 3)
 ekil T : *Scand<idx,t hnd.it roent n. ap:^* Türtrnek, Or. 4a, (KTÜ 11 6)
 ekil 8 : PaKodiM sp., S 12, (KTÜ 11 2)
 ekil 9,14 : *Scandodnjs et. tortus* Viira
 9 : Or. 4a, (KTÜ 11 7)
 14 : S 12, (KTÜ 11 5)
 ekil 11,17 : *Pfioniodus cf. elegans* Pander
 11 r Or. 2.1, (KTt) 10 38)
 17 : Or. 2.1, [KTÜ 10 37)
 eidl 12 13 : *Baltoniodus triangularia* (Llnström)
 12 : Trapezognatbus tipi öge. Or. 4.3, (KTÜ 10 40)
 13 : Trapezognathus tipi üge. Or. 4.3, (KTÜ 10.43)
 ekil 15,16 : *Acontiodut iHirae n. s*
 15 : BÇ 26 (KTÜ 10 55)
 fi : Türörneh. S 12. (KTÜ 10 44)
 ekil 18 : *Prtmiodus etme* Lindström, sv 4, (KTÜ 11 17)
 ekil 19 : *Tetrapriosietwit* fp., Or. 4.3, (KTÜ 10 48)
 ekil 20 : *Matacoiva rhmbicua* Lintjström, BÇ 28, [KTÜ 10 57)
 ehll 21 r *Acodut credits* Pander, BÇ 26. (KTÜ 10 56)
 ekil 22 24 : *M CTOzarkoima flabelltm* (Lindströni)
 22 : Cordylodus tipi öge. Or. 4.3, (KTÜ 10 42)
 23 r TrichODOdella tipi öge. Dr. 4.3. (KTU 10 4T)
 24 : OzarkodiDa tipi öge. Or. 4.3, IKTÜ 10 41)
 ekil 25 r *Amorphognat\ v. & sp..* Or. 4.3. (KTÜ 10 52)
 ekil 26 : *Fvloodus* sp.. SV.4, (KTÜ 11 16)
 ekil İ7 : *Ambalodus* sp.. Or. 4.3. (KTÜ 10 311)

PLATE II

- Figure 13 : *Oneotodus cf. gallatini* Müller
 1 : EG 3, (KTU 11 19)
 2 : EG 3, (KTÜ 11 18)
 3 : BÇ 17, (KTÜ 11 17)
 Figure 4 : *Fumislana' fumisli* Müller, BÇ 17, (KTÜ 11 11)
 Figure 5,10 : *Cordylodus fnyulalus* Paoder
 5 : SY 3a, I KTÜ 11 32)
 10 : SY 1a. (KTÜ 11 301)
 Figure 6 : *Stolodus stila* (Lindström I, S 12, I KTÜ 11 31)
 Figure 7 : *Scandodus lindstroemi* n. sp., HülatypUâ. Or. 4a, (KTÜ 11 6)
 Figure 8 : *Paltadus* sp.. S 12. I KTÜ 11 2)
 Figure 9,14 r *Scamiotua cf. lortus* Viira
 » : Or. 4a, (KTÜ 11.7>
 14 : S 12, (KTÜ 11 51)
 Figure 11,17 : *Prianiodus cf. elegans* Pander
 11 ' : Or .2.1, (KTU 10 381
 17 : Or 2.1, [KTÜ 10 371
 Figure 12,13 : *BattoniQttots triangularis* (Undström I
 12 : Trapezognathiform element. Or. 4.3, (KTÜ 10 40)
 13 : Trapeiognathlform element. Or. 4.3, (KTÜ 10 45)
 Figure 15, ti : *Acontiodus viimfi* n. sp.
 15 : BÇ 2«, (KTÜ 10 551
 1« : Holotypus, S 12. (KTÜ 10 441)
 Figure 18 : *PrioRiodus evae* Lindatröm, SV 4, (KTÜ 11 11)
 Figure 19 : *TztraprioniodusT* ap.. Or. 4.3. (KTÜ 10 48)
 Figure 20 : *Distncadys rhvmbicus* Llna tröm, BÇ 26, (KTU 10 67)
 Figure 21 : *Acodus sieclus* Pander. BÇ 26, (KTÜ 10 56)
 Figure 22 24 : *Microzarkadma flabellum* (Lindstrttm)
 22 : Cordylodiform element, Or. 4 3, (KTÜ 10 42)
 23 : TTichonodelliform element. Or. 4.3, (KTÜ 10 471
 24 : Olarkodiform element. Or. 4.3, (KTÜ 10 41)
 Figure 25 : *Amarpho nathva* sp., Or. 4.3, (KTÜ 10 52]
 Figure 26 : *Faloim* sp., SV 4. (KTÜ 11 161
 Figure 2T : *Ambalodua* sp., Or. 4.3, (KTÜ 10 31)

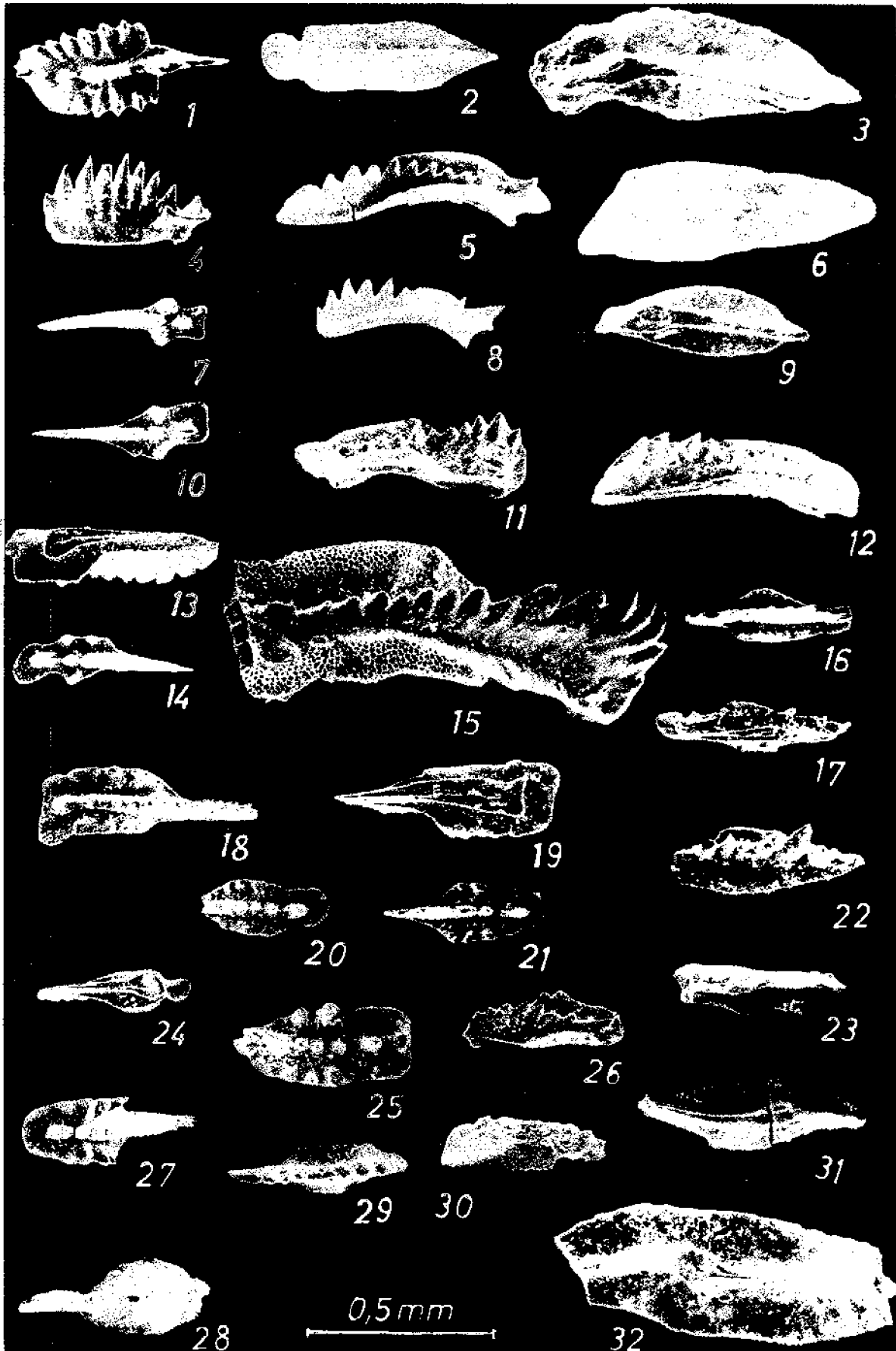


LEVHA, III

- Jékü 1 : *Carinetfa mungöensig mungoenif* (Dietfel), T 9, (KTÜ 4 7)
- ^tkül 2,5,8 : *ifeogondolella cüttatrica muTüchiensi* p. subsp.
- 2 :• Tiirömek, M., (KTÜ 3.28)
- 5 : Mi., (KTü 3 29)
- 8 : Mi., (KTÜ 3 31)
- ekil 3,6 : *GodigoHdoletÜi tethydia* (Hüdcricäs)
- 3 : C O, (KTÜ 4.18)
- 8 : C O, (KTÜ 4 17)
- still 4,7,10,13,14,20,24,25: *EpigoxdoleUa permica* (Bayashl)
- 4 : Is 3, (KTÜ 3 13)
- 7 : IS 3, (KTÜ 3 12)
- 10 : KKT, (KTÜ 4 19)
- S : KT 1, (KTÜ 4, 3)
- U : KY 1, (KTÜ 4. 2)
- 20 r Is *, (KTÜ 3 18)
- 2* r IS 4, (KTÜ 3 18)
- 26 : Ie 3, (KTÜ 3 14)
- ekil 9 :• *Gladgan&olella malayentii* Nogami. C O, (KTÜ 4 16)
- ekil 11,12,18,19 : *Spijorvdoletta nodasa* (Häyaahi)
- 11 r Is * (KTÜ 3 15)
- 12 : IS 4, (KTÜ 3 17)
- 18 : IS 4, (KTÜ 3 18)
- S : IS 4, (KTÜ 3 20)
- ekil 15 : *MetapolyffitatJus potygnathiformis* (Budurov ve StefEmov), If 7, (KTÜ 3 36)
- ekil 16 : *Epigandolella vuüdestata* MOBzi, KT 1, (KTÜ 4 1)
- ekil 17,22,23,81,82: *Cttriaalla hunçarica* (Kozur ve Vegh)
- 17 : TS 17, (KTÜ 4 12)
- 22 : T 17, (KTÜ 4 11)
- 23 : T 17, (KTÜ 1 10)
- S : T .IT. (KTÜ 4.28)
- 32 : TüIE, (KTÜ 4 8)
- ekil 21,24,27: *Npigondolella moüteri* Kozur
- 21,20 : Is T, (KTÜ 3 21)
- 27 : IS 7, (KTÜ 3 İ7)
- ekil 28,30 : *AnehignathodHü tffpicati3* Sweet
- 28 : C.53, (KTÜ 4 14)
- 29,80 : C 53, (KTÜ 4 1S)

PLATE IH

- Figure 1 : *Carinella münjoertsü mmtgoensii* (Ctiebel), T 9, (KTÜ 4 7)
- Figure 2,5,8 : *NeogondoteHa constricta murütcMenati* a. aubvp.
- 2 : Holotypus», Mi., (KTÜ 3 JS8)
- S : Mi., (KTÜ 3 29)
- 8 : M., (KTÜ 3 31)
- Figure 3,6 : *Ola4igonioleHa UthyHI* (Hucltr Bde)
- 3 : C O, (KTÜ * 18)
- e : C O, (KTÜ 4 17)
- Figure 4,7,10,13,1*,20,24,Sü: *Epigondvlella permica* (Hayuhi)
- 4 : Is 3, (KTÜ S 13)
- 7 : IB 3, (KTÜ 3 15)
- 10 : KKT, (KTÜ 4 18)
- 13 : KT 1, (KTÜ 4 3)
- 14 : KY.1, (KTU 4 2)
- 20 : IS 4, (KTÜ 3 1S)
- 24 : 18 4, (KTÜ 3 18)
- K : Is 3, (KTÜ 3 14)
- Figure 9 : *Gladigotdohella maJauemis* Nogami, C O., (KTÜ 4 16)
- Figure 11,12,18,19: *npigondolella nodosa* (Hayafih)
- 11 : IH 4, (KTÜ 3 1S)
- 12 : 18 4, (KTÜ 3 17)
- S : Ie 4, (KTÜ 8 18)
- S : 15 4, (KTÜ 3 20)
- Figure 15 : *Metapolygnathus poly nathiformit* (Budurov ve stefanov), Is 7, (KTÜ 8 3S)
- Figure U : *EpijonfaleHa multidentata* Mosher, KT 1, (KTÜ 4.1)
- Figure 17,22,23,31,32; *Çärnslla Junjorica* (Kemir ve Vegh)
- 17 : T 17, (KTÜ * 12)
- 22 : T 17, (KTÜ 4 11)
- 23 : T IT, (KTÜ 4 10)
- 31 : T8 17, (KTÜ 4 28>
- 32 : T9 17, (KTÜ 4 8)
- Figure 21,26,27: *Epigondoleliti moatlGri* Kozur
- 21,2< : te T, (KTU 3.11)
- 27 : Ia.7, (KTU S 2T)
- Figure 28 30 : *AnchignathüduA typioatia* Sweet
- İ8 : C SS, (KTÜ 4.14)
- 29,30 : C SS, (KTÜ 4 15)

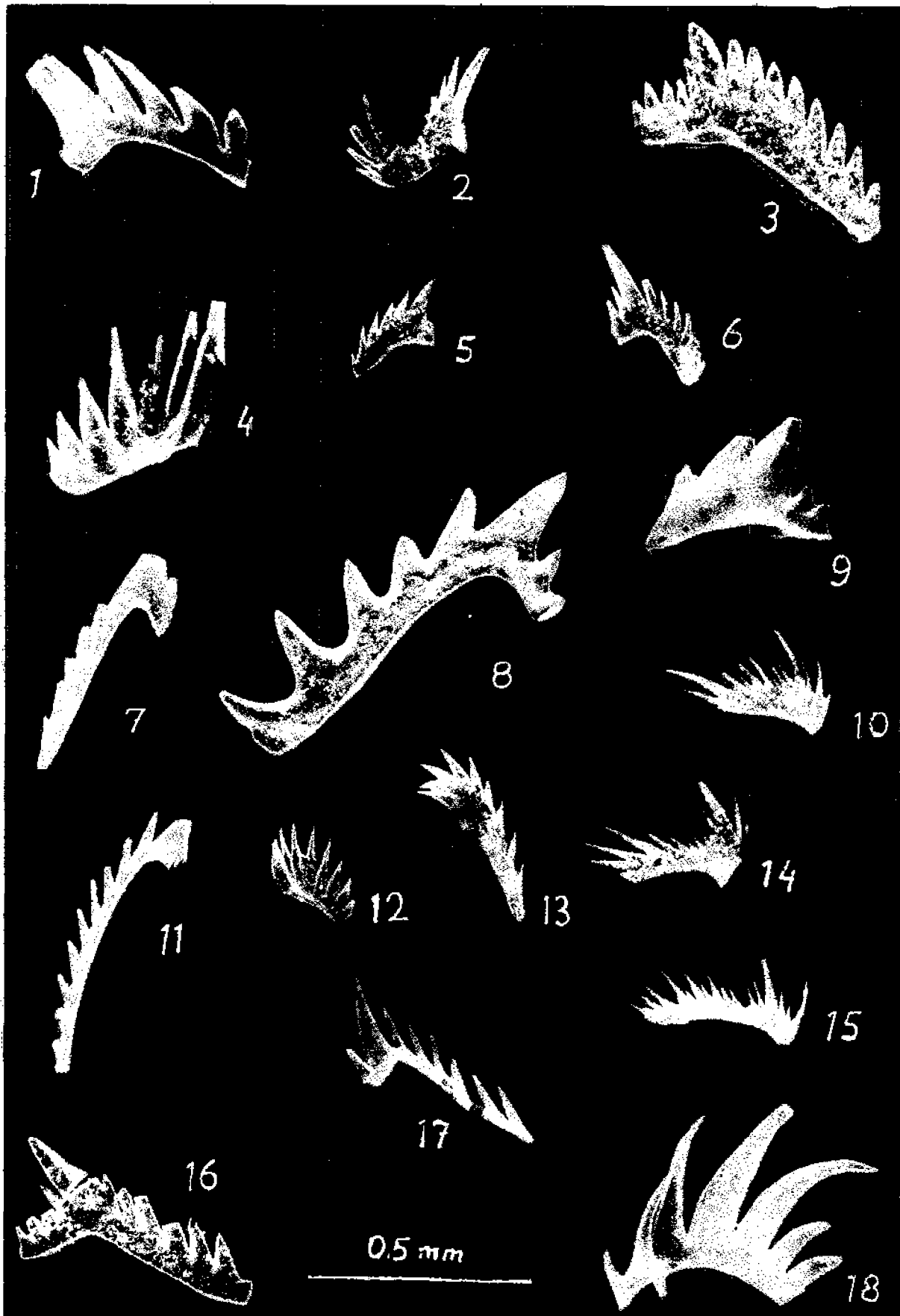


LEVHA IV

- ekil 1 : *Prionidina flabelignathus spengleri sapani* Gedik, Mi., (KTÜ 9 12)
 ekil 2 : *Emmiognathus insignia* (Tatge), Mi., (KTU S 26)
 ekil 3,5,16 : *Osarkodina tortii* Ut Tatge
 3 : Ia 7, (KTÜ 8 17)
 5 : Is 4, (KTÜ 8 29)
 16 : Ia 7, (KTÜ 6 16)
 ekil 4,12 : *Ckiredella trignet*TM (Tatge)
 4 : Is 7, (KTU 6 32)
 12 : I3.T, (KTU 6 23)
 ekil 6 : *Prionidina flabelignathus latitentata* (Tatge), Is 4, (KTÜ 8 28)
 ekil 7.11.17 : *Cypridodella pronoides* (Budurov)
 T : Is 4, (KTÜ 8 27)
 11 : ML, (KTU 9 11)
 17 : Mi., (KTÜ 9 13)
 ekil 8 : *Cratognathus poaterognathus* Mosher, Mi., (KTÜ 6 26)
 ekil 9 : *Cratognathus aff. Jochi* (Huckriede), Mi., (KTU 9 1*)
 Sekil 10,11,15 : *Neohindodella riassica* (Müller)
 10 : Ia 7, (KTU 6 18)
 14 : Is 7, (KTU 6 18)
 15 : Ib 7, (KTÜ 6 20)
 ekil 13 : *Chirodella dinodoides* (Tatge), KKT, (KTÜ 6 34)
 Şekil 18 : *Prionidina flabelignathus* sp., Mi., (KTU 9 16)

> PLATE IV

- Figure 1 : *Prionidina (Flabelignathus) spengleri sapani* Gedik, M., (KTÜ 9 12)
 Figure 2 : *BumUognathus insignis* (Tatge), Mi., (KTU 6 26)
 Figure 3,5,16 : *Ozar-kodina tortii* Tatge
 3 : Is 7, (KTU 6 17)
 5 : Is 4, (KTÜ 8 29)
 16 : IS T, (KTÜ 6 18)
 Figure 4,12 : *Ckiredella triquetra* (Tatge)
 4 : Is 7, (KTÜ 6 22)
 12 : Is 7, (KTÜ 6 23)
 Figure 8 : *Prionidina (Flabelignathus) latitentata* (Tatge), Is 4, (KTÜ 8 28)
 Figure 7.11.17 : *Cypridodella pronoides* (Budurov)
 7 : Is 4, (KTÜ 8 27)
 11 : Mi., (KTÜ 9 11)
 17 : M., (KTÜ 9 13)
 Figure 9 : *Cratognathus poaterognathus* Mosher, Mi., (KTÜ 6 25)
 Figure 10,14,15 : *Neohindodella riassica* (Müller)
 10 : Is 7, (KTÜ 6 18)
 14 : IS 7, (KTÜ 6 19)
 16 : Is 7, (KTÜ 8 20)
 Figure 13 : *Chirodella dinodoides* (Tatge), KKT, (KTÜ 6 24)
 Figure 18 : *Prionidina flabelignathus* sp., ML, (KTÜ 9 16)

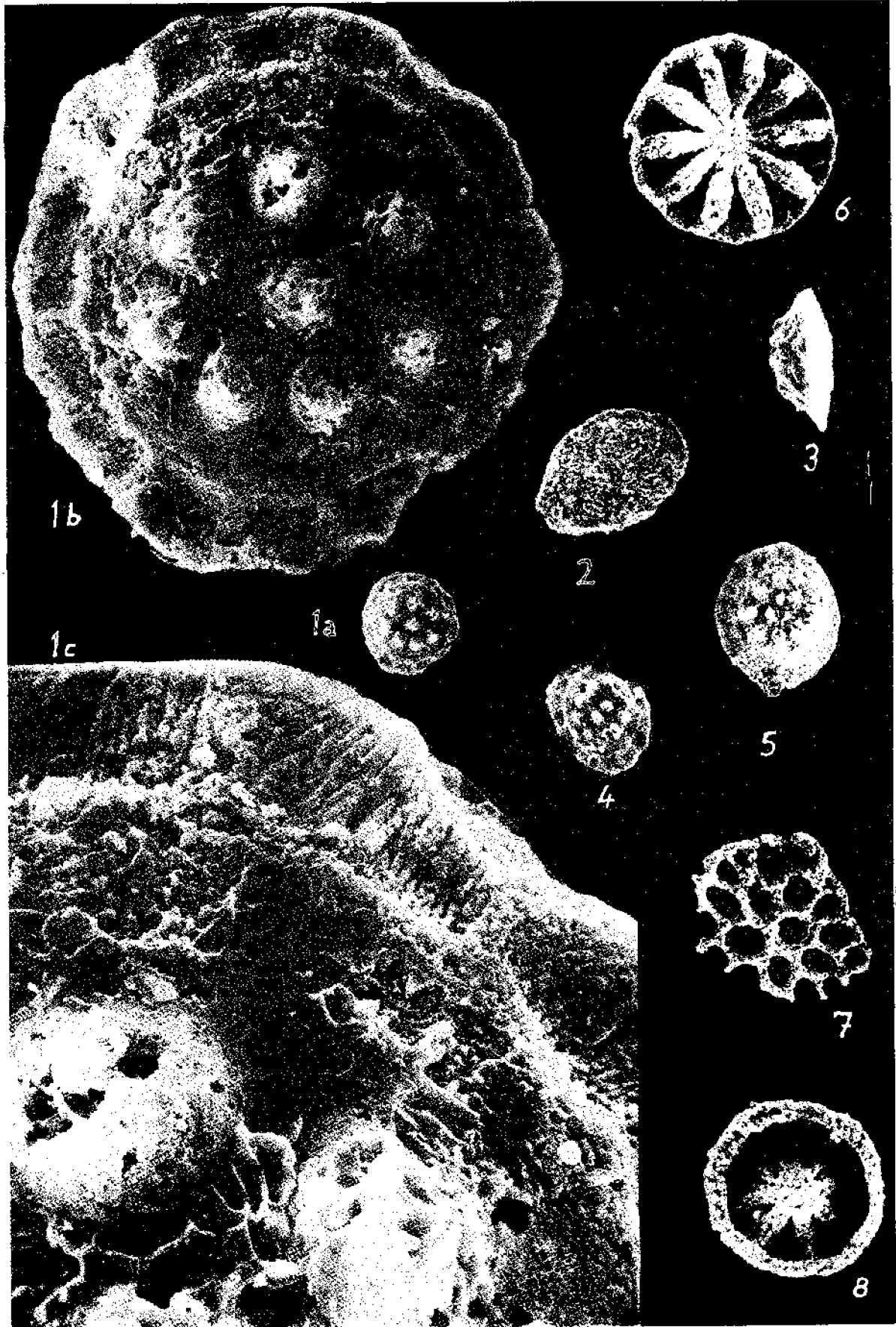


LEVHA V

- Sekil 1.5 : *HatinofoaeUa netçnelt n. gen. n. (p.*
la,+,5 : UBI yüzey, EG 24, [KTO 10 361, 111 it
2 : Alt ySıey, EG 11, [KTÜ 10 361, 111 x
S : Yanal BatUnüf, EG 11, (KTÜ 10.»,) 117 X
lb : Türürnek, la'mn aynı, Q82 x
lc : Aynı Ogeçü: bir keilm1, 1S06 x
3tkJl 6.S : rjislfa «p.
B : OP.a. (KTO 9 311, 115 X
S : OP 2, [KTÜ 8 aS), 140 X
ekil T : focauUnn ip., GP 2, (KTO 9.301. Tl \

PLATE V

- Figuro 13 : ff<dlm0pwlettft cöz^u«fi' n. gen. n. sp.
la,4,5 : Upper surface, EG 24, (KTU 10 86), 111 x
2 : Lower surface, EG 24, (KTU 10 86), 117 \
3 : Sıe view, EG 24, (KTO 10 3S1, 117 ü
lb : Holotypuj, tıe< »ne BA la, 6S2 x
lc : A action trf the name unit, 1S06 x
Figure 8^ : *Theclia* sp.
B : GP 2, (KTÜ 9 31), 116 K
S : GP 2, [KTÜ 9.28), 110 X
Figure 7 t ^ütüH^tıKz (p.. <3P.a, (KTÜ 9 301, 71 it



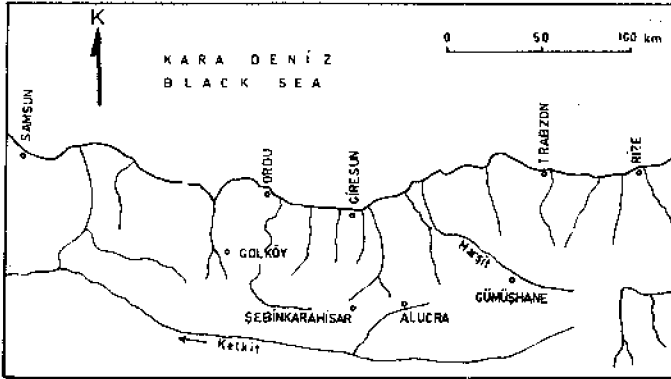
Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma

Eocene calc-alkaline andesites and geotectonism in the Eastern Black Sea region

SELÇUK TOKEL Yer Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Bölümü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon

ÖZ: Doğu Karadeniz Bölgesinde (Gümüşhane Alucra-Ebinkarahisar Gölköy) Tersiyer volkanizması üzerinde yapılan çalışılmalar, büyük hacımlara ulaşan andezit, dasit ve piroklastiklerin Lutetiyen yaşında olduklarını göstermiştir. Volkanik dizi kalkalkalen sınıfın kalsik ucunda yer alır. Volkanikler silisyuma doymuş, sodik ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) ve genellikle Al_2O_3 bakımından zengindir. Yapılan analizlerden elde edilen AFM, alkali zenginleşmesi ve toplam demir oksit-MgO oranı diyagramları, Doğu Karadeniz Bölgesi Eosen volkaniklerinin kimyasal bileşimleri ile günümüzdeki litosfer yitme alanları boyunca oluşan volkaniklerin bileşimleri arasında büyük bir benzerlik olduğunu göstermektedir. Bir olasılıkla Kuzey Anadolu Kıtasının güney kenarında bir litosfer yitme zonu oluşmuş ve Lutetiyende Kuzey Anadolu Tetisinin tabanı ve içerdiği sular kıtanın altına kayarak kalkalkalen matizmanın kökenini oluşturmuştur. Karadeniz Bölgesinde çok geniş yüzlekler biçiminde görülen Oligosen yaşlı granit batolitlerinin varlığı, Oligosende litosfer yitme hızının daha fazlasını, dolayısıyla yüksek dağ kütlelerinin oluşup denizin çekildiğini savını vermektedir.

ABSTRACT: Recent studies of the Tertiary volcanism in the Eastern Black Sea region (Gümüşhane Alucra-Ebinkarahisar Gölköy) revealed that the voluminous andesites, dacites and pyroclastics are of Lutetian age. The suite is at the calcic end of the calc-alkaline suite. The rocks are oversaturated, quite sodic with $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ and generally rich in Al_2O_3 . The AFM trend, the alkali enrichment and the trend of total iron-MgO ratio of the analysed rocks show that the chemical composition of the Eocene volcanics of the Black Sea region are somewhat similar to the composition of the volcanic products which occur along the closing boundaries of the plates. It is probable that a trench occurred along the north Anatolian Land Continental margin. As the slab of oceanic floor of the North Anatolian Tethys, and the interstitial water incorporated in slab, descended beneath the North Anatolian land the voluminous calc-alkaline andesites resulted during the Lutetian. The occurrence of the batholithic granites of Oligocene age, which are intensely exposed in the Black Sea region, implies that the rate of the plate motion was higher during Oligocene, as a consequence, high mountains emerged and regression occurred.



ekil 1: Buldum haritası

Figure 1: Location map

GİRİŞ

Dünya jeoloji literatüründe Pontidler diye geçen Kuzey Anadolu Dağları boyunca Eosen yaşlı volkanik zonalara, 80-100 km genişlikte bir zon olarak uzanmaktadır. Bu zon güneyden yaklaşık olarak Kuzey Anadolu Fayı ve Kuzey Anadolu Ofiyolitleri ile sınırlıdır.

Bu kadar geniş bir alanda çizgisel bir eklemlenmiş bir volkanizmanın Eosende olduğu önemli bir jeotektonizmaya ilişkin olduğu kesindir. Gümü hane bölgesinde yapılan ayrıntılı çalışmalarda Pontidlerin tektonik sınırları, örtü kayalar, sedimentolojisi ve güneydeki Ofiyolitler incelenmiş, bu çalışmaların sonucu olarak önerilen jeotektonik modelde Eosen de Pontidlerin güney sınırı boyunca bir yitim (subduction) zonu olduğu üzerinde durulmuştur (Tokel, 1973).

Bu çalışmada Gümü hane Alucra Şebinkarahisar bölgesi volkaniklerinden elde edilen yeni verilerle birlikte (ekil 1), Gököy (Gedikolu, 1970) volkaniklerinden elde edilen petro kimyasal verilerin altında Kuzey Anadolu Eosen volkanizmasının petrojenetik yorumlanması yapılmış ve jeotektonizmaya ilişkin tartışılmıştır.

Eosen Volkanik Formasyonlarının özellikleri

Bölgede Eosen'e ait volkanik seriler, kalın andezit lavları, andezitik piroklastikler, dasitik lavlar ve bunlarla ardışık volkanik arenitlerden, ince mercekli biyoklastik kireçtaşlarından ve andezitik aglomeralardan oluşmuştur. Bu seri Kretase ve daha yaşlı formasyonlar üzerine belirgin bir açılma dokanakla oturur. Yatay uzantıda kalınlıkları büyük değişimler gösterir. Tortul üyelerden alınan fosillerin hemen hepsi Lütesiyen yaşındadır.

Erüptif malzeme genellikle intermediyet (orta) bile imdedir. Analiz edilen kayalarda SiO_2 yüzdesi 57-67 arasında değişir. Andezit, dasitik lavların ve kül akıntılarının (ash flow) saha özgülükleri, yaş ilişkileri, epigrografik ve kimyasal benzerlikleri bunların çok kısa sayılacak bir zaman aralığında oluştuğunu, kökensel açıdan birbirleriyle ilişkili olduklarını ve tek bir ana magmadan türediklerini belgelemektedir.

Kimyasal özellikler

Eosen volkaniklerinin kimyasal analizleri ve hesaplanan normları çizelge 1'de gösterilmiştir. Volkanikler silisyuma doygun (oversaturated), oldukça sodik (Na_2O / K_2O) ve

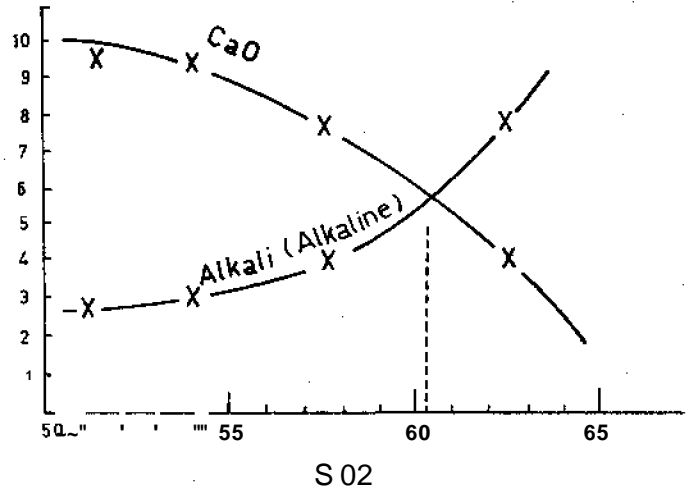
Çizelge 1: Gümü hane ve Gököy bölgesindeki Eosen volkaniklerinin kimyasal analizleri ve CIPW normları B, C, D ve G, piroksen-andezit, Gümü hane A, piroksen andezit, Gököy; E, rhyolit, Gököy; F, biyotit hornblend dasit, Gümü hane

Table 1: Chemical analyses and CIPW norms of the Eocene volcanic rocks of the Gümü hane and Gököy areas B, O, D and G, pyroxene andesites from Gümü hane; A, pyroxene andesite from Gököy; E, rhyolite from Gököy; F, biotite hornblende dacite from Gümü hane

	A	B	C	D	E	F	G
SiO_2	51.00	51.38	53.95	57.69	60.90	62.10	67.27
TiO_2	0.35	1.33	1.13	0.95	0.30	0.70	1.01
Al_2O_3	18.85	18.90	19.85	18.00	18.70	17.28	14.20
Fe_2O_3	4.05	2.84	1.78	1.66	3.00	2.68	1.72
FeO	4.30	5.57	4.20	4.27	1.40	0.67	1.28
MnO	0.15	0.18	0.15	0.17	0.10	0.07	0.05
MgO	3.75	4.51	3.34	3.34	1.75	2.25	2.17
CaO	10.95	9.38	9.66	7.59	7.60	3.92	3.36
Na_2O	2.30	2.43	2.83	3.10	3.25	4.78	2.97
K_2O	2.20	0.37	0.22	0.74	1.80	2.84	2.84
P_2O_5	0.35	0.93	1.03	0.83	0.25	0.90	0.75
CO_2	—	0.22	0.02	0.10	—	1.30	0.46
H_2O	2.40	1.15	0.93	OM	1.60	1.25	1.53
	100.65	99.19	99.09	99.43	100.65	100.74	99.61
Q	4.98	9.51	11.88	15.84	18.66	17.84	32.07
Or	12.79	2.18	1.30	4.37	10.56	16.77	16.77
Ab	19.39	20.55	23.93	26.21	27.77	40.42	25.11
An	34.47	39.06	40.81	31.59	30.86	5.35	8.86
Cr	—	0.18	—	0.52	0.67	4.38	2.99
Pyr	17.46	17.24	10.07	13.53	5.30	5.60	5.40
Mt	6.03	4.11	—	2.40	3.71	0.35	1.36
Ht	—	—	2.58	—	0.48	2.43	0.78
il	0.61	2.52	2.14	1.80	0.61	1.30	1.91
Ap	0.67	2.20	2.44	1.96	—	2.13	1.77
Ca	3.20	0.50	0.04	0.22	—	2.95	1.04
H_2O	2.40	1.15	0.93	0.99	1.60	1.25	1.53
	99.60	99.24	99.12	99.43	98.62	100.79	99.59

Al_2O_3 bakımından zengindir. Gümü hane bölgesinde izlenen andezit dasit dizisinin kimyasal sınıflaması Peacock alkali CaO indeksine göre (Peacock, 1931) saptanabilir. İndeks 60.5 olup kalk alkali sınıfına girer (ekil 2).

Diğer volkanik dizilerle karşılaştırıldığında kalk alkali magmanın kristallenmesiyle farklılaşması belirgin kimyasal



ekil 2: Eosen volkanik dizisinin Alkali - CaO indeksi

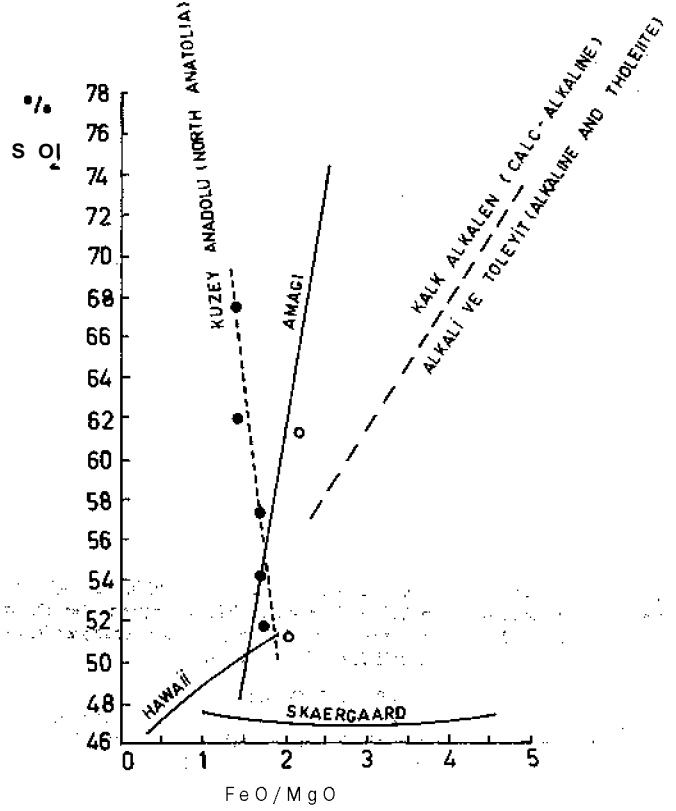
Figure 2: Alkali - Lime index of the Eocene volcanic rocks

özellikler gösterir. Daly (1933), AFM diyagramında, kalk alkale magmanın, kristallenme boyunca eriyi in alkalice zenginle irken ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), toplam demir/MgO oranının tekdüze azald ını saptamı tır. Bu oran toleyitik dizilerin bazik bölümünde dü ük, intermediyet bölümünde ise ola anüstü yüksektir ve , kristallenmenin sonuna do ru gittikçe azalır. Alkale dizilerde Fe/Mg oranının çizdi i e ri toleyitik serininkinden daha yumu aktır ve intermediyet bölümde demirce zenginle me gözükmez (ekil3).

Miyashiro (1975) volkanik dizileri ayırmada Daly (1933) ninkine benzer olarak Fe/Mg oranının de i imini kullanmı , kristallenmenin geli imini i e. SiO_2 artı ıyla karakterize etmi tir (ekil 4). Kuno (1969) ve Gorskhov (1969) magma tiplerinin ayırımında, dizide SiO_2 artımı boyunca toplam alkali de i im diyagramını kullanmı lardır. Gorskhov (1969) alkali kalkalkali bölgelerini ayırmasına kar ılık Kuno (1969) bu diyagram üzerinde alkali ve toleyitik magmadan ayrı üçüncü bir parantel tip olan yüksek alüminyumlu magma tipini ayırtlamı tır (ekil 5).

Kuzey Anadolu ofiyolitik ku a mın kuzeyinde kalan volkanik ku aktaki iki ayrı bölgede, Gölköy'de (Gedikolu, 1970) ve Gümü hane (Tokel, 1972) de yapılan petrolojik çalı malar sırasında Eosen ya nda volkaniklerden elde edilen kimyasal veriler yukarıda açıklanan diyagramlara uymulanmı tır.

AFM diyagramında (ekil 3) Do u Karadeniz Eosen volkanikleri, orojenik ku aklarda gözükten tipik kalk alkale di



ekil 4: FeO/MgO SiO_2 diyagramında Eosen volkaniklerinin trendi ile toleyitik Skaergaard, alkale Hawaii ve kalk alkale Amagi (Miyashiro, 1975) volkanik dizilerinin trendlerinin kar ıla tırılması

Figure 4: FeO/MgO SiO_2 diagram comparing the trend of Eocene volcanics with the trend of Amagi calc alkaline series (Miyashiro, 1975), Skaergaard tholeiitic series and Hawaiian alkalic series.

zilerden biri olan High Cascade volkanikleri (Carmichael, 1964), Grönland'ın ayrıntılı incelenmi Skaergaard toleyitleri (Wager ve Deer, 1939) ve Hawai alkale serisi (Macdonald ve Katsura, 1964) ile kar ıla tırılmı lar. Diyagramda, bölge volkaniklerinin yönelimi ile High Cascade kalk alkale volkaniklerinin trendinin hemen hemen aynı oldu u görülür. Keza FeO/MgO SiO_2 ve Alkali SiO_2 diyagramlarında da Do u Karadeniz Eosen volkanikleri diyagramın kalk alkale kısmına dü mektedir (ekil 4,5).

Do u Karadeniz'deki Eosen volkanizmasının petrojenetik olarak kalk alkale sınıftan oldu unu saptayan di er veriler öyle sıralanabilir,

- 1 — Andezitler normatif plajiyoklas bakımından zengindir (a ırlık olarak ta mın %50 sinden fazla).
- 2 — Özgül piroksen kalsik ojit'dir, Pijonit yoktur (ekil 6).
- 3 — Hornblend ve Biyotit bölge volkaniklerinin asit üye lerinde ola andır.
- 4 — Volkanizma genellikle patlayıcı olmu tur ve bu faz la «miktar da piroklas tiklerin olu masını sa lamı tır.
- 5 — Hacım olarak andezitlerin miktarı di er üyelere göre çok fazladır.
- 6 — En Önemlisi Eosen volkanikleri içinde bazalt kom pozisyonunda hiçbir lava rastlanmamı tır.

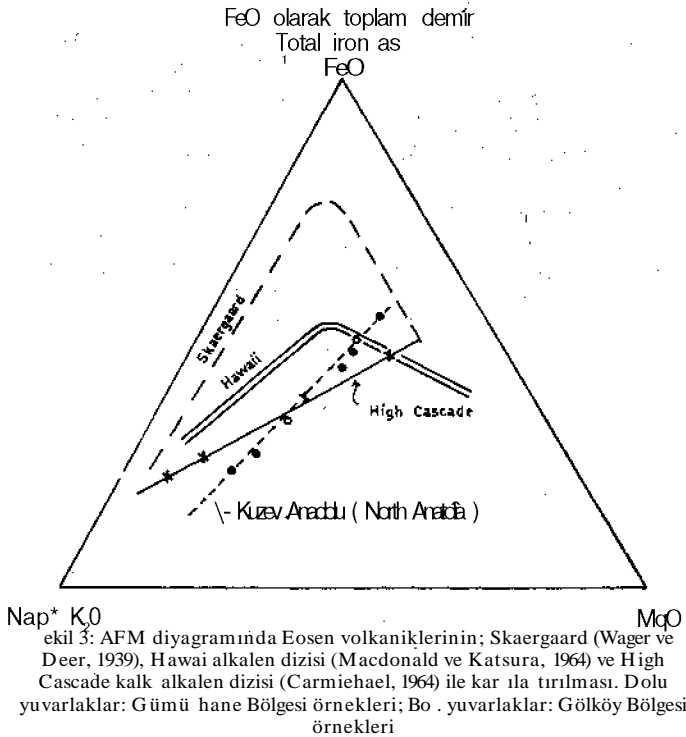
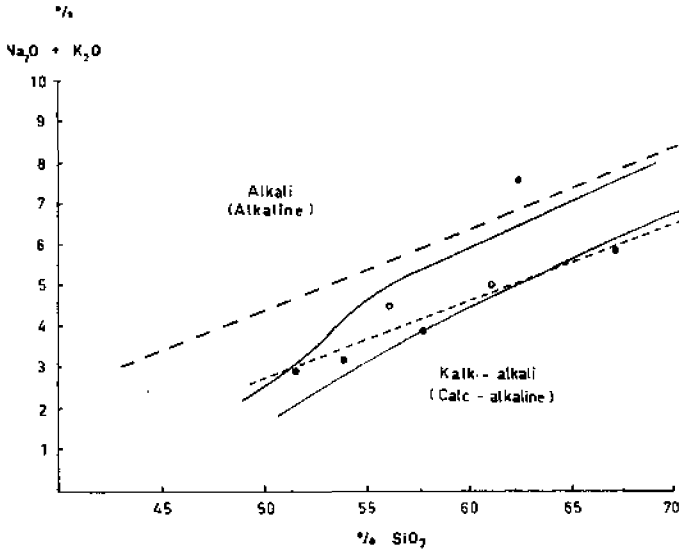


Figure 3: AFM diagram comparing the trend of Eocene volcanics with the trend of Skaergaard (Wager and Deer, 1939) Hawaiian alkalic series (Macdonald and Katsura, 1964) and High Cascade calc alkaline series (Carmichael, 1964). Solid circles: Rocks from Gümü hane; Open circles: Rocks from Gölköy



Şekil 5: Eosen volkaniklerinde toplam alkali ile SiO_2 'nin değişimi. Kesikli çizgi kalk-alkalen bölge ile alkali bölgeyi ayırır (Gorshkov, 1969). Kesiksiz çizgiler arasında kalan bölge yüksek alüminyumla seriyeli belirlenir (Kuno, 1969).

Figure 5: Variation of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ with SiO_2 in the Eocene volcanics. Dashed line separates the fields of calc-alkaline and alkaline rocks (Gorshkov, 1969); the field between the continuous lines represent high alumina series (Kuno, 1969).

PETROJENETİK YORUMLAMALAR

Dünyadaki volkanik diziler, toleyitik, alkali ve kalk-alkali olarak sınıflandırılır. Bunlardan ilk ikisi bazaltik, kalk-alkali dizi ise Andezit-Dazit dizileriyle belirlenir.

Bugünkü volkanik aktivitelerin levha sınırları boyunca olduğu kesinleşmiş ve çeşitli yazarlar tarafından levha dinamiği ile volkanizma tipleri arasındaki ilişkiler belirlenmiştir. Ada yayları, kıta kenarları gibi litosferin yitimi sıkılaşma (compression) alanlarındaki volkanizma tipleri ve okyanus ortası sınırları, rift zonları gibi litosferin yeniden oluştuğu ge-

rilim (tension) bölgelerindeki volkanizma tipleri tartışılmıdır. Kalk-alkali karakterdeki andezitik volkanizmanın sadece litosferin yitim zonlarında bulunması araştırmacıları kalk-alkali magmanın kökenini araştırmaya zorlamıştır. Yapılan deneysel çalışmalarla yitim litosferin 30-40 km derinde okyanustan aldığı sularla zenginleştiği olarak ($\text{PH}_2\text{O} < \text{toplam basınç}$) kısmi ergimesiyle kalk-alkali magmayı meydana getirdiği (Green ve Ringwood, 1969; Osborn, 1969; Raleigh ve Lee, 1969) dolayısıyla andezitlerin bazaltik magmadan türemediği (Yoder, 1969) ortaya atılmıştır.

Günümüzde yapılan gözlemlerle elde edilen sonuçların geçmişi jeolojik devirlerde olduğu volkanik serilerin kökenini açıklamak için geçerli olacaktır. Bugün orta ve güney Amerika'nın batı kıyılarındaki yitim zonu üzerinde oluşan kalk-alkali andezitlerle Doğu Karadeniz bölgesi Eosen andezitleri arasındaki petrografik, jeolojik ve petrokimyasal benzerlikler bu volkanizmayı oluşturan nedenleri açıklayan bir jeotektonik modelin çizilmesine yardımcı olmaktadır.

KUZEY ANADOLU'NUN JEOTEKTONİK EVRİMİ

"Kuzey Anadolu Kıtası" Kavramı

Kafkaslardan Karadeniz kıyıları boyunca Trakya'ya kadar uzanan "Kuzey Anadolu Kıtası", Mezozoyik ve Tersiyer devrelerinde tektonik olarak devinimli bulunan yükselmiş masifler olarak tanımlanabilir. Bu masifleri meydana getiren istikrarlı ve istikrarsız karma granitlerin yaşı 285-300 M. Y. olarak saptanmıştır (Çözümlü, 1970) bu karma granitlerin Hersiniyene ait olduğunu göstermektedir.

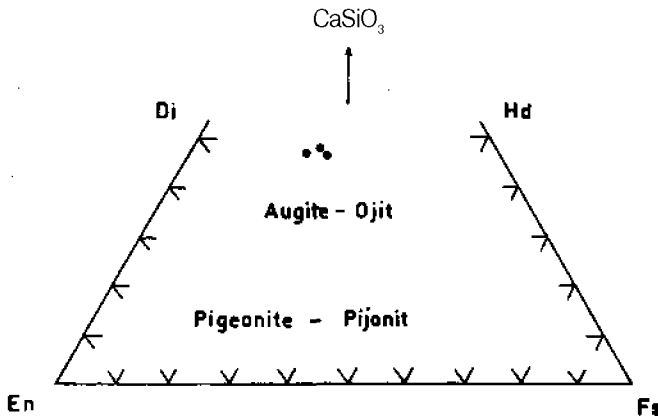
Kıtanın güneyindeki "Kuzey Anadolu Tetisi"nin varlığı bugünkü Kuzey Anadolu Ofiyolit kuşağından anlaşılmaktadır. Ofiyolitlerin okyanus kabuğu kökenli olduğunu ise hemen bütün yazarlar kabul etmektedirler (Dietz, 1963; Dewey ve Bird, 1971; Oxbrough, 1974; White ve diğerleri, 1971; Miyashiro, 1975).

Kuzey Anadolu kıtasının güneyindeki çukurda (Trench) olduğu derin deniz çökellerini, ofiyolit karma granitini ve bunu izleyen molas çökellerini kapsayan Çankırı-Çorum havzasının ayrıntılı incelenmesi (enalp, 1974) kuzeydeki kıtanın varlığını kanıtlamayı ve bölgenin jeotektonik evriminin anlaşılmasında tamamlayıcı olmuştur.

Turoniyen-Santoniyen Gelişimi

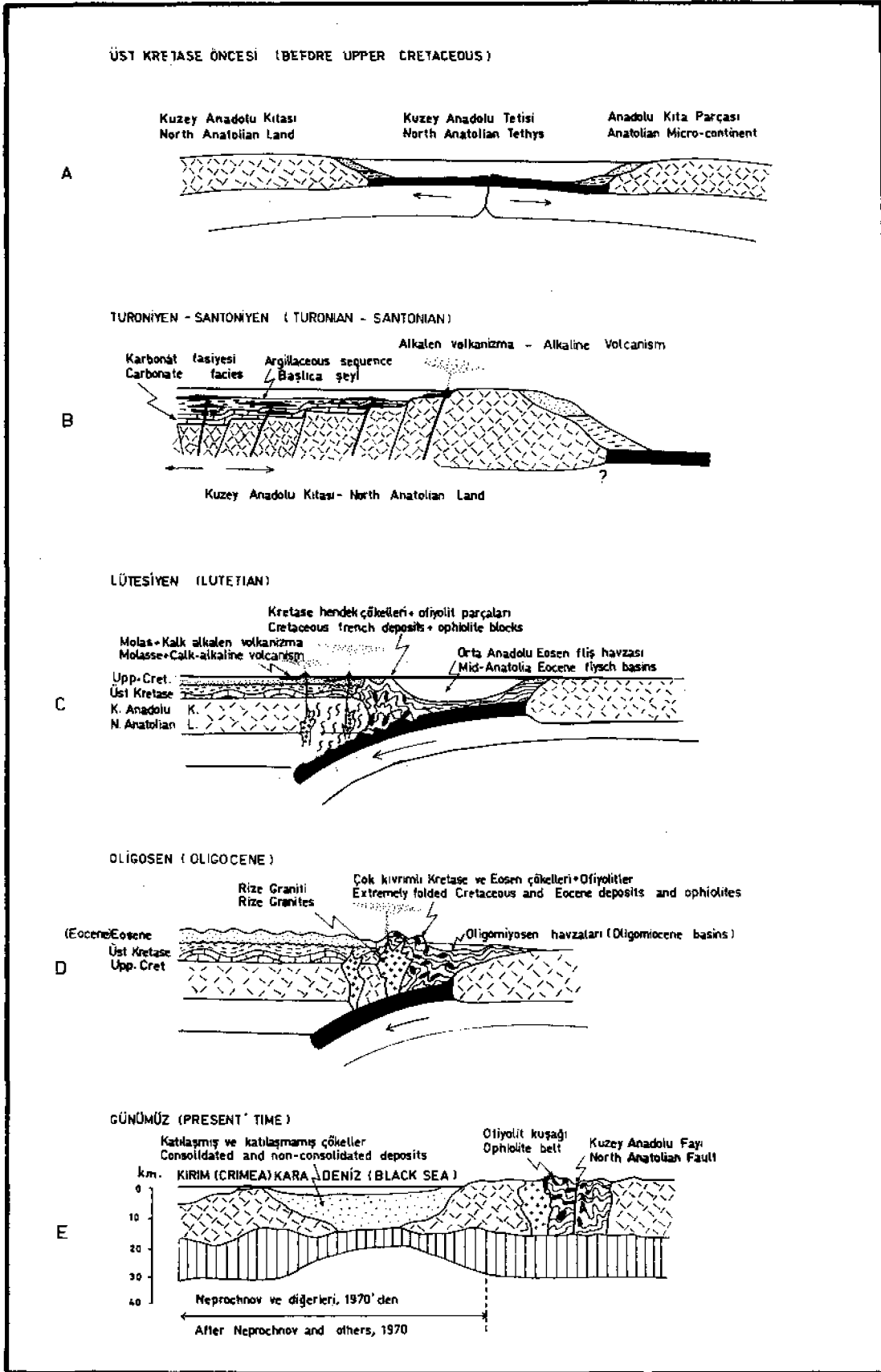
Kuzey Anadolu Okyanusunun ne zaman baskınlığıyla açıklanan çalışmaları yoktur. Kıta üzerinde ilk jeotektonizmayı Turoniyen-Santoniyen sürecinde izleyebiliyoruz. Bu devirde "Kuzey Anadolu Kıtası"nın güney kenarı kara olmak üzere Doğu-Batı uzantılı bir tekne oluşmuştur. Teknedeki tortul formasyonlar Hersiniyen metamorfik ve granitik temel üzerine karbonat fasiyesi ile baskılar ve pelajik istiflanma ile ardıcılı türbiditik fasiyeslerle devam eder. Üst Kretaseye ait bu tortullar bol miktarda alkali bazalt ve su da çökeltimi tüflerle karışıktır, aynı zamanda bu tortullar yine alkali seriye ait olivin dolerit'den trakit kadar değişim sil ve lakolit gibi yatay girmelerle kesilmişlerdir (Tokel, 1972).

Turoniyen-Santoniyen volkaniklerinin petrokimyasal özellikleri litosferin bugünkü gerilim bölgelerinde oluşan alkali serilere benzemektedir. Kuzey Anadolu Kıtasında Üst Kretase'de bugünkü Kızıl Deniz çöküntüsüne benzer bir gerilimin ol-



Şekil 6: Gümüşhane piroksen-andezitlerindeki ojit'in bileşimi (Analiz elektron prob'uyla yapılmıştır).

Figure 6: Augite composition in piroxeno-andesites from Gümüşhane region (Determined by electron probe).



Sekil 7: Orta ve Doğu Karadeniz Bölgesinin Üst Kretase ve Tersiyerdeki Jeotektonik gelişimini açıklamak için sunulan model.
Figure 7: Schematic sections illustrating proposed model for the Upper Cretaceous Tertiary geotectonic evolution of the Middle and Eastern Black Sea Region.

Eastern Black Sea Region.

ması mümkündür. Ayrıca teknenin kısa zamanda çok miktar da tortulla dolması bu olasılığı kuvvetlendirmektedir. Tortulların kıvrım stilleri, temeldeki kabuk kısalmasının (crustal shortening) izlenmesi, Turoniyen'de olup Üst Kretase'nin so nunda kara biçimine dönü en bu teknenin kıta üzerinde olup tu unu kanıtlamaktadır (ekil 7 B).

Tersiyer Gelişimi

Kuzey Anadolu Kıtasındaki teknenin Santoniyen sonrası karaya dönü ümü, dolayısıyla Lütésiyen'e kadar olup mu bir sedimantasyonun ve volkanik aktivitenin kesinlikle saptan mamı olması Santoniyen Lütésiyen zaman aralığındaki jeotektonizmanın ayrıntılarını bilmemize engel olmaktadır.

Kıtanın güneyinde Litosferin ne zaman yitmeye başladığı kesin değildir. Lütésiyen'de, ayrıntılarını verdiğimiz, kalkalkalen volkanizmanın çok büyük hacımlara ulaşması yitme hızının arttığını litosferle birlikte mantoya giren su miktarının fazlalatını ima etmektedir (ekil 7 C). ölçülen silika indeksi ve K₂O miktarı ile litosferin yitme hızı arasındaki ilişiden (Sugusaki, 1976) hızın bu devirde belki de 5 cm/yıl m üstüne çıkmış olabileceğini görüyoruz. Dickinson (1970) ve diğer yazarlar sıkı malku aklarında da andezitik volkanizmayı granitik yerleşmelerin izlediğini kanıtlamışlardır. Doğu Karadeniz bölgesinde görünür yüzölçümü 6000 km² yi bulan Oligosen yaşlı (Ço ulu, 1970) dev bir granitik masifin ve diğer küçük masiflerin (Köseda graniti; Kalkancı, 1974) varlığı, sıkı manın dolayısıyla litosferin yitme hızının en yüksek düzeye Oligosen'de ulaştığını göstermektedir. Bunun sonucu olarak da bölge yükselmiş ve sedimanter molashavzaları regresyona uğramıştır (ekil 7D).

KARADENİZ SORUNU

Karadeniz çökel havzasının varlığı Kuzey Anadolu Kıtasının kuzey bölümünün incelenmesini engellemektedir. Bugünkü bilgilerimiz Karadeniz kıtası hakkında üzerinde gelişen bir tekne oldu u ancak daha sonra kıta kabunun yavaş yavaş incelenerek Karadenizin orta kısmında küçük bir alanda okyanus kabuğuna dönüştüğü hakkındadır (Ross, 1974). Ancak bu teknenin ne zaman olup tu u, nasıl bir gelişim gösterdiği, tabandaki okyanusla manın ne zaman başladığı kesinleşmemiştir. Açık denizde yapılan sondajlardan, Karadeniz'de Pleyistosen süresince evaporitik köulların egemen olduğu anlaşılmıştır (enalp, 1976). Bugün için Karadeniz'de bir okyanuslaşma (kabukta gerilim) ya da litosfer yitmesi (kabukta sıkılaşma) düşünülebilir her iki halde de Karadeniz'de sismik aktivitenin olması gereklidir. Halbuki bu gün Karadeniz sismikçe sakinidir.

SONUÇLAR

Doğu Karadeniz Bölgesinde, DB yönünde bir kuşak ekinde olup an Lütésiyen yaşlı volkaniklerin kalkalkalen karakterde bir andezit dizisi olduğu saptanmıştır. Bu seri aynı bölgede olup an alkalin Turoniyen Santoniyen volkanizmasıyla karıştırıldığında kimyasal açıdan kesin farklılıklar gösterir.

Kristalen temel üzerinde büyük hacımlara ulaşan Eosen volkanikleri ve bunu izleyen granit granodiyorit yerleşmeleri, Lütésiyen'de Kuzey Anadolu (Pontid) kıtasının güney kenarında bir litosfer yitimi olduğu sonucunu ortaya koymaktadır. Andezitik volkanizmayı güneyden sınırlayan Kuzey Anadolu ofiyolit karmaşıklığı yiten okyanus kabuğunu simgelemektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, Gölköy andezitlerinden elde edilen kimyasal verileri sağlayan Dr. Atasever Gediko lu'na ve kendisine Karadeniz'de yapılan derin sondajlar hakkında bilgi veren Dr. Muhtetin enalp'a teşekkürlerini sunar.

Yayına verildiği tarih: Temmuz, 1976

DEĞİLEN BELGELER

- Carmichael, I. S. E., 1964, The petrology of Thingmuli: J. Petrology, 5, 435-451.
- Ço ulu, E., 1970, Gümüşane ve Rize plutonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronometrik etüdü: Doçentlik tezi, İ.T.Ü. Maden Fak. İstanbul.
- Daly, R. A., 1933, Igneous rocks and the depth of the earth: London McGraw Hill.
- Dewey, J. F., ve Bird, J. M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite. J. Geophys. Res., 76, 3179-3206.
- Dickinson, W. R., 1970, Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arch-trench tectonics: Rev. Geoph. Space Sci., 8, 813-846.
- Dietz, R. S., 1963, Alpine serpentines as oceanic rind fragments: Geol. Soc. America Bull., 74, 947-952.
- Gediko lu, A., 1970, Etüde géologique de la région de Gölköy: These de 3^e cycle, Fac. Sc. Université de Grenoble, yayımlanmamış. Gorskov, G. S., 1969, Geophysic and petrochemistry of andesite volcanism of the circum-Pacific belt: Int. Upper Mantle Proj., Proc. of the andesite conf., Sci. Rep. 16, 91-98.
- Green, T. H., ve Ringwood, A. E., 1969, High pressure experimental studies on the origin of andesites: Int. Upper Mantle Proj. of the andesite conf., 21-32.
- Kalkancı, Ş., 1974, Géochronologie du massif syénitique de Köseada: Thèse de 3^e cycle., Fac. Sc. Université Grenoble, yayımlanmamış, Kuno, H., 1969, Andesite in time and space: Int. Upper Mantle Proj. Proc. of the andesite conf., 13-20.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites: J. Geology, 83, 249-281.
- Macdonald, G. A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lava: J. Petrology, 5, 82-127.
- Neprochnov, Y. P., Kosminskaya, I. P., Malovitsky, Y. P., 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas: Tectonophysics, 10, 517-547.
- Osborn, E. F., 1969, Experimental aspects of calc-alkaline differentiation: Int. Upper Mantle Proj., Proc. of the andesite conf., 33-49.
- Oxburgh, E. R., 1974, The plain man's guide to plate tectonics: Proceedings of the geologists' association, 85, 299-380.
- Peacock, M. A., 1931, Classification of the igneous series: J. Geology, 39, 54-79.
- Raleigh, C. B., ve Lee, W. H. K., 1969, Sea floor spreading and island-arc tectonics: Int. Upper Mantle Proj., Proc. of the andesite conf., 99-117.
- Ross, D. A., 1974, The Black Sea: The geology of continental margins' de Burk, C. A., ve Drake, C. L., ed. Springer Verlag.
- Sugusaki, R., 1976, Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate tectonic. Lithos, 9, 16-37.
- enalp, M., 1974, Tertiary sedimentation in some part of the Çankırı-Çorum basin C. Anatolia: Ph. D. thesis, University of London, Imp. Coll., yayımlanmamış.
- enalp, M., 1976, Derin deniz sondaj projesi, Karadeniz seferi: Yer yuvarı ve insan, 1, 31-39.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşane region, N. E. Turkey: Ph. D. thesis, University of London, U.C., yayımlanmamış.
- Tokel, S., 1973, Doğu Pontidlerin Mesozoik ve Tersiyerdeki gelişimleri, bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilişkileri: Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi bildirileri, 1-5.
- Wager, L. R., ve Deer, W. A., 1939, The petrology of Skeargaard intrusion, East Greenland: Meed. Grönland, 105, No. 104.
- White, A. J. R., Jakes, P., ve Christie, D. M., 1971, Compositions of greenstones and the hypothesis of sea floor spreading in the Archaean: Geol. Soc. Australia, special pub. 3, 47-56.
- Yoder, H. S., 1969, Calc-alkalic andesites. Experimental data bearing on the origin of their characteristics: Int. Upper Mantle Proj., Proc. of the andesite conf. 77-98.

Landsat (Erts) görüntüleri yardımıyla batı Karadeniz kıyı akıntılarının incelenmesi

Coastal currents of Western Black Sea using Landsat (Erts) imagery

TEOMAN NORMAN *Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara*

ÖZ: Landsat peykleri tarafından çekilen uzaktan algı görüntüleri yardımı ile, denize dökülen akarsuların taşıdığı sedimentin oluşturduğu püsküllerin eğlinden faydalanılarak, kıyı yakınlarındaki deniz akıntılarının yön ve hızlarının ölçülmesi olanaklıdır. Batı Karadeniz kıyılarını kapsayan bazı görüntülerdeki, Sakarya, Melen, Filyos ve Bartınsuyu püskülleri incelenerek, bu kıyılardaki deniz akıntılarının yön ve hızları saptanmış ve daha önce deniz yüzeyinden yapılan ölçümlerle uyumlu olduğu görülmüştür. Landsat uzaktan algı görüntülerinden, ayrıca daha önce kayıtlanmamış olan yeni bulgular da elde edilmiş, 20-30 m derinlikte bir "ters" akıntının varlığı saptanmıştır. Bu yöntem, denizüstü yöntemlerden daha sağlıklı, daha kolay ve az masraflı görünmektedir. Peykten çekilen görüntülerin sinoptik alanları çok geniş olmakla beraber, uygun zamanlarda yapılacak uçaktan çekimlerden, hatta balondan çekimlerden de yararlı sonuçlar alınabileceği sanılmaktadır.

ABSTRACT: By analysing the shapes of stream plumes on LANDSAT (ERTS) imagery, it is possible to derive the directions and velocities of coastal currents. On some imagery covering the plumes of Sakarya, Melen, Filyos, and Bartınsuyu, it has been possible to establish the directions and velocities of coastal currents and compare the derived values with those obtained earlier by ground work. Apart from good correlation with earlier data, this study yielded new information which had not been recorded on ground: An "opposite" current at an approximate depth of 20-30 metres. This method appears to be more accurate, easier, as well as cheaper per sq. km. of ground, than the conventional ground methods. Though the synoptic views of satellite imagery are greater, it is thought possible to employ aeroplane, or balloon, imagery usefully.

G R

Modern deniz sedimentlerinin çökmesi ile ilgili ara tır malarda, dikkate alınması zorunlulu u olan en önemli ö eler den biri de, denizdeki akıntı sistemleridir; çünkü bu sistemler, sediment çökmesi sırasında gerecin yayılımı ileri derecede etkiledi i gibi, çökelen sedimentlerin granülometrik ve mine ralojik özellikleri ile yapısal karakteristiklerini de önemli öl çüde kararla tırır. Ancak, deniz akıntılarının saptanması ve ölçülmesi oldukça zor ve pahalıdır; çünkü bir yönden akıntı lar zamana, yere ve derinli e göre de i ebilir, di er yönden de deniz üzerindeki araçlarla yapılacak ölçmelerde hata pay ları ve fiziksel güçlükler oldukça fazladır. Uzaktan algılama yöntemleri kullanılarak kıyı akıntı parametrelerinin hiç de ilse bazıları, örne in yüzeysel ve yüzeye yakın olan akıntıla rın yönleri, hattâ bazı ön bilgiler toplamak ko uluyla hızları, elde edilebilir. Bu çalı mada, uzaktan algılama yöntemi, Landsat peykleri tarafından çekilmi olan batı Karadeniz kıyı gö rüntülerine uygulanarak, kıyı akıntıları hakkında bir ön fikir edinilmek istenmi ve bulgular, eldeki akıntı ölçüleri ile kar ıla tırılmı tır.

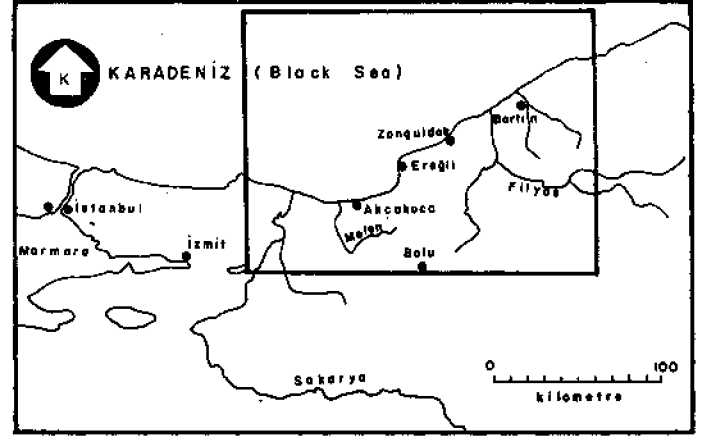
Genel

Akarsuların denize açılan a ızlarını kapsayan bir çok hava foto raflarında ve peykten çekilmi görüntülerde, akarsuyun ta ıdı ı mil gerecin (mil + kil) denize bir püskül (plume) ekinde yayıldı ı, ancak deniz akıntılarının yön ve hızlarına göre bu püskülün çe itli ekiler aldı ı gözlenmi tir. Genellikle püskül, denizde o sırada egemen olan akıntılarının yönünde bükülmekte, yayılmakta ve akarsu a zından uzakla tıkça, mil gerecin çökmesi sonucunda yava yava saydamla arak kay bolmaktadır. Genellikle püskülün akarsu a zından dikine çı kı uzaklı ı akarsuyun yüzey hızına, yayılma alanı büyüklü ü de akarsuyun debisine ba lı görünmektedir (Hunter, 1973). Ancak püskülün son ekli ve konumu (orientation) deniz akıntıları tarafından kararla tırılmaktadır. O halde, uygun ko ullarda (örne in bulutsuz hava, ya ı tan sonra, v.b.) çe kilmi bir uzaktan algı (peykten, uçaktan veya balondan) görüntüsü, o anda yüzlerce yerde birden alınmı akıntı ölçü lerine yakın de erde bir bilgi kayna ı olabilir. Ayrıca, bu çe kimler çe itli zaman aralıkları ile sinelenerek, zamana ve mevsime ba lı de iimler de kolayca incelenebilir.

Görüntüler

Landsat 1 ve Landsat 2 (Eski ERTS 1 ve 2) peykleri ta rafından 900 km yükseklikten çekilmi olan uzaktan algı gö rüntüleri içinde, Türkiye'nin Batı Karadeniz kıyılarına ait olan bir kaç i incelenerek bu konuda bir ön çalı ma yapılmı tır, özellikle Sakarya, Melen, Filyos ve Bartınsuyu a ızlarını kap sayan görüntü (16 Haziran 1975, 2145 07565), bu akarsuların olu turdu u püsküllerin deniz akıntılarından etkilendi ini açık bir ekilde göstermektedir (ekil 1 ve levha I). Çalı ma ala nının batı yarısına ait üç görüntü (17 Haziran 1975, 30 Ma yıs 1975 ve 15 Kasım 1972) ile, do u yarısına ait bir görüntü (27 Temmuz 1972) daha yazar tarafından incelenmi tir. Bü tün görüntüler yerel saatle sabah 10:00 dolayında (08.00 GMT) çekilmi tir.

1972 tarihli olanları Landsat 1 (ERTS 1) ve 1975 tarihli olanları Landsat 2 peyki tarafından çekilmi olan bu görün tüler, MSS (Multi Spectral Scanner = Çok tayf bantlı tarayıcı) sistemi ile elde edilmi olup, 180x180 km² lik bir alanı kapsayan her görüntü, aynı anda dört ayrı tayf bandı (ı ik süzgeci) aracılı ı ile elde edilmi tir. Peyk yapımıcısı tarafın



Şekil 1: İnceleme alanının yeri.

Figure 1: Location of the study area.

dan bu bantlara 4, 5, 6 ve 7 numaraları verilmi olup, filtre lerin geçirdikleri tayfın ık dalga boyu limitleri öyledir:

4. Bant: 5000 6000 Angström (Ye il süzgeç)
5. Bant: 6000 7000 " (Kırmızı süzgeç)
6. Bant: 7000 8000 " (Yakın kızılötesi süzgeci)
7. Bant: 8000 11000 " (Uzak kızılötesi süzgeci)

Bu suretle her görüntü, 4 ayrı süzgeç ile aynı anda çekil mi 4 adet siyah beyaz resim halinde bulunmaktadır (levha I). Her bandın görüntüsü, tayfın bütün dalga boylarını içeren gü ne ı ı mm, o banda ait yansıyanlarını kaydetmekte, bu su retle beyaz kısımlar o bantta en çok yansıtan cisimleri, koyu kısımlar da o bantta en az yansıtan veya hiç yansıtmayan ci simleri göstermektedir, örne in, bitkiler kızılötesi ı nları çok yansıttıkları için 6. ve 7. bant görüntülerinde beyaz görün mekte, sularla kaplı alanlar ise bu ı nları hiç yansıtmadı ı için, bu görüntülerde siyah olarak kaydedilmi bulunmakta dır.

AKARSU PÜSKÜLLERİNİN EKİLLER

Do adaki akarsu püsküllerinin, görüntülerdeki gibi iki boyutlu olmayıp, gerçekte üç boyutlu oldu u, sedimentlerin bir taraftan deniz yüzeyinde yayılırken bir taraftan da belli bir hızla dibe çökerek sonunda tabana ula tı ı bilinmektedir. Uzaktan algılama yönteminde uygulanan çok bantlı görüntü çekme, bu püsküllerin üçüncü boyutlarının (hiç de ilse deniz yüzeyine yakın olan kısımlarının) da incelenmesine olanak sa lamaktadır. Bunun için, tayfın de i ik bantlarına ait de i ik dalga boylu ı nların, suya girebilme (nüfuz etme) ye teneklerinin farklı olmasından yararlanılmaktadır (Polcyn, 1970). örne in, 4. Bant ı nları (ye il) suya yakla ık 30 m derinli e kadar girebilmekte (Roos ve Jensen, 1969), yolu üzerinde mil parçacıkları varsa yansıyarak geri dönmekte ve alıcı (sensor) tarafından kaydedilmektedir. Buna kar ılıklı 7. Bant ı nları (uzak kızıl ötesi) suya hemen hemen hiç girememekte, ancak suyun en üstünde yüzen uygun yansıtıcılar (örne in ye il alg bitkileri) varsa, alıcı tarafından kaydolmaktadır (Sherman, 1970).

Kalitatif E riler

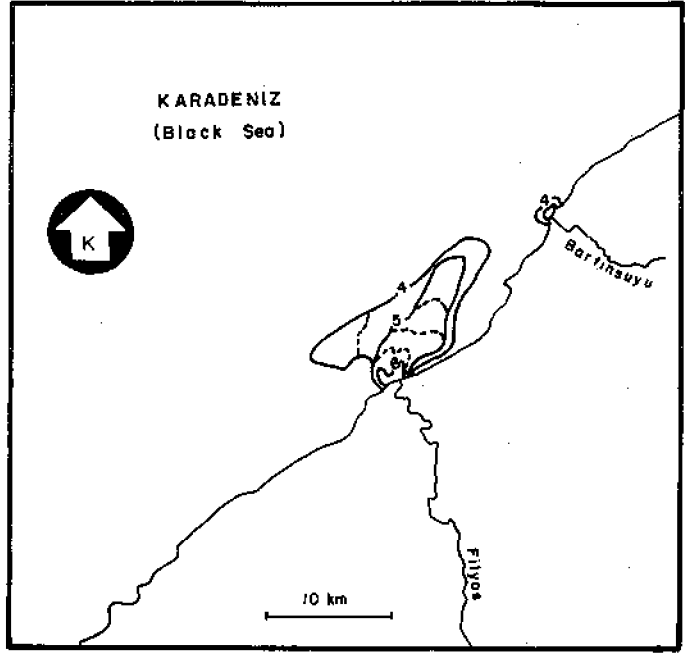
Bu suretle, deniz içinde 3 boyutlu olarak dü ünülecek bir püskülün, çe itli derinliklerdeki üst sınırları, de i ik bantlar

da kaydedilen görüntülerle belirlenmektedir. Ba ka bir deyim le, her bantta görülen püskül sınırı, o bantı oluşturan 1 m dalga boyunun ulaabildi i derinli i belirtmekte ve bu suretle püskül üzerinde bir çe it e derinlik e risi olu turmaktadır (ekil 2 ve 3). Bu suretle, her banttaki görüntü üzerinde, püskülün sınırı ve sınır içindeki e it tonlu (iso density) bölgeleri belirtmek ve daha sonra görüntüler üst üste getirilmek suretiyle (Coker, vd., 1976), püskülün bir çe it kalitatif e ri haritası elde edilmi olmaktadır. Esasında e rilere kantitatif bir de er de verilebilir; ancak bunun için, görüntünün çekildi i zamandaki artlara veya ona yakın ko ullara uygun ba ka bir zamanda, her bant ı nın denize girme derinli inin bir gemiden saptanması gerekmektedir. Karadeniz bölgesinde ye il ı ı m suya girebilme yetene i 20 30 metre olarak kabul edilebilir (D. S. Ross, 1976, sözlü görü me). Ancak, sudaki alg ve di er yüzen gereç dolayısıyla bu derinli in yer yer çok azalabilece i de gözönünde tutulmalıdır.

Özellikle Sakarya ve Filyos akarsularına ait püsküllerin incelendi i bu çalı ma, püsküllerin üç boyutlu ekilerinin zaman zaman çok karma ık durumlar alabildi ini ortaya çıkar mı tır (ekil 2, 3).

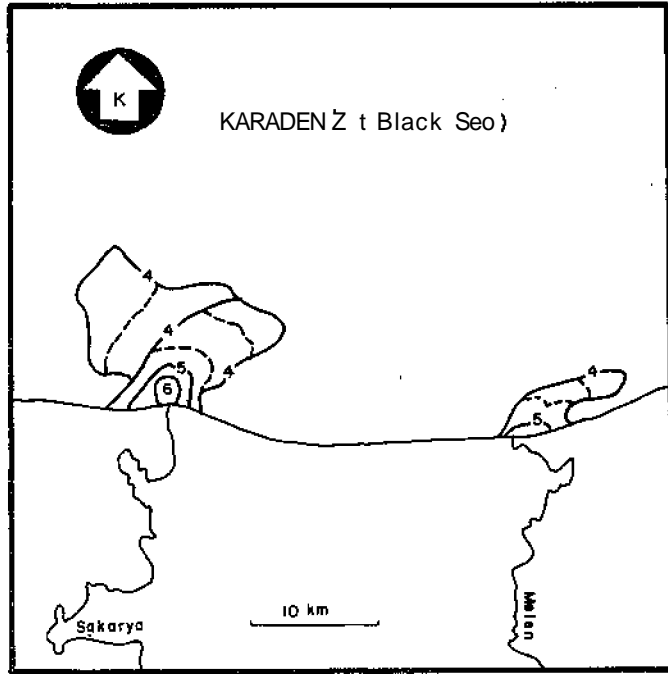
Püskül ekilerinin Yorumundaki Etkenler

Görüntünün çekimi anında bir akarsu püskülünün üç bo yutlu eklini kararla tıran ba lıca etkenler: akarsuyun o sı raldaki debisi, denize çıkı hızı, mil malzemenin granülo metrik bile imi, akarsu ile deniz suyu arasındaki yo unluk farkları, deniz akıntılarının yönü ve hızı, bir de o bölgedeki



Şekil 3: Filyos ve Bartınsuyu püsküllerinin 16.6.1975 tarihli görüntüsü üzerine kalitatif e riler (Açıklama için şekil 2'ye bakınız).

Figure 3: Qualitative contours on Filyos and Bartınsuyu plumes, on image obtained on 16.6.1975 (for explanation, see Figure 2).



ekil 2: Sakarya ve Melen püsküllerinin 16.6.1975 tarihli görün üsü üzerinde kalitatif e riler. E riler üzerindeki rakamlar, sınırın hangi banttan alındı mı göstermektedir. Kesikli e riler, obanttaki e tonlu (iso density) yüzeylerin yakla ık olarak sınırlarını göstermekte ve yardımcı e ri görevini yapmaktadır.

Figure 2: Qualitative contours on Sakarya and Melen plumes from 16.6.1975 image. Figures on contours indicate the band number from which they are drawn. Dashed contours are approximate iso density curves within a particular band, acting as supplementary contours.

deniz tabanı topoğrafyasının etkisidir. Akarsu püsküllerinin ekileri yorumlanırken, bütün bu etkenlerin katkıları ayrı ayrı de erlendirilmelidir.

1 — Debi. Akarsuyun bir saniyede taşıdığı su hacmi, dolayısıyla beraberinde askıda taşıdığı (süspansiyon halinde) sediment miktarı, püskülün yayılma alanının büyüklü ünü kararla tıran en önemli etkenlerden biridir. Nitekim debisi büyük akarsuların (örneğin Sakarya, Filyos) püsküllerinin geniş bir alan kapsamalarına karşın, debisi küçük akarsuların (Melen, Bartınsuyu... v.b.) püskülleri de küçük olmaktadır (levha I, 4. Bant) Ya ıtı sonraki ta kım durumlarında da, artan debiyle do ru orantılı olarak püskülün büyüklü ü de artmaktadır.

2 — Çıkı Hızı. Akarsu kütesinin a ızdan denize çıkarken sahip oldu u momentum, hız X debi ile do ru orantılıdır. Bu momentum, püskülün çıkı takti ilk eklini ve kıyıda denize do ru dikine yayılma uzaklı ını kararla tırır. Hızın ve debinin yüksek oldu u sellenme durumlarında, püskülün denizin daha açıklarına kadar yayılabildi i görülmektedir.

3 — Mil Gereç. Akarsu püskülünün görünür hale gelmesi ve alıcılar tarafından görüntü olarak çekilebilmesi, yakla ık olarak 30 metre derinli e kadar mil gerecin askıda kalabilmesine ba lıdır. Örne in, çok ince kum (62 125 mikron çapında) tanecikler 2.5 3 saatte 30 m derinli e çökelerek 4. Bant al ılıma aygıtının yetene i dı na çıkabilir, bu suretle tane boyutları ço unlukla çok ince kum olan bir püskül, görüntülerde küçük bir alanı kapsamı olarak belirir. Halbuki çökeltme hızı çok daha yava olan ince mil ve kil boyutlu taneler, 30 metrelik derinli e günlerce sonra ula abilir ve bunların egemen oldu u bir püskül çok daha geniş alanlara yayılmıştır.

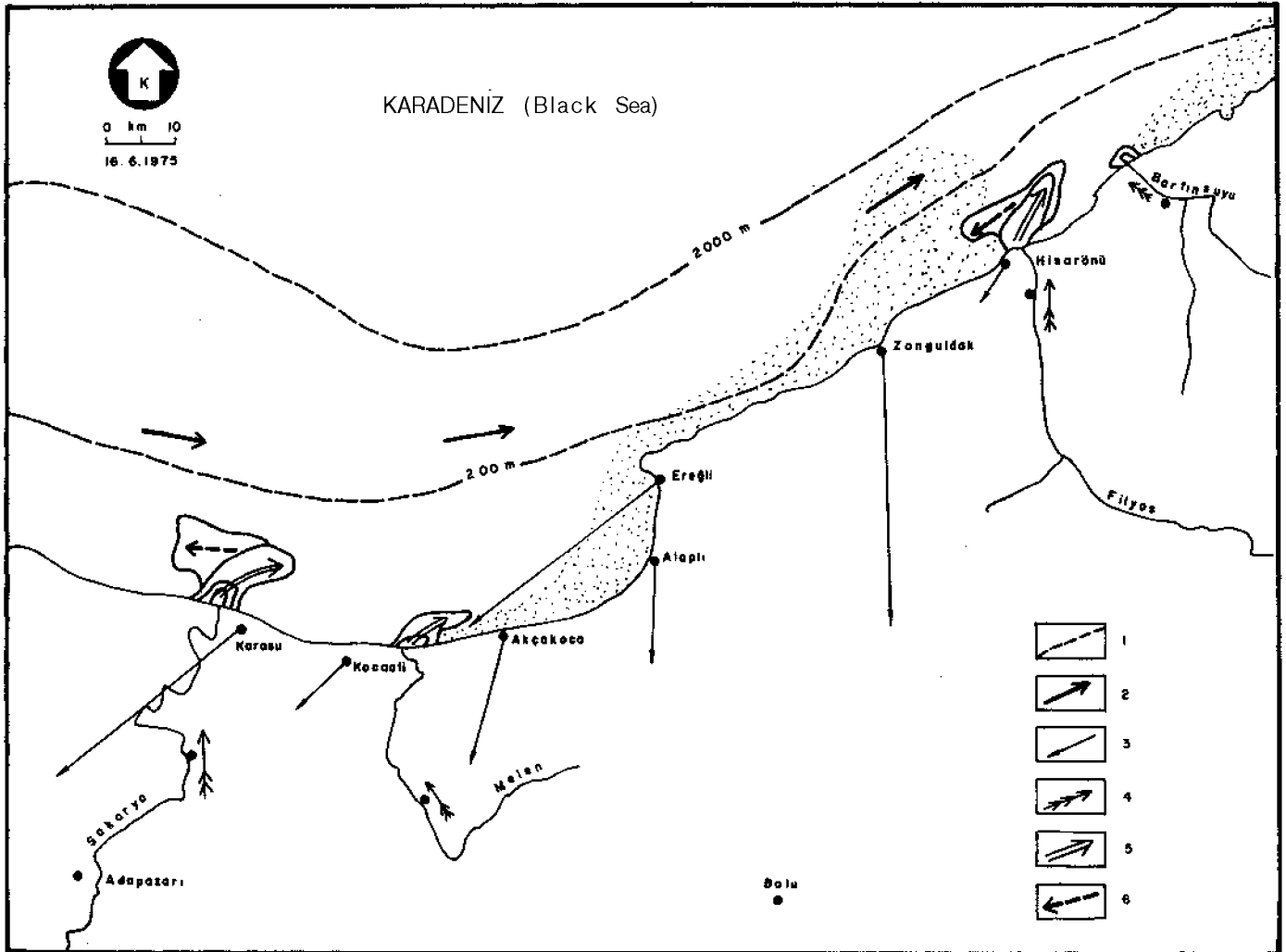
olarak kaydedilir. O halde, akarsuyun askıda ta idığı mil gercin granülo metrik da ılımını bilmek, yorum yapmada çok önemlidir, özellikle kilin ço unlukta oldu u mil gereçli akarsuların, deniz akıntılarını izlemekte yararlı oldukları muhakkaktır. Örne in, debisi ve hızı küçük olmasına ra men, kil bakımından zengin görünen Melen suyunun püskülü, batı Karadeniz kıyısı boyunca yakla ık 120 km'lik bir uzaklı a kadar izlenebilmekte, Akçakoca önlere nden Filyos a zı açıklarına kadar görülebilmektedir (levha I).

4 — Yo unluk Farkları. Genellikle daha az yo un olan akarsuyun, daha yo un olan deniz suyu üzerinde geni bir alana yayılması ola andır. Ancak, akarsu içinde askıda bulunan mil gercin katkısıyla, yo unlu unun deniz suyuna e it, hattâ ta kin durumlarında deniz suyundan fazla olması halinde, püskülün ekli ve yayılması da olumsuz yönde etkilenmektedir. Bir de, püskülün yayılması sırasında, sedimentlerin çökmesi ve karı mın artması ile, yo unlukları ve sıcaklık

ları farklı olan bu sıvıların özelliklerinin birbirine yakla tı ı ve sonunda birle ti i hatırdan çıkarılmamalıdır. Ba ka bir deyimle, görüntülerdeki püskülün son sınırı, alıcı yetene inin sınırı olabildi i gibi, farklı sıvıların artık farklı olmadıkları çizgiyi de gösterebilir.

- 5 — **Deniz Tabanı.** Püskülün üzerinde hareket etti i ta banın derinli i az ise, tabanın topo rafik ekli, derinli i ve e im açısı püskülün yayılı alanını etkilemektedir. Bu etki sı denizlerde uzak mesafelere kadar açık bir e kilde görül mekte, ancak taban e imlerinin yüksek ve derinliklerin sü ratle arttı ı denizlerde kısa mesafelerde kaybolmaktadır, özellikle çalı ılan kıyıların tabanı yüksek açılı oldu u için, Sakarya ve Filyos püskülleri için taban topoğrafyasının etkisi ihmal edilebilir görülmü tür.

6 — **Deniz Akıntıları.** Akarsu tarafından denize salıverilen püskül, yukarıda sözü edilen etkenlerin etkisi azaldıkça, sadece denizdeki akıntı sistemlerinin etkisiyle ekil al



ekil 4: Eldeki yer bilgileri ile, püsküllerden elde edilen akıntı yönleri. 1 —Batimetri e rileri (m), 2 —Temmuz ayında kayıtları nı ortalama yüzeyel deniz akıntıları. 3 —16.6.1975de yaklaşık saat 0800 (GMT) de ölçülen rüzgâr yön ve hızları (m/s) (Okların boyu rüzgâr hızıyla orantılıdır), 4 —Akarsuların 16.6.1975de ölçülen debileri (m³/s), 5 —Üst akıntı, 6 —Alt akıntı. Noktalı alanlar püskül tüllerini göstermektedir.

Figure 4: Ground measurements compared with current directions obtained from imagery. 1 — Bathymetric contours (m), 2 — Average surface current for July, 3 — Direction and velocity (m/sec) of winds, at approximately 0800 GMT on 16.06.1975 (Length of arrow proportional to velocity), 4 — Discharge rates (m³/s) of streams on the same date, 5 — Upper current, 6 — Lower current. Dotted areas indicate plume cloud trail.

maya başlamaktadır. Genellikle çıkıştan sonra bir kaç kilometrelik uzaklığı kateden püskül malzemesi, bundan sonra, alıcının "gözünden" kaybolana kadar, çetli deniz akıntılarının hareketine bağlı olarak sürüklenmektedir. Genellikle hızları saniyede santimetre mertebesinde olan bu akıntılar, gerçekte bütün su kitlesinde ve üzerindeki hava kitlesinde gelişen olayların bir bileşeni olup, yere, zamana ve derinliğe bağlı olarak değişmektedir. Bu bakımdan, püskülün ekli, o anındaki ve o noktadaki bileşeninin bir çetli yansıması olmakta, dinamik bir olay dizisinin statik bir resmini vermektedir. Bu derinlik, bir gün (24 saat) aralıklarla çekilmiş görüntülerde bile kendisini belli etmektedir (ekil 4 ve 5).

UYGULAMA

Aynı Andaki Akıntı Yönleri

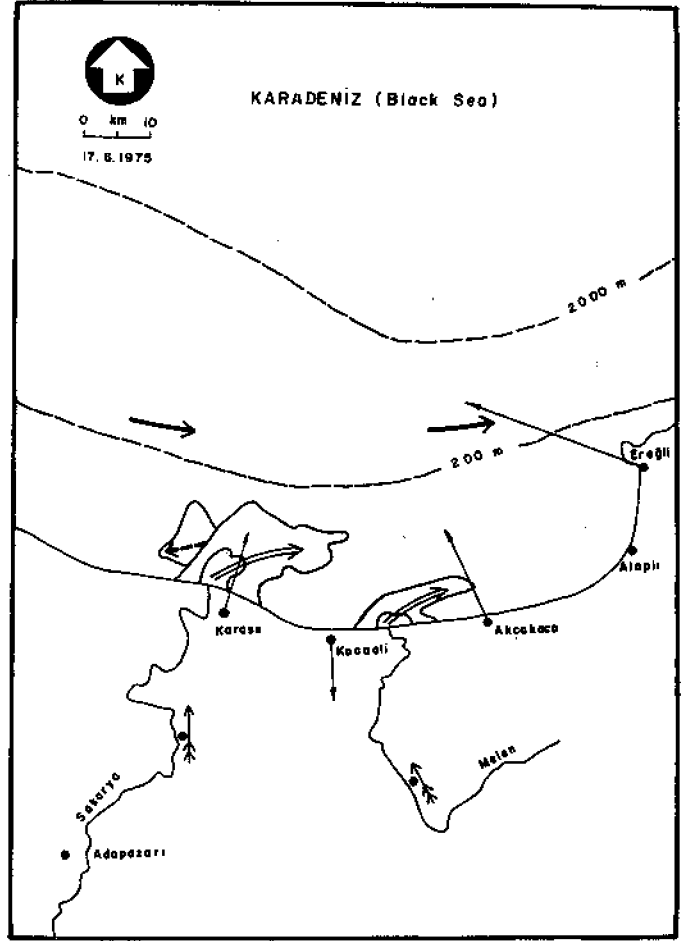
Yukarıda belirtilen görüşlerin ışığında batı Karadeniz kıyılarına dökülen iki büyük (Sakarya ve Filyos) ve iki küçük (Melen ve Bartınsuyu) akarsuyun püsküllerini içeren görüntüler incelenmiştir. Bunlardan **16 Haziran 1976** tarihli olanı, bütün bu akarsuların püsküllerinin tümünü kapsadığı için özellikle yararlı olmuştur (levha I ve ekil 4).

Sakarya püskülü 7. Bantta (yüzeyde) hiç bir şey göstermemekte, ancak derinlikler 6., 5., 4. bantlarla derinleşildikçe, püskülün akarsu ağızından yaklaşık 10 km açıklara kadar yayıldığını belirtmektedir (ekil 2). Yine bu püskülde, yüzeye yakın gerecin (6. Bant) 2 km açıklara kadar akıntılardan pek etkilenmediği, daha derindeki gerecin (5. Bant) 3 km açıklarda püsküle doya doğru bir asimetri kazandırdığı görülmektedir. Daha derine girebilen 4. Bant ise püskülün öncesinde doya doğru uzandı, ancak 10-12 km kadar yol aldıktan ve gereç daha derin bir düzeye çöktükten sonra ters yönde, batıya doğru döndüğü göstermektedir. Püskülün ekli bir helezon (corkscrew) olarak tanımlamak mümkündür. Bu ekil, yüzeye yakın akıntıların doya doğru, daha derindeki akıntıların ise batıya doğru yönelmiş olmaları ile açıklanabilir. Püskülün, akarsu ağızı dolayındaki kıyı boyunca yayılan kısımları olasılıkla dalgaların ve taban topografyasının etkisinde kalmış yerlerdir.

Filyos püskülü, ekil olarak Sakarya püskülünü andırmakta, ancak daha küçük olup akarsu ağızından ancak 6-7 km açıklara kadar yayılabilmektedir. Burada da yüzeyde (7. Bant) bir belirtiye rastlanmamakta, derine inildikçe püskülün önce kıyıya paralel olarak kuzeydoya uzandı, 10-12 km kadar gittikten sonra daha derinlere çökelmiş olan gerecin bu defa güneybatıya sürüklendiği açıkça belirgin olmaktadır.

Derinliklerinden de daha küçük olan Melen püskülü, 7. ve 6. bantlarda hemen hiç kayıt vermemekte, ancak 5. ve özellikle 4. bantlar, 2 km kadar açıkta püskülün oldukça keskin bir şekilde doya doğru bükülmüş olduğunu göstermektedir. Bu püskülün birincil (primary) kısmının yaklaşık olarak 9-10 km doya uzandı, belirgin ise de, daha derine inen kısmının ne olduğu görüntülerde pek açık değildir. Ancak, Melen'in çok ince (kil) gerecinin olduğu sanılan ikincil (secondary) bir "püskül tülü", yarı saydam bir halde kıyı boyunca doya doğru uzanmaktadır (levha I ve ekil 4).

Ereğli Alaplı koyunda genişliği 15-20 km'ye ulaşan bu püskül tülü, Ereğli burnu etrafından dolaırken 5 km'ye kadar daralmakta, ancak daha sonra Zonguldak Filyos açıklarında 40 km'ye kadar yine genişlemektedir. Yaklaşık olarak



Şekil 5: 17.6.1975 günündeki durumun (Açıklama için şekil 4'e bakınız.)

Figure 5: State on 17.6.1975 (For explanation, see Figure 4).

120 km uzunluğunda olan tülün bu noktada birdenbire kaybolması, sürekli olarak çökelmekte olan gerecin derindeki ters akıntı düzeyine ulaşması ile ilgili olabilir.

- Bartınsuyu püskülü çok küçük olup, hiç bir bantta incelemeye değer bir ekil göstermemektedir. Ancak, ikincil bir püskül tülü, Bartınsuyu ağızından kuzeydoya doğru 50-60 km uzanmakta ve genişliği de Kastamonu açıklarında 40 km'yi bulmaktadır. Böylece bu püskülün de aynı akıntı sisteminin etkisinde hareket ettiği belirlenmektedir.

Zıt Yönlü Akıntılar

Sonuç olarak, 16 Haziran 1975 tarihli görüntüden, Batı Karadeniz kıyılarında aynı anda zıt yönlü iki akıntının varlığı ortaya çıkmaktadır. Bunlardan yüzeye yakın olanı kıyıya paralel olarak doya veya kuzeydoya yönelmiş bulunmaktadır. Daha derinde olanı (olasılıkla 20-30 m arası) ise ters yönde hareket edip, yerine göre batıya veya güneybatıya yönelmiş görünmektedir. Bu bilgiler, aynı günde ve görüntü çekimine yaklaşık saatlerde ölçülmüş rüzgâr yön ve hızları ile karşılaştırıldığında (çizelge I ve ekil 4), beklenilenin aksine olarak, yüzeye yakın akıntıların rüzgâra zıt yönde yol aldıkları görülmektedir. Bu yön ise, Haziran-Temmuz ayları için

Çizelge 1: Görüntü çekimi tarihlerinde yaklaşık olarak 08.00 GMT'de inceleme alanındaki meteoroloji istasyonlarında kaydedilen rüzgâr yön ve hızları (m/s). Yönler rüzgârın geldiği tarafı göstermektedir. (*) işaretli istasyonların kayıtları nispeten daha sağlıklıdır.

Table 1: Wind velocity and direction at meteorological stations within the study area, approximately during image recording time (08.00 GMT). Stations marked (*) have more dependable records.

Meteoroloji İstasyonu	27.7.75	15.11.75	30.5.75	16.6.75	17.6.75
Karasu	N 3.0	NW 3.0	NE 1.0	NE 7.0	SW 2.0
Kocaali	NE 3.0	NE 2.0	NE 1.0	NE 2.0	NE 2.0
Akçakoca(*)	NNE 3.4	SSE 3.3	SSE 3.7	NNE 4.1	SSE 3.1
Alaplı	SW 2.0	SW 1.0	—	N 3.0	S. 1.0
Ereğli(*)	E 7.7	ESE 10.1	W 8.8	NE 7.7	ESE 5.7
Zonguldak(*)	NW 5.8	ESE 6.3	WNW 5.1	N 8.1	WNW 4.9
Hisarönü	NE 1.0	NE 1.0	NE 1.0	NE 1.0	NE 2.0

kaydedilmiş bulunan genel akıntı yönlerine uygun düzümektedir (çizelge 2 ve ekil 4). Görüntüde daha derinde görülen ters akıntı yönüne, daha önceki deniz kayıtlarında rastlanmamış olması dikkati çekicidir. Ancak, Marchuk v.d. (1975, ekil 7a), Batı Karadeniz'in bu kısımları için yaptığı haritada, dağ adaki saat yönünde, batıdaki de zıt yönde hareket eden iki anafor merkezi göstermiştir. Bu merkezlerin Türkiye kıyılarındaki bileşenleri, biri doğu ve kuzeydoğuya, diğeri batı ve güneybatıya olmak üzere iki vektör oluşturmaktadır. Bu suretle, uzaktan algılama yöntemleri ile, deniz ölçülerinin analizi aynı sonuçta toplanmış olarak görünmektedir. Rüzgârın Etkisi

Görüntünün çekildiği anda ölçülmüş olan rüzgâr yön ve hızlarının püskül (çizelge 1 ve ekil 4, 5, 6) eklini açıklaymaya yetmeyeceği de yine ortaya çıkan hususlar arasındadır. Deniz akıntıları, uzun mesafe ve sürelerle esen rüzgârlarla harekete geçtikleri zaman kazandıkları momentum, onları yollarından kolay kolay sapıramamakta, göllerdeki durumun tam tersine (Pluhowski, 1976), çabuk değişebilen rüzgâr yönleri suya hemen aynen yansımamaktadır. Bu bakımdan püskülün sapma yönü (dolayısıyla akıntı yönü) ile rüzgârlar arasında bir ilişki aranırken, görüntünün çekiminden önceki 48 saat boyunca rüzgâr kayıtlarının yapılmasının yararlı olacaktır.

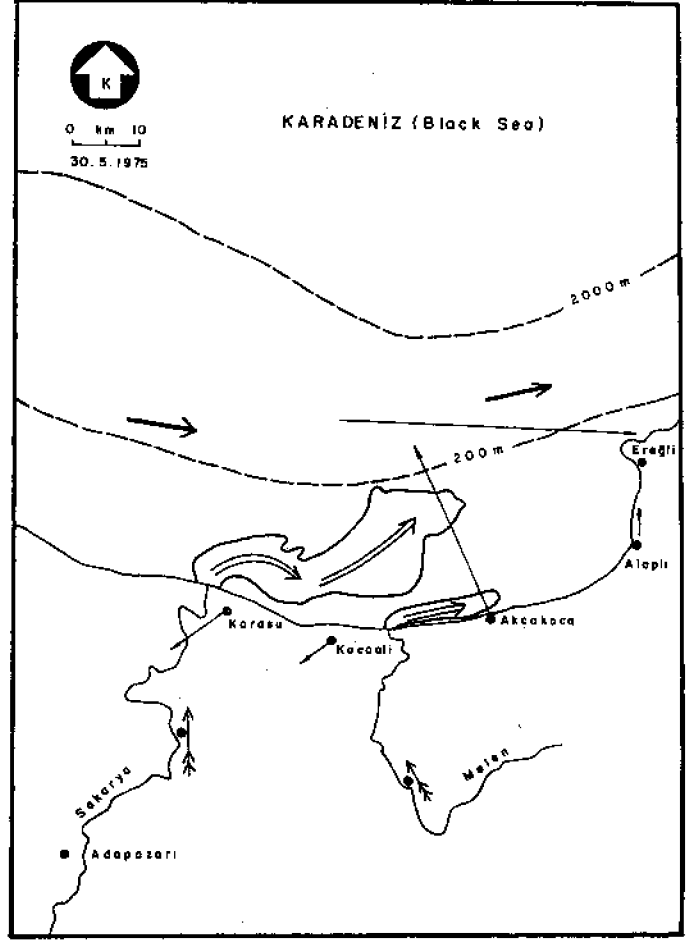
Zamanla Değişim

Akarsu püskül ekilerinin, deniz akıntı yönlerinin ve diğer etkenlerin de etkilerine bağlı olarak zamanla değiştiği bir gerçektir. 16 Haziran 1975 tarihli görüntüdeki Sakarya ve Melen püskülleri, 24 saat sonraki görüntü ile karşılaştırıldığında (ekil 4 ve 5), gerek püskül ekileri, gerek

Çizelge 2: Temmuz ayında Batı Karadeniz kıyılarında deniz akıntılarının çeşitli derinliklerdeki hızları (Yön, kıyıya paralel olarak doğu veya kuzeydoğuya doğrudur).

Table 2: Current velocities (in knots or cm/sec) at various depths (m) during the month of July (Current direction parallel to the coast, towards east or northeast).

Derinlik (metre)	Akıntı hızları	
	Knott (mil/s)	Santimetre/Saniye
0 (Yüzey)	0.03	1.5
20	0.03	1.5
50	0.03	1.5
100	0.02	1.0



Şekil 6: 30.5.1975 günündeki durum (Açıklama için şekil 4'e bakınız).

Figure 6: State on 30.5.1975 (For explanation, see Figure 4).

seçitli bantlarda kaydolmuş görüntülerin oluşturduğu kalitatif bilgiler arasında deyimliklerin bulunduğu açıkça görülebilmektedir:

1 — Sakarya ve Melen püsküllerinin daha geniş bir alana yayıldıkları ve egemen olan deniz akıntılarının etkisinde doğuya doğru daha fazla büküldükleri açıktır. Bunda, karşıdan esen rüzgârın azalması olması, hattâ yer yer akıntı yönünde esme etkisinin bir rolü olabilir. Dikkati çeken husus, batıya doğru yönelmiş olan "ters" akıntının belirginliğini biraz kaybetmiş görünmesidir. Ancak, akıntının varlığı, 4. Bantta halâ batıya doğru yönelmiş bir püskül kolunun bulunmasından anlaşılmaktadır.

2 — Görüntü alanlarının büyüklüklerindeki değişim de dikkati çekicidir. 16 Haziranda 4. Banttaki Sakarya püskülü yaklaşık 110 km²lik alana, 17 Haziranda ise 170 km² lik bir alana yayılmıştır. Melen için bu rakamlar 20 km² ve 60 km² olmaktadır. Alan büyümesinde deniz akıntılarının, rüzgârlardan ve dalgalardan daha etkili olduğu sanılmaktadır. Örneğin, 16 Haziran 1975 tarihli görüntüde, deniz akıntıları ile yayılan Sakarya Püskülünün uç kısmının, Sakarya a zı hizasından 10 km doğuya (rüzgâra karşı) uzandığı görülmektedir. 17 Haziranda, rüzgârın batıya doğru olan bileşeninin de etkisine rağmen, püskülün 5 km daha ilerlediği görülmektedir. Bu su

retle do uya do ru olan akıntının ortalama hızı 5,8 sm/s olarak belirlenmiştir. Melen püskülü ile yapılan hesap da aynı sonucu vermektedir. Bulunan de er, deniz yüzeyinden yapılmı ölçülerle aynı mertebede olup (çizelge 2), muhtemelen daha sa lıktır. Çünkü, gemiden yapılan ölçülerde, o andaki rüzgârın ve o andaki gemi sürüklenmesinin etkileri yanında, elde edilen ölçümler ancak o andaki ve o noktadaki akıntı yönünü ve hızını verdiklerinden, gerçek ortalama de erleri yansıtmayabilir.

Batıya yönelik olan alt akıntı ise, Sakarya püskülünü ilk gün 7. km'ye, ikinci gün 10. km'ye ula tırmı tır. Bu akıntının hızı 3,4 sm/s olarak hesaplanmı tır.

Do u ve Batı akıntı vektörlerinin toplamı, hızı 2,4 sm/s olan do uya yönelik bir vektördür. Bu sonucun, denizden elde edilen bulgulara uygunlu u dikkati çekicidir (çizelge 2).

3 — Görüntü alanlarında, 4. ve 5. bantlarda zamanla bir büyüme (yayıma) olmasına karşılık, 6. ve 7. bantlarda zamanla bir azalma oldu u dikkati çekmektedir. Bu son iki banttaki görüntü alanlarının etkileyen unsur, deniz akıntılarının dan daha çok akarsuların kendi özellikleriyle ilgili görünmektedir (örneğin, akarsuyun momentinin azalması). Bu tarihlerde elde edilebilen debi ve hız de erleri, 6. ve 7. bantlardaki püskül alanları ile do ru orantılıdır (çizelge 3 ve ekil 4, 5, 6).

Sakarya ve Melen akarsularının belirli tarihlerdeki görüntülerde 6. Bant püskül alanları ölçümü (7. Bantta her zaman püskül görülemez) ve aynı tarihlerde kaydedilen debi ve hız de erleri ile karşılaştırılmı tır (ekil 7). Bu de erler arasında yakın bir ilişki oldu u açıkça görülmektedir (Bu ilişkinin do rusal olmadığını ölçüklerin logaritmik olarak alınması dikkatten kaçmamalıdır).

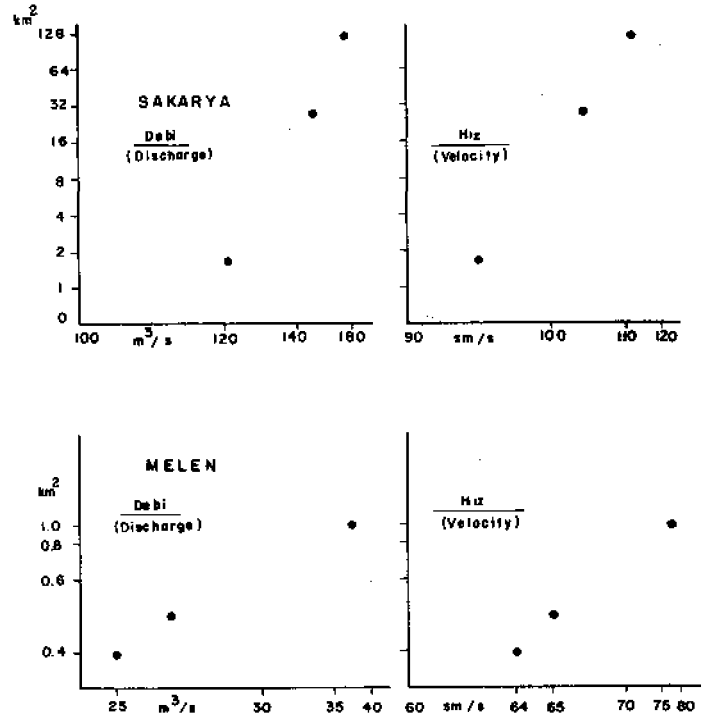
6. Bant püskül alanları ile debi ve hız (moment) arasında kurulacak bir ilişki, denizdeki görüntüden akarsuyun momentini elde etmek, 4. Banttaki püskül kıvrılmasından, abaklar yardımıyla, deniz akıntısının momentini veya hızını elde etmek mümkün görünmektedir. Ancak bu konuda planlı bir araştırmanın gerekti i de açıktır.

4 — Yüzeydeki akıntı yönlerinin mevsime göre değişti i, Landsat görüntülerinden ortaya çıkmaktadır (Carlson, 1976). Nitekim, 16 ve 17 Haziran 1975, 30 Mayıs 1975 ve 27 Temmuz 1972 tarihlerine ait görüntülerde Batı Karadeniz kıyı akıntılarının esas olarak do uya veya kuzeydo uya yönelik oldu u görülmekte, olasılıkla ilkbahar ve yaz mevsimlerinin genel akıntı yönleri temsil edilmektedir. Buna karşılık 15 Kasım 1972 tarihli bir görüntüde ise yüzeyde egemen akın

Çizelge 3: Sakarya ve Melen'in 6. Band püskül alanlarının, belirli tarihlerdeki büyüklükleri akarsuların o günlerdeki debileri ve hızları.

Table 3: Plume area size (km²) of Sakarya and Melen streams on the sixth band, compared with their discharge rates and velocities measure at stations near their months on the image recording dates.

Sakarya	30.5.1975	16.6.1975	17.6.1975
Debi (m ³ /s)	172	152	121
Hız (sm/s)	111	104	95
Alan (km ²)	113	28	1.6
Melen	30.5.1975	16.6.1975	17.6.1975
Debi (m ³ /s)	37.2	26.5	25.0
Hız (sm/s)	78	65	64
Alan (km ²)	1.0	0.5	0.4



ekil 7: Sakarya ve Melen püsküllerinin 6. Banttaki alanlarının, çe itli tarihlerdeki debi ve hızlarla karşılaştırılması. De erler arasında oldukça iyi bir korelasyon bulundu u göze çarpmaktadır.

Figure 7: Comparison of discharge rates, velocities and plume sizes on the sixth band of Sakarya and Melen streams on different dates. A good correlation appears to exist between the variables.

tının tamamen aksi yönde bulundu u, bunun da muhtemelen sonbahar ve kış mevsimi akıntılarının temsil etti i görülmektedir. Bu mevsimlerdeki akıntı yönleri, daha önce denizden saptanmış mevsimlik yönlerle uyumaktadır.

SONUÇ

Osenografik ara tırmalarda, özellikle aktüel sedimentlerle ilgili çalışmalarda, deniz akıntılarının yön ve hızlarının saptanması önemlidir. Bu bilgilerin, uzaktan algı yöntemleriyle (balondan, uçaktan veya peykten çekilen görüntülerle) saptanması halinde, daha sağlıklı ve daha geniş bir alanda aynı anda ölçüm sa ladıkları için, denizden yapılan ölçümlere kıyasla daha üstün sonuç alınabilece i anlaşılmaktadır.

Akarsuların püsküllerinden yararlanılarak yapılan bu tür çalışmada, de i ik bantlardan püskülün üç boyuttaki ekli elde edilmekte ve bu, deniz akıntılarının çe itli düzeylerdeki yönünü bulmakta kullanılabilir. Görüntüde 6. Banttan elde edilen püskül alanı ise, bazı ara tırmaların tamamlanmasıyla, olasılıkla akıntuların hızını saptamakta kullanılabilir.

Deniz akıntılarının hızları, ayrıca, zaman aralıklı görüntülerle de sağlıklı bir biçimde ölçülebilir. Bu ölçümler, deniz yüzeyinden yapılanlardan daha sağlıklı olabilir.

Bu yöntemler, batı Karadeniz kıyıların kapsayan eldeki Landsat görüntülerine uygulanarak sonuçlara varılmı tır:

1 — Haziran ayında kıyı boyunca zıt yönlü iki akıntı görülmektedir. Üstteki akıntı (yüzey akıntısı) ortalama 5,8 sm/s

lik bir hızla kıyı boyunca doğu ve kuzeydoğuya hareket etmekte ve Sakarya'dan Kastamonu'ya kadar izlenebilmektedir. Alttaki akıntı (muhtemelen 20-30 m derinlikte) ise, ortalama 3,4 sm/s'lik bir hızla batıya yöneliktir.

2 — Deniz aylarda çekilen görüntüler bu iki akıntıdan birinin zaman zaman egemen duruma geçebildiğini göstermektedir. Mayıs, Haziran ve Temmuz aylarına ait görüntülerde doğuya doğru olan akıntı yüzeyde görülmekte, Kasım ayına ait bir görüntüde ise batıya giden akıntı egemen duruma geçmektedir.

3 — Akıntı yönlerinin ve hızlarının, görüntü çekimi sırasında rüzgârdan fazla etkilenmediği, ancak uzun süreli rüzgâr yön, hız ve suya derin mesafesine bağlı olarak etkilenebildikleri anlaşılmaktadır.

4 — Landsat görüntülerinden elde edilen akıntı yönleri ve hızları, daha önce deniz yüzeyinden ölçülen değerlerle uyumlu olup, ayrıca yeni bulguları da kapsamaktadır.

KATKI BELİRTME

Landsat peyklerinden çekilen uzaktan algı görüntüleri CENCO yardımı ile elde edilmiş, MTA Enstitüsü Uzaktan Algı Servisi tarafından büyütülerek basılmıştır. Püsküller ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünde çizilmiştir. DSİ ve EİE ile Meteoroloji akarsularına ve rüzgârlara ait bilgileri, SHOD ise deniz akıntı değerlerini sağlamıştır. Yazar, bu kuruluşlara ve ilgililerine en candan teşekkürlerini sunar.

Yayıma verildiği tarih: Aralık, 1976

DEĞERLEN BELGELER

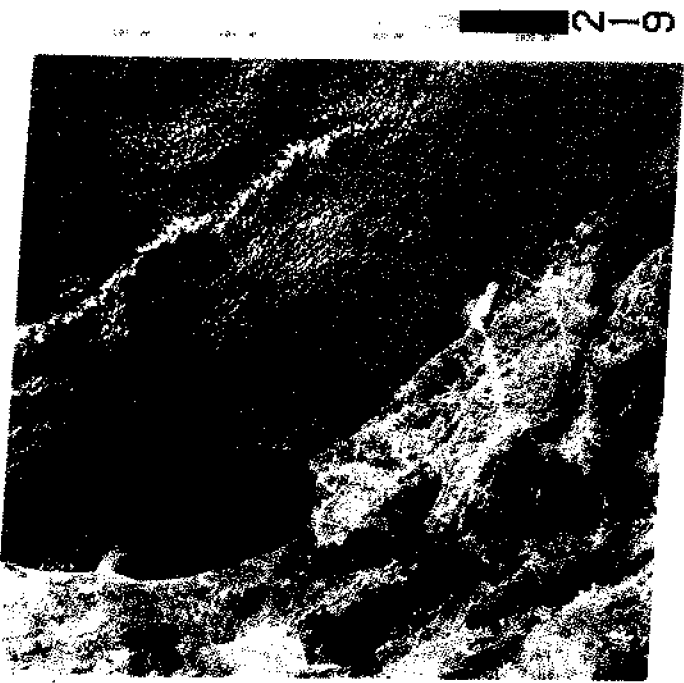
- Carlson, P. R., 1976: Mapping surface current flow in the nearshore waters of the northeast Pacific. U.S.G.S. professional paper 929, s. 328-329.
- Coker, A. E., Higer, A. L., Goodwin, C. R., 1976: Detection of turbidity dynamics in Tampa Bay, Florida. U.S.G.S. professional paper 929, s. 330-333.
- Hunter, R. E., 1973: Distribution and movement of suspended sediment in the Gulf of Mexico off the Texas coast. NASA Goddard Space Flight Center, Symposium on Significant Results obtained from ERTS 1, B, s. 1341-1348.
- Marchuk, G. I., Kordzade, A. A. ve Skiba, Y. N., 1975: Calculation of the basic hydrological fields in the Black Sea. Izv., Atmospheric and Oceanic Physics, 11, 379-393.
- Pluhowski, E. J., 1976: Dynamics of suspended sediment plumes. U.S.G.S. professional paper 929, s. 157-159.
- Polcyn, F. C., 1970: Measurement of water depth by Multispectral ratio techniques. NASA, EROS Program, Third Annual Review, Houston, Texas, 3, s. 6107-6112.
- Ross, D. S. ve Jensen, R. C., 1969: Experiments in oceanographic aerospace photography. NASA, EROS Program, Second annual Review, Houston, Texas, 3, 5101-5132.
- Sherman, J. W., 1970: On the use of a single blue band in oceanography. NASA, EROS Program, Third Annual Review, Houston, Texas, 3, s. 6601-6610.

LEVHA I

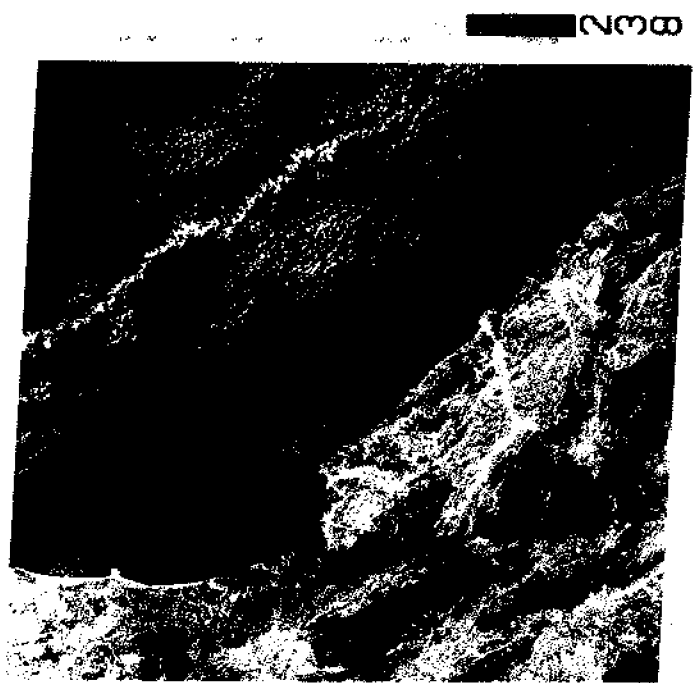
Landsat 2 uzaktan algı görüntüsü, 4. bant üzerinde görülmektedir. Batıdan doğuya doğru Sakarya, Melen, Filyos ve Bartın suyu Püskülleri belirgindir. Sakarya ve Filyos püskülleri 4. Bantta helezon görünümündedir. Ayrıca, püskül büyüklüklerinin her bantta değiştiği dikkati çekmektedir.

PLATE I

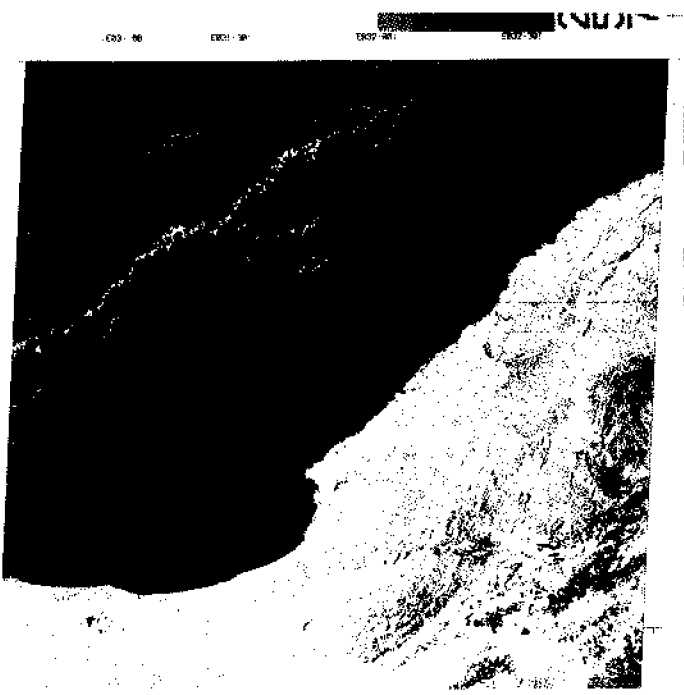
Remote sensing imagery acquired by Landsat 2 is recorded on four different bands. Plumes of (west to east) Sakarya, Melen, Filyos and Bartinsuyu streams are clearly observable. Note the helical "corkscrew" shapes of Sakarya and Filyos plumes on the fourth band. Also note the change in plume size on different bands.



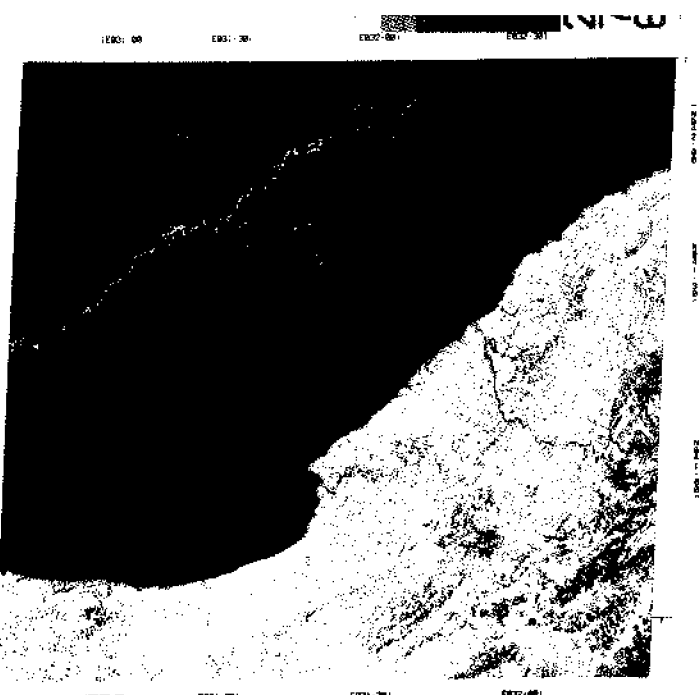
Bant 4



Bant 5



Bant 6



Bant 7

Kurdo lu dokanak metamorfizma ku a ında bazı petrojenetik sorunlar

Some petrogenetic problems of the Kurdo lu contact metamorphic zone

YÜCEL. YILMAZ *Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, .Ü.F.F., stanbul*

ÖZ: Kurdo lu dokanak metamorfizma ku a ı, Gümü hane granit plutonunu çevreleyen metapelitik kayalardan olu mak tadır. Bu kayalar, granit yerle mesinden önce karma ık bir metamorfizma evresinden geçmi lerdir. Ye il ist fasiyesine eri en metapolitik kayalarda granitin yerle mesi metamorfizma derecesini hornblend hornfels fasiyesine yükseltmi tir. Daha sonra granit yerle mesinin son a amalarına rastlıyan döterik ve metasomatik etkenlerle dokanak metamorfik ku akta yer yer gerileyen metamorfizma (retrograde metamorphism) geli mi tir.

Kurdo lu dokanak metamorfizma ku a ı kordiyerit ile alüminyum silikat (Al_2SiO_5) minerallerinin belirgin eksikli i üe (fibrolit ve sillimanit dı nda) dikkati çeker. Bir di er özellik ise kordiyeritin yerine, dokanak metamorfizma ku ak larında P T ko ulları bakımından duraylılık alanı çok dar olan ba ka bir Fe, Mg lu mineral olın almandinin geli mi olmasıdır. Almandin olu umu kayadaki yüksek M/FM oranı ile ilgili olmalıdır.

Sillimanit, biyotitlerin üzerinde ve onunla yer de i tirir özellikte görülür. Bu ilgi metasomatik i lemlerin sonucu olarak görülmektedir.

Granitin sıcaklık etkisinin oldukça dar bir alanda görülmesi ise intrüzif basıncın en az litostatik basınç de erinde olmasındandır. Bu sebepten so uk kom u kaya içinde hızlı so uyan magma, çevresinde beklenen boyutta bir sıcaklık zonu geli tirememi tir.

ABSTRACT: Kurdo lu contact metamorphic zone consists of metapelitic rocks which surround the Gümü hane granite pluton. These rocks were influenced by a complex metamorphic process before granite emplacement. The emplacement of granite increased the degree of metamorphism of metapelitic rocks from greenschist facies to hornblende hornfelds facies. Then retrograde metamorphism took place in contact zone with the influence of deuteritic and metasomatic processes which coincide with the late phases of the granite emplacement.

Kurdo lu contact metamorphic zone is characterised by absence of aluminum silicate (Al_2O_3) minerals (fibrolite and sillimanite). Another feature is the formation of an Fe Mg mineral (almandine) whose P T stability range is very narrow, against cordierite. The formation of almandine must be related to high M/FM ratio in rock.

Sillimanite occurs over biotites and in replacements of them. This relation was formed as a result of metasomatic operations.

Occurrence of temperature effect of granite in a very narrow belt is the result of intrusive pressure being at least equal to lithostatic pressure. For this reason, quickly cooling magma in the cold neighbouring rocks could not develop a heated zone of expected dimensions.

G R

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonu Gümü hane granitinin, güney kenarında dar ve uzun Tezene vadisi boyunca incelenen bir bölümüne verilen addır.

Bu inceleme, granitin çe itli özelliklerini tanıtan asıl çalı ma yapılr ken kar ıla ılan sorunlara ili kindir.

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonu bir çok özellikleri ile, yazında rastlanılan dokanak zonlardan (Aureole) farklılık göstermektedir. Bu özelliklerden birkaçına kısaca de i nilecektir.

Bu sorunlardan bazıları unlardır:

1. Fibrolit sillimanit geli imi, buna kar ıt di er alüminyum silikatların belirgin eksikli i
2. Granat olumu ve kordiyerit'in yoklu u
3. Pertit olumu
4. Boyutu bakımından dokanak metamorfizma etkinlik alanının anlamı.

F BROLİT SİLİMANİT GELİ M VE BUNAKARIT D ER ALÜM NYUM S L KATLARIN EKS KL

Fibrolit sillimanit 3 kristalografik özellikte görülür,

- a — Lifsel ve kıvrımlı saç yuma ı görünümü i necikler
- b — İnce uzun prizmatik kristal kümeleri
- c — Baklava dilimi kesitinde prizmalar

Petrografik çalı malar, sillimanitin, fibrolitin büyümesi sonucu olu tu unu açıkça göstermi tir. Bu 3 kristal ekli aynı kesitte ve birbiri ile sıkı ili kili olarak görülebilir. Formlar arasında gelişme ya ı bakımından fark yoktur. Hepsinin ortak özelli i biyotit kristalleri üzerinde olmaları ve onunla yer de i tirir nitelikte olmalarıdır. Sillimanit biyotit ili kisi ba ka dokanak metamorfizma zonlarında da ilgi çekmi bir özelliktir. İki mineralin birlikte bulunmasını bazı yazarlar bir metasomatik iliki olarak yorumlamı tır (Tozer, 1955; Pitcher and Read, 1963; Brindley, 1957; Smart, 1962) di er bazıları ise sıcaklık artımın metasomatik i lemlerin yanısıra etkili oldu unu ileri sürmü lerdir (Naggar ve Atherton, 1970).

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonunda döterik fazın fibrolit gelişimine etkisi açıktır. Çünkü biyotitler üzerinde onunla yerde i tirir özellikte görülen fibrolit sillimanit aslında bir fibrolit serisit lif y ını halindedir. Bunu kanıtlayan di er bazı veriler de vardır. Bunlar öylece sıralanabilir:

- a — Metamorfik kayalarda herhangi bir alüminyum silikat mineralinin varlı u ve bunun giderek sillimanit'e geçi i ekinde bir ilgi görülmemi tir.
- b — Biyotit fibrolit seviyelerinin metasomatik muskovit ve topaz ile ili kileri açıktır.
- c — F_3 defformasyonundan daha önce olu mu muskovit kristalleri içinde fibrolit kapantılarının varlı u sap tanımı tır (ekil 1).
- d — Fibrolit ve sillimanit F_{3B} defformasyonu ile ya ıtılır (Yılmaz 1972).

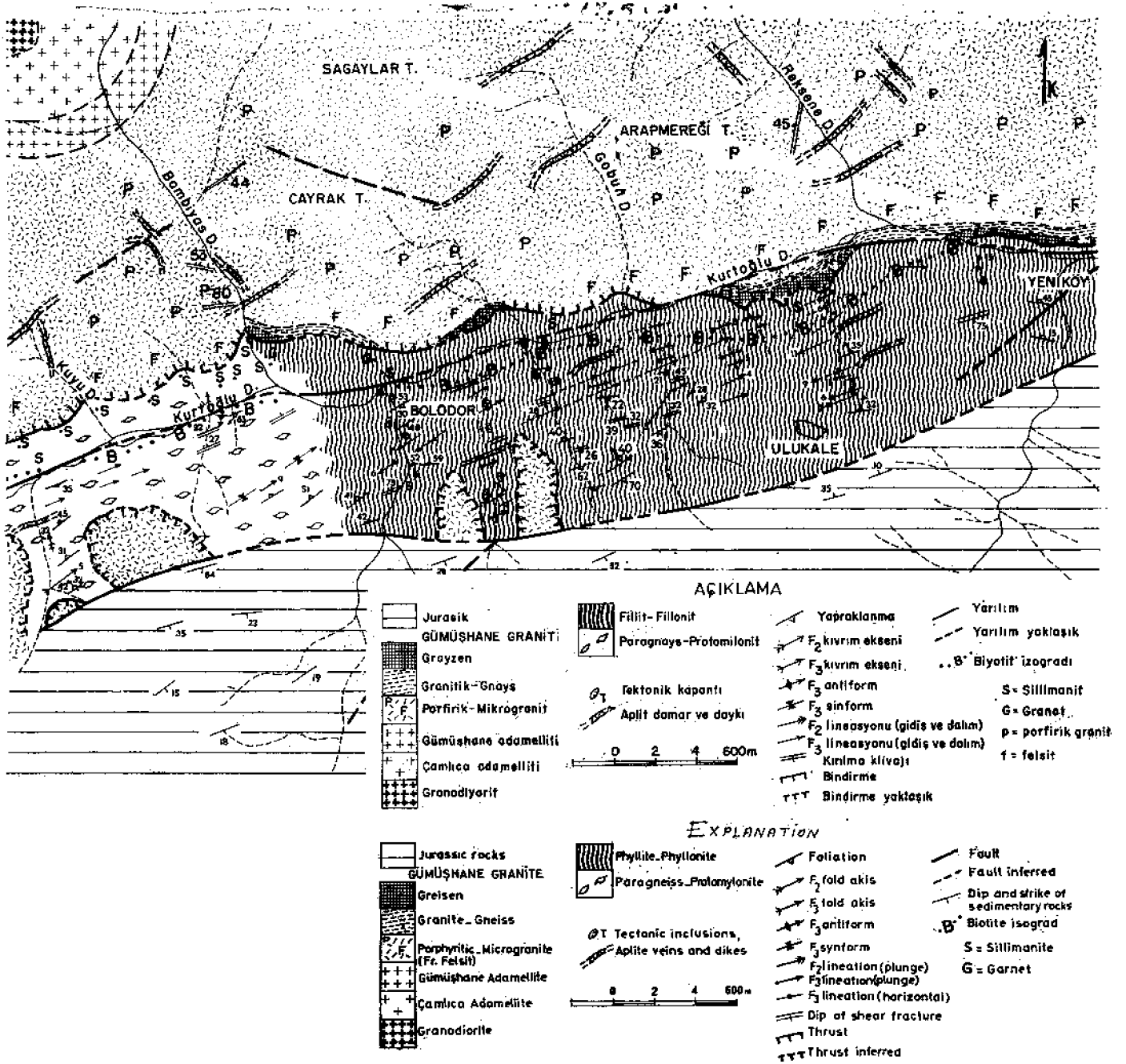
Bu veriler hep birlikte fibrolit ve sillimanitin granit yer le mesinin son fazındaki pnömatolitik etkiye ba lı olarak geli ti ini göstermektedir. Granitin kom u kayada sebep ol du u sıcaklık artımının da bu gelişimde etkisi vardır.

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonunda andalusit ve distenin yoklu u, P T ko ullarının uygun olmayı mdan çok kayanın kimyasal niteli i ile ilgilidir. Çünkü genel olarak bu kayalar Al_2O_3 bakımından yoksul sayılabilir; Al_2O_3 % 14 dolayında de i mektedir. Naggar ve Atherton (1970), Donegal graniti kontakt metamorfizma zonunda M/FM oranının AT SiO_2 mineral gelişimine etkili oldu unu saptamı tır. Bu zonda, distenin, M/FM oranı 0.5 ten daha büyük kayalarda geli ti i görülümü tür.

Turner (1968) e göre hornblent hornfels fasiyesinde, K feldspat ancak Al_2O_3 bakımından yoksun kayalarda olu abilir. Bu doyurucu bir açıklama olarak görülmektedir. Çünkü Gümü hanede, granit çevresinde hornblend hornfels fasiyesinde gelişmi K feldspatın varlı u, Al_2O_3 ün K tarafından ba landı mını göstermektedir. Bu i lem, alüminyum silikat mineral gelişimi için gerekli olan Al_2O_3 dengesinde önemli de i ikli e sebep olacak ve mikadan ba ka alüminyumca zengin silikat minerali gelişimine olanak vermiyecektir.

GRANAT OLU UMU VE KORD YER T' N YOKLUĞU

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonunda granat, granit gövdesinden 100 m ye kadar bir erit içinde oldukça düzensiz bir da ılım gösterir; büyük, pembe veya kahverengi porfiroblastlar halindedir, belirgin kartopu dokusu görülmez, zonlanma gelişmemi tir. Kimya analizleri sonucu MnO in %2.5, FeO in ise % 36.37 arasında de i ti i belirlenmi tir. Bu kimyasal özellikler tipik bir almandinin varlı mını ortaya koyar (çizel ge 1).



ekil 1: Kurdoğlu dokanak metamorfizma zonunun jeoloji haritası.

Figure 1: Geological map of Kurdoğlu contact metamorphic zone.

Metamorfik bölgelerde, almandin oluşumunun orta ya da yüksek basınç gerektirdiği önerilmiştir (Winkler, 1967; Turner, 1968). Bu bakımdan epizonal bir granit dokanak metamorfizma alanında bulunması olağan görülmemelidir. Bununla birlikte, yazında benzeri, demirce zengin granit türlerinin bazı granit kontaktlarında olabileceğini gösteren örnekler vardır (çizelge 2).

Brindley (1957) Leinster graniti çevresindeki benzer koşullar altında gelişen granatı, kayada önemli miktarda bulunan manganin varlığı ile açıklama çalışmıştır. Daha son

raları Dahl (1968) ve Hsu (1968)'de bu görüşün genel çerçeveleri içinde desteklemi ve mangan tarafından demirin yer de işlendiği ortamlarda almandince zengin granatın düşük sıcaklık ve basınç artları altında oluşabileceğini söylemiştir. Yine Hsu (1968)'ye göre saf almandin düşük basınç altında (0,5 k. bar'a kadar) bile, eğer oksijen fugasitesi (oxygen fugacity) düşük ise, duraylı kalabilir.

Bu açıklamalar, Leinster graniti (Brindley, 1957) gibi komu kayanın Mn bakımından zengin olduğu özel durumlar için uygun olabilir. Fakat Kurdoğlu dokanak metamorfik ka

Çizelge 1: Granatların kimyasal analiz ve normları

Table 1: Chemical analysis and norms of Garnets.

Kimyasal Analiz Chemical Analysis	Elektron probe analizi sonucu Electron probe analysis results	X ışını difraktometrik fotoğrafları ve Winchel (1958) diyagramları kullanılarak Using Xray diffractometer photographs and Winchel (1958) diagrams	
FeO	37.00	36.05	
MnO	2.30	2.15	
MgO	2.5	1.65	
CaO	1.00	0.80	
Al ₂ O ₃	21.82	22.02	
Normlar Norms			
Almandin	82.1	85.52	78-82,5
Spessartit	5.17	5.09	7.5-9
Pirop	9.8	6.98	4.-7
Andradit	1.03	1.00	2,5
Grossular	1.80	1.40	3,5

Çizelge 2: Çeşitli kontakt zonlarındaki demirce zengin granatlar.

Table 2: Iron-rich garnets in various contact zones

	1	2	3	4	5	6
Almandin	80	82	81.61	85.4	85	83.5
Pirop	11	10	15.00	7,5	15	8.5
Spessartit	5	5	2.19	5.5		5.5
Grossular	— 4	3				
Andradit			1,2			

1 — Lochner dokanak metamorfizma zonu (Chinner, 1962, p. 323)

2 — " " " " " " " "

3 — Connemera, pelitik kaya (Co. Galway, İrlanda. Leake, 1958, p. 293)

4 — Steinech dokanak metamorfizma zonu, Bavaria (Okusch, 1971, p. 11)

5 — Connemera pelitik kaya (Co. Galway, İrlanda. Leake, 1958)

6 — Gümü hane dokanak metamorfizma zonu (ortalama)

yaları gibi Mn bakımından yoksul bölgelerde öngörülen artları olu turamamaktadır.

Öte yandan, genel olarak bütün ara tırcıların birle ti i nokta, almandin olu umuna P T ko ulları kadar kayanın genel kimya özelli inin de etken oldu udur (Miyashiro, 1973). P ve T'nin kaya kimyası yanısıra de eri elbette ki yadsına maz. Çünkü Chinner (1962)'in de belirtti i gibi P ve T, kimyasal bakımdan almandin olu turma a elveri li kayada gerekli ko ulları yerine getirmektedir.

Okusch'a (1971) göre sı dokanak metamorfizma zonlarında almandin granat ancak Fe++ bakımından zengin kayalarda olu abilir. Bu açıklama da Kurdu lu için doyurucu de ildir. Çünkü Kurdu lu'nda almandin'li kayalar, almandin geli memi kayalardan, Fe++ bakımından daha zengin de ildir. O halde tek olabilir ve doyurucu yanıt kayadaki Fe++ 'nin miktarından çok Fe/Mg oranının kritik de eridir. Almandinin geliebilmesi için bu de erin yüksek olması gerektir. Bu görü e dayanarak Kurdu lu kontakt metamorfizma içi zonun

da görülen granatların olu umunu açıklamak olanaklıdır: önce, kaya kimyasına ba lı olarak ve iç zondaki P T ko ulları altında olu an almandin granat daha sonra kontakt zonda yer yer saptanan deuterik etkilerle duraysız hale gelmi ve bozu mu tur. Çünkü Yoder (1955) suyun etkin oldu u ortamda granatın duraylı kalabilmesi için, sıcaklı n sulu minerallerin duraylılık alanlarının üstüne çıkması gerekti ini belirtir. Kurdu lu dokanak metamorfizma zonunda, bu sıcaklı a eri ilemedi i, F₁ ve F₂ deformasyon zonları ile geli mi olan müskovitlerin varlı ı ile anlaşılmaktadır. O halde suyun serbest bir faz olarak etkili oldu u pnömatolitik fazda, daha önce geli mi olan granatın yer yer yok edildi ini ve bugünkü düzensiz da ılımını kazandı nı dü ünlemek mantıklıdır. Kordiyerit'in Yoklu u Nasıl Açıklanabilir?

Deneyisel petrografiden elde edilen veriler, saha verileriyle birle tirildi inde kordiyerit'in çok geni P T ko ulları altında duraylı kalabilen bir mineral oldu u görülmü tür. Bu P T ko ulları ise Kurdu lu dokanak metamorfizma zonunda erilen alanı içerir. O halde kordiyerit'in yoklu unu yalnız P ve T ko ulları ile açıklamak olanaksızdır.

Chinner'e (1962) göre, dü ük P₃ ko ulunda kayadaki bü tün Fe²⁺/Mg oranlarında kordiyerit duraylı bir mineral olarak kalır. Granat bu artlar altında ancak çok yüksek Fe²⁺/

Mg ve düşük $\frac{Al_2O_3}{FeO+MgO}$ değerli kayalarda gelişebilir. Bu

artlar, yüksek sıcaklık, dü ük basınç kontakt metamorfizma alanlarında ve ancak kaya kimya özelli i elveri liye yerine gelebilir.

P₃ de erindeki artı ve T azalı ı ile kordiyeritin duraylı oldu u kaya Fe²⁺ /Mg de er alanı daralır. Buna kar it almandinin duraylılık alanı geni ler.

Bu görü , dü ük basınç altında, yani sı intrüzyon çevrelerinde, çok geni duraylılık alanı olan kordiyeritin yanısıra, almandinin de bazı özel ko ullar altında geli ebilece ini açık lamaktadır. Ancak kordiyeritin bütünüyle duraysız ve almandinin duraylı olabilece i olanaklı görülmemektedir. Dolayısıyla bu açıklama Kurdu lu dokanak metamorfizma zonunda ki duruma ters dü mektedir.

Yazında, seyrek olmakla birlikte kordiyerit'in olu ma dı dokanak metamorfizma bölgeleri belirtilmi tir. Ancak bunların ço unda kordiyerit'in yerini dolduracak bir ba ka Fe Mg minerali; Stavrolit'in olu tu u belirtilmi tir (örneğin Santa Rosa graniti çevresinde; Compton, 1960, Donegal; Piteher ve Read, 1963; Naggar ve Atherton 1970 Portekiz'deki Permiyen ya lı granitlerin çevresinde; Oen, 1958 ve Schermerhorn, 1956). Kurdu lu dokanak metamorfizma zonunda oldu u gibi, kordiyerit'in eksikli ine ve yanısıra almandin'in varlı na ancak bir ba ka dokanak zonunda daha rastlanmı tir: Leinster graniti (Brindley, 1957). Brindley, kordiyerit'in yerine almandin'in geli iminin kaya ana kimyasal niteli yle yakından ili kili oldu unu öne sürmü ve özellikle Mg eksikli inin bu na neden oldu unu belirtmi tir.

Kurdu lu dokanak metamorfizma zonunda, kordiyeritin geli ememesi yalnız granatın varlı ı ile de il aynı zamanda kayanın kimyasal niteli inin neden oldu u genel özelliklerle yani mineral parajenezi ile de çok yakından ili kilidir. Bir di er şeyi ile Fe ve Mg dan ba ka bile enlerinde, özellikle Al₂O₃ ve K₂O nun belirli etkileri olmu tur.

Gerekli de erde K_2O ve dü ük de erde Al_2O_3 in varlı ı kayada müskovitin yanı sıra ba kaca alüminyum silikat (Al_2SiO_5) minerali geli mesine fırsat vermemi tir. Artan sıcaklık, müskovitin parçalanması ile K feldspatın geli mesine neden olmu tur. Bu kimyasal özellikli kayalarda Winkler (1967) ve Turner (1968) e göre kordiyerit geli emez.

Ancak, Fe ve Mg'un kordiyerit geli imindeki etkileri çok önemlidir. Etkinin, elementlerin azlı ı veya çoklu u ile de il de aralarındaki oran ile ilgili oldu unu sanıyoruz; yani de netleyici etken Brindley (1967) in savundu u gibi Mg un ek sikli i de il, kayadaki M/FM oranının kritik de eridir. Ram berg (1952) e göre Fe/Mg oranının çok yüksek oldu u kaya larda granat ve sillimanit duraylıdır, kordiyerit geli emez.

Bu görü ün 111 altında, Kurdo lu'nda M/FM oranının kordiyerit geli imine uygun olmadı ı anla ılmaktadır. Yani, Biotit olu tuktan sonra kayada hâlâ fazla Mg kalmı sa, bu dü ük de erdeki Mg dolayısıyla kayanın M/FM oranı, kordiyerit yerine granatın geli imine daha uygun bir ortam hazırlamı tır. Bir di er deyi le granat böyle bir ko ulu yerine getirmek için kordiyeritten daha uygun mineral olarak ortaya çıkmı tır.

PERT TOLU UMU

Winkler (1967) ve Turner (1968)'e göre, dokanak metamorfizmaya ba lı olarak K feldspat ancak hornblend hornfels fasiyesine erildi inde olu abilir. O halde, granitin dokana ndaki çok dar bir alanda bu ko ullara ula ıldı ı, yani K feldspatın olu tu u açıktır. K feldspat, pertit ile temsil edilmektedir. Bu bakımdan, pertitin olu umunu ayrıca incelemek gerekmektedir.

Bilindi i gibi pertit u 3 yolla geli ebilir:

1. Eksolüsyon (Exsolution)
2. Birlikte kristallenme (Simultaneous growth)
3. Yerde i tirme (Replacement).

Fakat, pertit geli iminin bu yollardan hangisi ile olu tu unu belirleyebilecek herhangi, dokusal veya yapısal veri henüz ayırtlanmamı tır. Kurdo lu dokanak metamorfik kayalarında yerel olarak görülen pertitin birlikte kristallenme ile olu amıyaca ı açıktır.

Ayrıca, Kurdo lu metamorfizma alanı içinde F_3 deformasyonu ve bunun devamı olan F_{3B} deformasyonuna ba lı streslerin oldukça etkili oldu u bilinmekte ve gerilim (stress) etkisi altında homojen "bir feldspatta" eksolüsyonun kolaylıkla gerçekte bilece i belirtilmi tir. Daha do rusu eksolüsyon elimi, deformasyon tarafından iddetlendirilmi tir. Barth (1966) bu durumu öyle açıklamaktadır: e er feldspat herhangi bir gerilim etkisinde kalırsa, ekil de i ikli ine zorlıyan bu enerji sodyum atomlarını harekete geçirir. Bunun sonucunda, eksolüsyon olayı çok daha dü ük sıcakta ba layıp devam edebilir. Bu görü Kurdo lu dokanak metamorfik zonunda ayırtlanan paragnaylardaki pertitlerin geli imini, dokanak zonunun yapısal evriminin ana hatları içinde iyi açıklamaktadır. Yani granitin sıcaklı ı ile hornblend hornfels fasiyesine ula mı kom u kayada önce K feldspat tekdüze bir feldspat durumunda geli mi sıcaklı ın zamanla azalmasına kar ılık süregiden gerilim etkisi altında bu tekdüze feldspattan plajiyoklas iplikçikleri eksolüsyon ile ayrılmı lardır.

BOYUTU BAKIMINDAN DOKANAK METAMORF ZMA ETK NL K ALANININ ANLAMI

Kurdo lu dokanak metamorfizma zonunun önemli özellikler rinden birisi de, bu zonun boyutları bakımından çok dar bir alanda etken oldu udur. Hornblend hornfels (Winkler, 1967; Turner, 1968) fasiyesi granitten ba lı olarak 50-75 m lik dar bir zonda albit epidot hornfels fasiyesi ile 200-300 m lik bir ku ak içinde tanınmı tır. Gümü hane granitinin sı derinlik lere ula mı bir plüton oldu unu da burada belirtmek gerekir.

Yakın geçmi te Reverdatto (1971) dokanak metamorfizma fasiyeslerini, kayaların kimya özellikleri ve saha düzen lerine dayanarak yeniden sınıflamı ve 8 e ayırmı tır. Bu sınıflamaya göre Kurdo lu dokanak metamorfizma zonu "Tip 3" e dahil edilebilir. Tip 3 amfibol hornfels müskovit hornfels fasiyesi olarak adlanmakta ve hipabisal artlar altında geli ti i belirtilmektedir ki bu özellikler Gümü hane graniti ile uyumluluk göstermektedir.

Dokanak metamorfizmanın etkenlik alanının dar olmasının nedeni kolay anla ılamamaktadır. Benzer ko ullar gösteren dokanak zonuna ancak Kafkasya'daki Mineralnyye Vody plutonunda rastlanmı tır (Reverdatto ve Slobotskoy, 1969). Bu pluton yerle me düzene i bakımından da Gümü hane plutonu ile aynı özellikler göstermektedir. Önemli tek ayrıcalık, Gümü hane graniti çevresindeki dar dokanak metamorfizma zonuna kar ıt, Mineralnyye Vody plutonu çevresindeki dokanak zonunun hemen hiç geli memi olmasıdır. Reverdatto ve Slobotskay (1969) olaya analitik bir yakla ım yapmı ve u sonuca varmı lardır: E er magma büyük bir intrüzif basınç altında yerle irse, kom u kayalar litostatik basıncın çok üstündeki bu intrüzif basıncın etkisinde kalacaklardır ve bu sırada so uk kom u kayalarla dokanaktaki giren magma hızla so uyarak katıla acaktır. Böylece dokanak metamorfizma için gerekli ko ullar geli meyecektir.

Açıklamanın Gümü hane graniti ile dokanak metamorfizma zonuna uygulanabilirli i kolayca görülebilmektedir.

SONUÇ

Gümü hane graniti çevresinde geli en Kurdo lu dokanak metamorfizma zonu, sı granitik intrüzyon çevrelerine kıyas la bazı önemli farklılıklar göstermektedir.

Hornblend hornfels fasiyesine erildi i halde, andalusit ve kordiyerite rastlanmamı yerine granat ve sillimanit olu mu tur. Sillimanit, biyotitin metasomatik i lemlerle parçalan masına ba lıdır. Andalusit, kayada gerekli K_2O ve yetersiz Al_2O_3 bulunu u dolayısıyladır. Granatın geli imi ve kordiyeritin yoklu u kayadaki M/FM oranının dü ük olmasına ba lıdır.

Dokanak metamorfizma zonunun dar olması, granitin kom u kayaya litostatik basınç kadar iddetli bir intrüzif ba sınçla etkimi olması nedeniyledir.

Yayıma verildi i tarih: Ocak, 1977

DE N LEN BELGELER

Barth, T. F. W., (1969) Feldspars: John iley and Sons Inc., Newyork.
Brindley, J. C., 1957, The aureole rocks of the Leinster granite in South Dublin; Proc. Roy. ir. Acad., 59, 118

- Chinner, G. A., 1962, Almandine in thermal aureoles: *Jour. Petrol.*, 3, 316-340.
- Compton, R. R., 1960, Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 1383-1416.
- Dahl, O., 1968, Hydrothermal studies of garnet-mica equilibria in the system $(FeO, MnO) - 2TiO_2 - 2SiO_2 - H_2O$: *Förr. Förh.*, 90, 331-348.
- Hsu, K. C., 1968, Selected phase relations in the system $Al-Mn-Fe-Si-O_2-H_2O$: *Am. Mineralogist*, 53, 46-83.
- Lake, B. E., 1958, Composition of pelites from Connemara, Co. Galway, Ireland: *Geol. Mag.*, 95, 281-296.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*: Halsted Press, John Wiley and Sons, New York.
- Naggo, M. H., 1970, The composition and metamorphic history of some aluminium silicate bearing rocks: *Uppsala Universitets Årsskrift*, 11, 549-589.
- Oen, I. S., 1958, The geology, petrology and ore deposits of the Viséu region, Portugal: *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 4, 1-48.
- Oktusaj, M., 1971, Metamorphism in the aureole of the teinach granite, Bavaria: *Cont. Min. Pet.*, 32, U23.
- Edwards, W. S., 1963, Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of granites of Donegal, Ireland: *Jour. Geol.*, 71, 261-296.
- Ramberg, H., 1952, *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*: Univ. Chicago Press, Chicago.
- Reverdatto, V. V., 1971, Types of contact metamorphism: *Int. Geol. Rev.*, 13, 8, m5-7B.
- Reverdatto, V. V., ve Slobotskoy, R. M., 1969, Contact metamorphism under intrusive pressure: *Doklady Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 186, 192-194.
- Schermerhorn, B. J. G., 1956, *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire Sao Pedro do Sul Satao region (northern Portugal)*: *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 37.
- Smart, T. B., 1962, The aureole of the Barnesmore granite, Co. Donegal: *Irish Nat. Jour.*, 14, 55-59.
- Tozer, C. F., 1955, The mode of occurrence of sillimanite in the Glen Sitrict, Co. Donegal: *Geol. Mag.*, 92, 310-320.
- Turner, F. J., 1968, *Metamorphic petrology "Mineralogical and field aspects"*: Mc Graw Hill Book Co., New York.
- Inchell, A., 1958, The composition and physical properties of garnets: *Am. Min.*, 23, 430.
- Winkler, H. G. F., 1967, *Petrogenesis of Metamorphic rocks*: Springer Verlag, New York.
- Yılmaz, Y., 1972, *Petrology and structure of the Gümü hane granite and the surrounding rocks, N. E. Anatolia*: Ph. D. thesis, Univ. Eofidoj, yayırlanmamış.
- Yoder, H. S., Jr., 1955, Role of water in metamorphism: *Geol. Soc. Am., Sp. Paper* 62, 505-524.

Çatakba yaka Üst Miyosen Steneofiber'leri (Rodentia, Mammalia)

The Upper Miocene Steneofibers (Rodentia, Mammalia) of Çatakba yaka

ENGİN ÜNAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Mu la Yerkesik Çatakba yaka'dan toplanan *Steneofiber* kalıntıları incelenmiştir. Bu cins iki türle temsil edilmiştir: *Steneofiber minutus ozansoyi* n. ssp. ve *Steneofiber* cf. *jaegeri* Kaup. İlki Orta Avrupa Üst Miyosen'inin küçük *Steneofiber*leri ile karşılaştırılmıştır.

ABSTRACT: The *Steneofiber* remains collected in Mu la Yerkesik Çatakba yaka are studied. This genus is represented by two species: *Steneofiber minutus ozansoyi* n. sp. and *Steneofiber* cf. *jaegeri* Kaup. The former is compared with the small *Steneofiber* from the Upper Miocene of the Middle Europe.

GİRİŞ

Yazının konusunu oluşturan fosiller, Mu la iline bağlı Yerkesik ilçesinin Çatakba yaka bucağından toplanmıştır.

Bu fosil yatağı, ilk kez, 1968 yılında Türk Alman araştırmacıları tarafından bulunmuştur. MTA Enstitüsü'nce, 1974 yılında aynı bölgede, "Mu la Yatağına Milas ve yakın dolayının biyostratigrafi araştırması" adlı projenin uygulanması sırasında ikinci kez kazılmıştır. Tanımlamaları yapılacak olan örnekler bu çalışmada sunulmuştur.

Sickenberg ve diğerleri (1975), Üst Miyosenin üst kısımları olarak tanımladıkları Çatakba yaka'nın memeli fosil kapsamını şu şekilde vermişlerdir: *Amphilagus fontannesii* Deperet, cf. *Steneofiber jaegeri* Kaup, *Castorinae* sp., *Amphicyon* sp., *Zygodon tapiroides* Cuvier, *Choerolophodon* sp., *Anchitherium* sp., *Chalicotherium grande* Lartet, *Hispanotherium grimmi* Heissig, *Mesacatherium simorreense* Lartet, *Brachypotherium brachypus* Lartet, *Euprox* sp., *Cevidae* sp., *Giraffokeryx* sp. yada *Paleotragus* sp., *Bovidae* sp., indet.

ÖNCEK ÇALIŞMALAR

İlk kez, Calvert ve Neumayr (1880), Çanakkale'nin Erenköy fosil topluluğu arasında *Steneofiber* cinsinin varlığından söz ederler. Bu cinse ikinci kez, Pamir ve Sayar'ın 1933 yılındaki yayınlarında Küçükçekmece fosil topluluğu içinde rastlanmıştır. 1976 yılında da Ünay Çanakkale Bayraktepe'den *Steneofiber jaegeri* Kaup'u tanımlar.

SİSTEMATİK ÇALIŞMALAR

Simpson (1945)'e göre:

Aile : Castoridae Gray 1821

Alt aile : Castoroidinae Trouessart 1880

Cins : *Steneofiber* Geoffroy 1833

Steneofiber minutus Meyer 1838

1838-1858 *Chalicomys minutus* Meyer, sayfa 414. (non vidi)

1859 *Myopotamus? sansaniensis* Gervais, levha 48, ekil 13.

1885 *Steneofiber (Chalicomys) minutus* Schlosser, levha X (VI), ekil 11, 15, 17, 19, 21, 26, 28-30.

1928 *Steneofiber minutus* Stromer, levha II, ekil 14 19 a, b,
1964 *Steneofiber minutus* Bergounioux ve Crouzel, ekil 1a h.

Stratigrafik Düzey

Bu tür ilk kez Meyer tarafından Sansan'ın Orta Helvesiyen ya lı serilerinde bulunarak tanımlanmıştır. Daha sonra Orta Avrupa'nın Üst Miyosen ya lı birçok bölgesinde bulunmu tur.

Tanımlama

Steneofiber minutus'un alt P₄ ünün ön lobu çok uzundur, ve di kıvrımı geriye do ru yatıktır (Bergounioux ve Crouzel, 1964). Üst M³ üdi er molarlerinden büyüktür. (Schreuder, 1931).

Steneofiber minutus ozansoyi n. ssp.

(levha I, ekil 16)

Holotip: Sol P₄, MYÇ. 5, 4.5 x 3.6

Paratipler: Bir sol P₄, iki sol üst ara azı di i, iki sa M₃,

P₄-M₁ li bir sa alt çene parçası, iki sa P₄, bir sol alt ara azı di i ve kesici di parçaları.

Tip lokalite: Mu la Yerkesik Çatakba yaka

Tip düzey: Üst Miyosen'in üst kısımları. (Sickenberg ve di erleri, 1975)

Adın kökeni: Prof. Dr. F. Ozansoy'a ithaf edilmiştir.

Ayırman Tanım

Alt P₄ ün iç kenarı ön lobun di kenarına paralel, ön lob dikdörtgenimsi, di kıvrım dar, uzun ve çok fazla e ik, hipos tilid ön loba paralel biçimde öne yatık.

Ölçüler

(Di ölçüleri a nma yüzeyinden alınmıştır ve mm olarak gösterilmiştir.)

P ₄ Uzunluk	4.7	4.1	5.0	4.5 (Tür örnek)
Ön lob genişliği	2.9	2.6	2.8	2.7
Arka lob "	3.6	3.6	3.8	3.6
M _j Uzunluk	2.9			
Geni lik	3.6			
M Uzunluk	3.0			

Genişlik	2.8
P ₄ Uzunluk	4.6
Genişlik	4.2
M Uzunluk	2.6 2.6
Genişlik	3.1 2.6
M ³ Uzunluk	3.5 3.3
Genişlik	2.9 3.1

Tanımlama

Alt Di ler.

P₄ Çi neme yüzeyi ovalimsi ve iki lobludur. Ön lob çok uzun ve dikdörtgenimsidir. Hipos tilid uzundur ve ön loba paralel biçimde öne yatıktır. D₁ kıvrım dar, uzun ve geriye do ru çok fazla e iktir. Üç iç kıvrım gösterir. İç di kenarı ön lobun di kenarına paralel biçimde e ridir. İki kökü e ite yakın kalınlıktadır.

M₁ Çi neme yüzeyi dikdörtgenimsidir. Eni boyundan uzundur. Uzun bir di kıvrımla, a nmadan dolayı ada biçimini almış üç iç kıvrım gösterir.

Ara Azı Di i, Çi neme yüzeyi dikdörtgenimsidir. Bir di , üç iç kıvrım gösterir. İki köklüdür.

Üst Di ler.

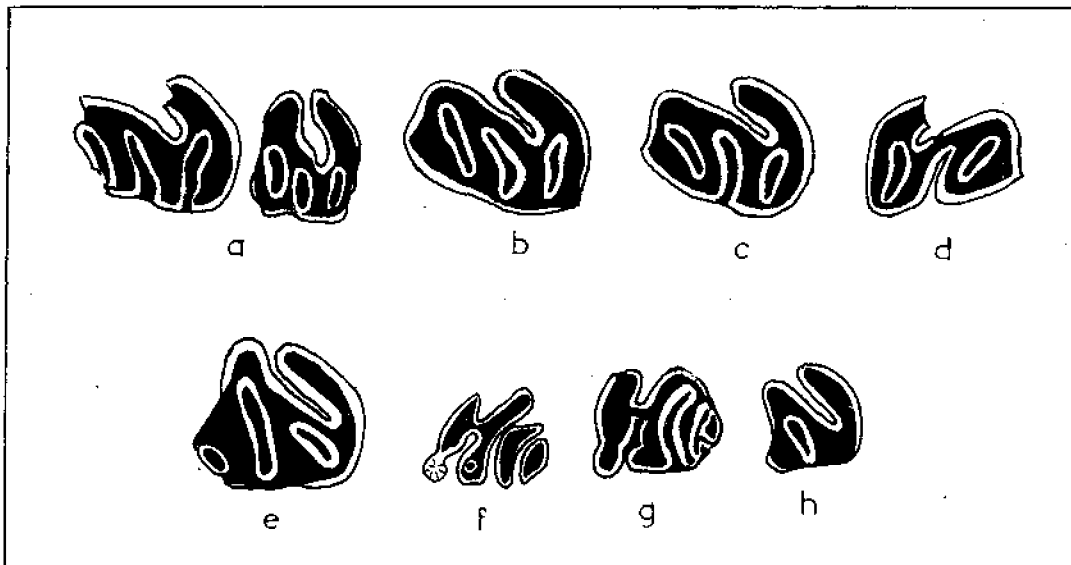
P₄ Çi neme yüzeyi üçgenimsidir. Ön di kenarı di bükey, arkası düzdür. İç kıvrımı uzundur ve öne çok yatıktır. Ada biçimini almış üç di kıvrım gösterir. İki köklüdür; öndeki geni arkadaki ise incedir (ekil 16).

Ara Azı Di i, Dikdörtgenimsidir. Örneklerden biri bir, di eri üç di kıvrım gösterir. İki köklüdür; öndeki kalın ve uzun, arkadaki ince ve kısadır (ekil 1 h).

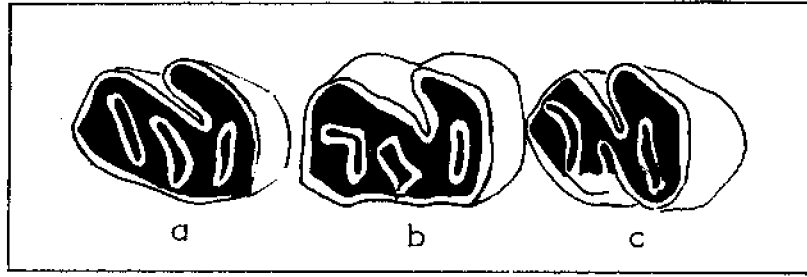
M₃ Çi neme yüzeyi üçgenimsidir. Arka lobu geli mi tir. Üç di kıvrım gösterir. Ortadaki çok uzun ve arkaya do ru büküktür. Önde kalın, arkada zayıf olan iki kökü vardır (ekil 1 f g).

Tartı ma

Steneofiber cinsinin Helvesiyen ça da Orta Avrupa'da ya amı küçük boylu iki türü vardır. Bu türlerin alt P₄ lerinin



Sekil 1: *Steneofiber minutus ozansoyi* n. s. sp.: a) Sağ P₄ - M₁, x 5; b) Sağ P₄, türörnek, x 5; c) Sağ P₄, x 5; d) Sol P₄, x 5; e) Sol P₄, x 5; f) Sağ M₃, x 5; g) Sağ M₃, x 5; h) Üst ara azı dişi, x 5.
Figure 1: *Steneofiber minutus ozansoyi* n. s. sp.: a) Right P₄ - M₁, x 5; b) Right P₄, holotype, x 5; c) Right P₄, x 5; d) Left P₄, x 5; e) Left P₄, x 5; f) Right M₃, x 5; g) Right M₃, x 5; h) Upper intermedial molar, x 5.



ekil 2: Steneofiber minutus alt P₄ lerinin karılaştırılması: a) Steneofiber minutus ozansoyi n. s. sp., tür örneği x 5; b) Steneofiber minutus, X 5, Sansan (Bergounioux ve Crouzel, 1964, fig. 1. c.) c) Steneofiber minutus, X 5, Flinz Münchens (Stromer, 1928, Taf. II, 16)

Figure 2: The comparison of the lower P₄ the Steneofiber minutus representatives: a) Steneofiber minutus ozansoyi n. s. sp., holotype, X 5, Çatakba yaka, b) Steneofiber minutus, X 5, Sansan (Bergounioux and Crouzel, 1964, fig. 1. e.) c) Steneofiber minutus, X 5, Flinz Münchens (Stromer, 1928, Taf. II, 16)

ekli çok karakteristiktir. *Steneofiber minutus ozansoyi* a a idaki özelliklerinden dolayı *Steneofiber minutus* temsilcileri ne benzer:

- 1) Alt P₄ de ön lob arka loba oranla çok uzundur, dı kıvrım geriye doğru yatıktır (ekil 1 a d).
- 2) Üst M³ di er molarlardan uzundur.

Steneofiber minutus ozansoyi yeni bir alt tür olarak tanımlanmıştır. Çünkü, alt P₄ ü di er bölgelerde bulunan *Steneofiber minutus* temsilcilerinden de i ik özellikler gösterir (ekil 1 a d, 2 a):

- 1) Ön lobu dikdörtgenimsidir.
- 2) D₁ kıvrımı dar, uzun ve geriye doğru çok fazla yatıktır.
- 3) Hipostilid uzundur ve ön loba paralel biçimde öne yatıktır.
- 4) İç di kenarı ön lobun di kenarına paraleldir.

Sansan'da bulunan *Steneofiber minutus* temsilcilerinin alt P₄ YERİNİN iç kenarları ön foblarının di kenarına paralel de ildir, ön foblarının biçimi üçgene daha yakındır (ekil 2b).

Stromer (1928) m Münchens Flinz'inden tanımladı ı di lerin alt P₄ YERİNİN ekli *Steneofiber minutus ozansoyi'ninki* lere benzer. Ancak, dı kıvrımları fazla yatık de ildir ve ön fobları arka loblardan daha az büyüktür (ekil 2c).

Steneofiber minimus'da alt P₄ daha de i ik bir ekil gösterir: Ön lobu küçülme e ilimindedir, dı kıvrımı e ik de ildir.

Steneofiber cf. jaegeri Kaup 1832

Materyel: Bir sa alt P₄ (ön fobunun ön kısmı kırık) ve iki üst azı di i.

Materyelin azlı ı nedeniyle kesin tür adı vermek olanaksızdır.

SONUÇ

Steneofiber cinsi Çatakba yaka'da iki türle temsil edilmiştir: *Steneofiber minutus ozansoyi* ve *Steneofiber cf. jaegeri*. Bu türler Avrupa kökenlidirler ve Anadolu, imdiye dek varlıklarının saptandı ı en do u bölgedir.

SUMMARY

The genus *Steneofiber* is represented at Çatakba yaka by two species. With the lack of sufficient material one of them might be defined as *Steneofiber cf. jaegeri*, the other is interpreted as a subspecies.

Steneofiber minutus ozansoyi n. ssp.

(Plate I, figure 16)

Holotype: Right P₄, MYÇ. 5, 4.5 x 3.6

Paratypes: One left P₄, two left upper intermedial molars, two right M₃, one fragmentary lower jaw with P₄ M₁, two right P₄, one left P₄, one left intermedial molar and some fragmentary incisors.

Type locality: Mu la Yerkesik Çatakba yaka

Type level: The upper parts of the Upper Miocene. (Sickenberg et al, 1975)

Derivatio nominis: This subspecies is dedicated to Prof. F. Ozansoy.

Diagnosis

Lingual border of P₄ is parallel to the labial border of the anterior lobe. Anterior lobe is subrectangular. Labial fold is narrow, long and too oblique backward. Hypostilid is inclined forward parallel to the anterior lobe.

Measurements

(Measurements are given in mm)

P ₄ Length	— 4.7 4.1 5.0 4.5 (Holotype)
Width of the anterior lobe	— 2.9 2.6 2.8 2.7
Width of the posterior lobe	3.6 3.6 — 3.8 3.6
M ₁ Length	2.9
Width	3.6
M Length	3.0
Width	2.8
P ₄ Length	4.6
Width	4.2
M Length	2.6 2.6
Width	3.1 2.6
M ₃ Length	3.5 3.3
Width	2.9 3.1

Description

Lower Teeth.

P_4 . The occlusal surface of P_4 is suboval. it has two lobes. Anterior lobe is too long and subrectangular. Hypostilid is long and inclined forward parallel to the anterior lobe. Labial fold is narrow, long and very oblique. it has three lingual folds. Lingual border of the tooth which has two subequal roots is parallel with the labial border of the anterior lobe.

M_2 . The occlusal surface of M_2 is subrectangular. Width of the tooth is longer than the length. Labial fold is too long, it shows three lingual folds which are island shaped by wearing.

Intermediar Molar. The occlusal surface is subrectangular. it shows one labial and three lingual folds and has two roots.

Upper Teeth.

P_4 . The occlusal surface of P_4 is subtriangular. Anterior border of the tooth is convex, the posterior is straight. Lingual fold is long and very oblique forward. it shows three labial folds which are island shaped. it has two roots: The anterior is broad while the posterior is thin.

Intermediar Molar. The occlusal surface is subrectangular. One of the samples shows one labial fold while the other three. They have two roots: The anterior is broad and long, posterior is thin and short.

M_3 . The occlusal surface of M_3 is subtriangular. Posterior lobe is developed. it shows three labial folds. The middle one is too long and it is twisted backward. it has two roots: The anterior one is thick, posterior is thin.

Discussion

Steneofiber minutus ozansoyi resembles to the representative of *Steneofiber minutus* because of the properties given below:

1) in the lower P_4 , the anterior lobe is much longer than the posterior lobe. The labial fold is oblique backward (fig. 1 a d).

Steneofiber minutus ozansoyi is described as a new subspecies. Because, it differs from the *Steneofiber minutus* representatives found in the other regions in having certain properties in its lower P_4 :

- 1) Anterior lobe is subrectangular,
- 2) Labial fold is narrow, long and very oblique backward,

3) Hypostilid is long and inclined forward while been parallel to the anterior lobe.

4) Lingual border of the tooth is parallel to the labial border of the anterior lobe.

Lingual borders of the lower P_4 of *Steneofiber minutus* representatives from Sansan are not parallel to labial borders of their anterior lobes, the labial folds are not very oblique and narrow as the *Steneofibers* found in Çatakba yaka, and the anterior lobes look like a triangle.

The contours of the lower P_4 of the teeth described from Münchens Flnz by Stromer (1928) are similar to *Steneofiber minutus ozansoyi*. However, labial folds are not very oblique and posterior lobes are less smaller than the anterior.

In *Steneofiber minimus*, lower P_4 shows some differences. Anterior lobe is reduced and labial fold is not oblique.

Yayın verildi i tarih: Ocak, 1977

DE N LEN BELGELER

- Bergounioux, F. M. ve Crouzel, F., 1964, Sur quelques Castorides du bassin d'Aquitaine: Bull. Soc. Géol. de France, (7). VI, 253 258.
- Calvert, F. ve Neumayr, M., 1880, Die jungen Ablagerungen Am Hellespont: Denk. Kaiser Akad. Wiss. Math. nat. Classe, 40, 357 378.
- Gervais, P., 1858 1862, Zoologie et paleontologie françaises: 2 vol. texte 1 atlas.
- Meyer, H., 1838 1858, Briefwechsel in Neues Jahrb. für Miner. Geol. Pal., p. 414.
- Pamir, H. N. ve Soyar, A. M., 1933, Küçükçekmece fosil fıkralı hayvanlar mecmuası: st. Üniv. Jeol. Enst. neş. No. 8, 119 s.
- Schlosser, M., 1885, Die Nager des europäischen Tertiars: Palaeontographica, Bd. 31, 19 143.
- Schreuder, A., 1931, Conodontes, Trogontherium and the other Castoridae: Palaeont. Z., 13, 14, 148 177.
- Sickenberg, G., 1934, Die Nager K. J. Düren, L. K. Berg, S. Dada, Engesser, Schmidt, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H., 1975, Die Gliederung des höheren Jungtertiars und Altquartars in der Türkei nach Vertebraen und ihre Bedeutung für die internationale Neogen Stratigraphie (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei. 17): Geol. Jb., B 15, 167 s.
- Stromer, E., 1928, Wirbeltiere im Obermiozänen Flnz Münchens: Abh. der Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturw. Abh. 32, 18 20.
- Simpson, G. G., 1945, The principles of classification and a classification of mammals: Bull. of the Amer. Mus. of Nat. Hist., 85, 350 s.
- Ünay, E., 1976, Çanakkale Bölgesinde bulunan *Steneofiber jaegeri* (Rodentia, Mammalia): Maden Tetkik Arama Derg., 86, 93 98.

LEVHA I

Steneofiber minutus ozansoyi n. ssp.

- Şekil 1: Sağ P_4 - M_2 , X 5
 Şekil 2: Sağ P_4 , türörnek, X 5
 Şekil 3: Sağ P_4 , X 5
 Şekil 4: Sol P_4 , X 5
 Şekil 5: Sol P_4 , X 5
 Şekil 6: İki sağ M_2 , X 5

PLATE I

Steneofiber minutus ozansoyi n. ssp.

- Figure 1: Right P_4 - M_2 , X 5
 Figure 2: Right P_4 , holotype, X 5
 Figure 3: Right P_4 , X 5
 Figure 4: Left P_4 , X 5
 Figure 5: Left P_4 , X 5
 Figure 6: Two right M_2 , X 5



1



2



3



4



5



6

