

TPJD BÜLTENİ

TÜRKİYE PETROL JEOLOGLARI DERNEĞİ

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

TAPG BULLETIN



CILT : 3 Sayı : 1 ARALIK - 1991
VOLUME : 3 NO : 1 DECEMBER - 1991

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

Hasan ÖZBAHÇECİ	Başkan
	President
Murat KÖYLÜOĞLU	2.Başkan
	Vice President
Erkan ATALIK	Yazman
	Secretary
Zühtü BATI	Sayman
	Treasurer
Çetin MUMCUOĞLU	Üye
	Member

YAYIN SORUMLUSU
MANAGING EDITOR
Murat KÖYLÜOĞLU

YAYIN KURULU
PUBLICATION BOARD
Vedat AYDEMİR, Ahmet S. DERMAN, Orhan DURAN
Haki NAZ, Muzaffer SİYAKO
TPAO

MAKALE İNCELEME KURULU
EDITORIAL BOARD

Dursun AÇIKBAŞ	TPAO	Hayrettin B. OKAY	TPAO
Erol AKYOL	DEÜ	Önder ÖZTUNALI	İÜ
Demir ALTINER	ODTÜ	Doğan PERİNÇEK	MOBİL
Mehmet ARAC	TPAO	Salih SANER	KFU
Volkan Ş. EDİGER	TPAO	Hacı SAVCI	TPAO
Özgen EREV	TPAO	Cengiz SOYLU	TPAO
Yavuz ERKAN	HÜ	A.M. Celal ŞENGÖR	İTÜ
İsmet GEDİK	KTÜ	Nuri TERZİOĞLU	TPAO
Kadir GÜRGEY	TPAO	Süleyman TURGUT	TPAO
Ahmet GÜVEN	TPAO	Güner ÜNALAN	MTA
Erçin KASAPOĞLU	HÜ	Namık YALÇIN	TÜBİTAK
Orhan KAYA	DEÜ	Osman YILMAZ	İÜ
Ali KOÇYİĞİT	ODTÜ	Yücel YILMAZ	İTÜ
Teoman NORMAN	ODTÜ	Arif YÜKLER	ABD
Aral İ. OKAY	İTÜ		

SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR
M.Erdal AHISKA

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS
Mustafa Kemal Mahallesi
2. Cad. No: 86 06520 Ankara - Türkiye
Tel: (9 - 4) 286 91 00 / 3370 - 2296

Ümer Gührsdor

**TPJD BÜLTENİ
İÇİNDEKİLER/CONTENTS
TPAG BULLETIN**

CİLT 3, SAYI 1, ARALIK 1991 - VOLUME 3, NO 1, DECEMBER 1991

Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya Evren Yazgan and Ronald Chesseix.....	1 - 42
Changing Stress Orientation in Progressive Intracontinental Deformation as Indicated by the Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia) Ali Koçyigit.....	43 - 55
Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağının Ekaylı Zonu Imbricated Zone of the Southeast Anatolian Orogenic Belt Mustafa Yıldırım ve Yücel Yılmaz.....	57 - 73
Devrekani Havzası (Kastamonu Kuzeyi) Üst Jura-Alt Kretase Yaşı Karbonat İstifinde Mikrofasiyes Analizleri Microfacies Analysis of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Carbonate Sequence of Devrekani Basin (Northern Kastamonu) Cemal Tunoğlu.....	75 - 86
Trakya'da Kuzey Anadolu Transform Fay Zonu'nda Gelişmiş Normal Fayların Oluşumuna Yaklaşımlar Some Approaches on the Occurrence of the Normal Faults Developed within the North Anatolian Transform Fault Zone, Thrace, Türkiye Tevfik Erkal.....	87 - 99
Onur Kösesi.....	101
Bilimsel ve Sosyal Etkinlikler.....	102
Uluslararası Etkinlikler.....	103
Yayın Tanıtımı.....	104
TPJD Bülteni Yazım Kuralları.....	105-106
Instruction to TAPG Bulletin Authors.....	106-108
KAPAK RESMİ : İlerleyen kıyı çökelleri ile onu takibeden bazalt lav akıntısı katkılı alüvyon yeipazesinin ilişkisi : Ahır Dağı kuzeyi, Kahramanmaraş..... Foto - A Sami DERMAN ON COVER: The relation between prograding shoreline and following alluvial fan deposits containing basalt lava flows in the north of Ahır Dağı. Kahramanmaraş - Türkiye Photo By - A. Sami DERMAN	

Değerli Üyelerimiz,

Türkiye 9. Petrol Kongresi 17-21 Şubat 1992 tarihleri arasında Derneği ile TMMOB Jeofizik Müh. Odası ve TMMOB Petrol Mühendisleri Odası tarafından ortaklaşa düzenlenmiştir. Uluslararası organizasyonlara oranla çok kısa sürede gerçekleştirilen bu kongrenin başarılı olmasında Düzenleme Kurulu'nda görev alan arkadaşlarımıza özverili çalışmaları önemli rol oynamıştır. Petrol Kongrelerinde iki ana amaç hedeflenmektedir. Birlerinden birincisi, petrol sektöründeki teknolojik ve bilimsel gelişmelerin sergilenip tartışılarak, üyelerinizin uluslararası gelişmeleri izlemesidir. İkinci amaç ise iktidara, tüm siyasi partilere ve kamuoyuna doğru mesajların verilerek petrole ilgili tüm sorunların, gerçek veriler ışığında kamuoyunda tartışılmasını sağlamaktır.

Kongrenin kısa bir değerlendirmesini yapmak, bundan sonraki Petrol Kongrelerinin daha başarılı olmasına yardımcı olacaktır. Kısa hazırlık dönemine rağmen sunulan teknik ve ekonomik içerikli bildirilerin niceliği ve niteliği ülkemiz petrol aramacılığı açısından sevinçlidir. Uluslararası boyutlarda kongre ve sergi düzenlemek için uygun sergi salonlarının Ankara'da olmayışının sıkıntılısı bu Kongrede büyük ölçüde yaşanmıştır. Bilindiği gibi petrolün ülkemizdeki varlığı veya miktarı ile aranması ve üretimi konularında basında ve kamuoyunda sürekli spekulatif haberler yazılır ve konuşulur. Bu tür yanlıltıcı haberlerin önüne geçmek için ilgili meslek kuruluşlarının gösterdiği yoğun çabaların yetersiz kaldığı bu kongrede birkez daha ortaya çıkmıştır. Türkiye Petrol Jeoglari Derneği olarak, Petrol Jeoglari'nın petrol aramasındaki yerini ve önemini ilgili makamlara bıkmadan anlatmak zorundayız. Bunu gerçekleştirirken doğal olarak sektörde beraber çalıştığımız arkadaşlarımıza üye olduğu diğer meslek kuruluşlarıyla birlikte olacağız. Ne yazık ki ülkemizde bugüne kadar meslek kuruluşlarına veya teknik elemanlara sadece petrol sektöründe değil, diğer sektörlerde de yeterli hassasiyet gösterilmemiştir. Jeoloji mühendislerinin etkin görev alması gereken birçok iş kolunda, maalesef gereken istihdam yapılmamaktadır. İş bulma şansına erişenler ise eğitimlerine ve sorumluluklarına uygun ücret alamamaktadırlar. Petrol sektöründe çalışan teknik elemanlar tüm dünyada, çalışma koşullarına bağlı olarak diğer sektörlerde çalışanlardan genel olarak daha yüksek ücret alırlar. Türkiye'de petrol arama ve üretiminin başladığı ilk yillardan son 15 yıla gelinceye kadar bu tutarlı politika ülkemizde de uygulanmıştır. Son yıllarda ise anlaşılmaz bir tutumla yıpratılan teknik elemanların çalışma azim ve istekleri adeta yok edilmiştir. Bu yıl Amerika Birleşik Devletleri'nde "Money Magazine" dergisinin yaptığı anket sonucuna göre, Jeolojik bu ülkede tercih edilen ilk on meslek arasında ikinci sırada yer almıştır. Alınan ortalama ücret sıralamasında ise jeoglari doktorlar ve veterinerlerden sonra 6000\$/ay'la üçüncü sırada yer almazı mesleğimizin, gelişmiş ülkelerde ne kadar saygın olduğunun ciddiye alındığının en açık göstergesidir. Bugün tüm meslektaşlarımız üniversiteleri, Jeoloji, Jeofizik ve Petrol Mühendisliği Bölümü'ne giren gençlere geleceğin işsiz mühendisleri gözüyle bakmaktadır. Yer bilimcilerin yakınlarına bu meslekleri tercih etmemelerini tavsiye etmeleri de acı gerçeklerdir.

Ülkemiz petrol ihtiyacını, gerek yurtiçi gerekse, yurtdışında bulacağımız petrol sahalarından karşılamak zorundayız. Bunu gerçekleştirmede en büyük ulusal sorumluluk, şüphesiz Petrol Jeoloğunuundur. Sınırları içerisinde yeterli petrolü bulamayan ülkeler, dış ülkelerde arama çalışmalarına ağırlık vermektedirler. Önemli olan, petrolün ülkede olup olmamasından çok yetişmiş insan gücünü akılçı olarak kullanıp, tüm dünyanın ortak yeralı serveti durumundaki petrolden ülkemizin de yararlanmasını sağlamaktır. Türkiye Petrol Jeologları Derneği olarak yurdumuzda olduğu kadar yurtdışında da başarılı çalışmalar yapan Petrol Jeoloğu, Jeofizik ve Petrol Mühendislerine yabancı petrol şirketlerindeki değer ve imkanlar verildiğinde yurt外inde ve dışında başarılı sonuçlar alınacağına inancınız tamdır.

Derneğimiz yıllardır düzenlediği kongrelerle kazandığı bilgi ve deneyimi uluslararası platformlarda sunmaya hazاردur. Sizlerle, yurtiçi ve dışında daha nice başarılı petrol arama çalışmalarında ve kongrelerde birlikte olmak umuduyla herşeyin gönlünüzce olmasını dileriz.

TPJD YÖNETİM KURULU

Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya

EVREN YAZGAN* and RONALD CHESSEX**

ABSTRACT

Eastern Taurus tectonics involve an arc-continent collision between the Keban and Arabian microplates during the late Campanian-early Maastrichtian. This collisional phase continued until the early Eocene. The Eastern Taurus Belt was later affected by late Miocene-Pliocene deformation and thrusting events expressed as the Pütürge-Bitlis intracrustal thrust fault comparable to the Main Central Thrust (MCT) of the Himalayas. Initiation of this intracrustal thrust fault is thought to have produced the Eocene volcanic rocks.

Identification of different tectonic units along the Malatya Geotraverse, using structural and stratigraphic features, allow the recognition of a number of different terranes, as follows: 1) Ophiolitic rocks representing some form of oceanic mantle and crust (Güleman, Koçailı); 2) continental metamorphic terranes with or without a sedimentary cover probably represent fragments of the African-Arabian plate (Pütürge-Bitlis); 3) a basement complex composed of ultrabasic to granitic plutonic rocks and poly-deformed metamorphosed diorites, amphibolites, pyroxenites and garnet-peridotites (Kömürhan suture zone); 4) calc-alkaline volcanic and plutonic rocks which represent magmatic arc products built up partly on continental crust, partly on oceanic crust (Baskılı Arc).

Investigation of igneous and metamorphic rocks using radiometric, geochemical and

stratigraphic techniques provides a basis for an evolutionary model at the two stages of the ophiolitic emplacement. At the first stage, ophiolitic nappes were obducted hot with associated metamorphism and tectonism onto the passive continental margin prior to the arc-continent collision. At the second stage, during collisional phase, the metamorphosed passive continental margin with its ophiolitic nappes was uplifted along inherited extensional listric faults. Thrusting and overfolding allowed these nappes to be carried cold to the furthest southerly position into the Arabian fore-deep sedimentary basin by a gravity sliding mechanism.

Oceanic mantle and crust from the fore-arc area with young arc-magmatic rocks (up to 76 Ma) were obducted over the passive continental margin. The arc magmatism provided the dominant heat source, with some form of complementary frictional heat generated during thrusting, and caused the metamorphism of Pütürge massif around 75-70 Ma ago.

ÖZ

Doğu Toros tektoniği, Keban ve Arap mikroplakaları arasında geç Kampaniyen - erken Maastrichtyen yay - kıtça çarpışması ile yakından ilişkilidir. Bu çarpışma süresi erken Eosen'e kadar devam etmiştir. Doğu Toros Kuşağı daha sonra, Himalayalarda izlenen "Main Central Thrust" (MCT) Ana Merkezi Bindirme fayırlarıyla kıyaslanabilecek. Pütürge-Bitlis kahuk içi bindirme fayırları ifade edilen, geç Miyosen-Pliyosen deformasyon ve bindirme oayıları ile etkilenmiştir. Kabuk içi bindirme fayırlarının çalışmaya başlayışına bağlı olarak, Eosen volkanik kayaçlarının oluşturduğu düşünülmektedir.

* MTA General Directorate of Mineral Research and Exploration 06520 Ankara TÜRKİYE

** Université de Genève Département de Minéralogie 13, rue des Maraîchers 1211 Genève 4 Suisse

Malatya jeotraversi boyunca, stratigrafik ve yapısal ögelerden yararlanarak farklı kayaç türlerinin tanımlanması, sözü edilen çarpışma kuşağı içerisinde, farklı tektonik birliliklerin belirlenmesini olası kılmaktadır. Bunlar: 1. Okyanusal manto ve kabuğu temsili eden ofiyolitik kayaçlar (Güleman, Koçalı); 2. Afrika-Arap levhası parçalarından oluşan çökel örtülü veya örtüsüz, kıtasal metamorfik birimler (Pütürge, Bitlis); 3. birçok deformasyon geçirmiş, granit, diyorit, amfibolit, piroksenit, eklojıt ve granatlı peridotitler gibi granitik bileşimden, ultrabazik tıeşime kadar kayaçlardan oluşan, karmaşık bir metamorfik temel (Kömürhan kenet kuşağı); 4. ortaklaşa okyanusal ve kıtasal kabuk üzerinde gelişen ve yay magmatizmasını temsili eden kaikalkali volkanik ve plutonik kayaçlar (Baskılı Yayı).

Radyometrik, jeokimyasai ve atratigrafik teknikler kullanılarak metamorfik ve magmasai kayaçlar üzerine yapılan araştırmalar ofiyolit yerleşmesi için, 2 ana evreli evrim modelinin temel ilkelerini sağlamıştır. Birinci evrede, ofiyolit nappaları, yay-kıta çarpışması öncesi, pasif kıta kenarı üzerine tektonizms ve metamorfizma eşliğinde sıcak olarak bindirmişlerdir. Çarpışma zamanını belirleyen ikinci evrede, metamorfizmeye uğrayan pasif kıta kenarı, ofiyolitik örtüsü ile birlikte, eski "listrik" açılma fayları boyunca yükselmeye başlamıştır. Bindirme ve yatık kıvrımlar, ofiyolitik örtünün, soğuk çekim kaymalarıyla, Arap kıtası ön çukur çökeli havzası içerisinde en güney konumuna taşınmalarını sağlamıştır.

Yay önü okyanusal manto ve kabuk, genç (76 M. yıla kadar) yay magmatizması kayaçları ile birlikte pasif kıta kenarı üzerine bindirmişlerdir. Pasif kıta kenarının metamorfizmasına (75-70 My) neden olan ana ısı kaynağını, yitim zonu üzerinde bulunan yay önü okyanusal manto ve kabuk maizmesinin sıcak yerleşmesi hemen öncesine kadar yay magmatizmasının etkinliğiyle ısınması, bindirmeye bağlı sürtünme ısısı ve ofiyolitik nappaların yükü altında gömülme metamorfizmasının koşulları oluşturmaktadır.

1. INTRODUCTION

The Eastern Taurus orogen at the northern boundary of the Arabian microplate (Fig. 1) exhibits well-exposed field evidence of a classic collision belt. Despite extensive studies and excellent field exposures, the geology of the Eastern Taurus range remains incompletely known, poorly understood and controversial.

The pre-collision, collision and late-collision history of SE-Turkey, especially on the Malatya-Elazığ area, is here documented by detailed field observational, radiometric and geochemical data. A geological map based on personal field observations and on MTA and TPAO mapping over the last 10 years is presented in Fig. 2. In the light of extensive field work, the Eastern Taurus realm can be divided into the following tectonic units from south to north:

1) **The Arabian Platform** which becomes increasingly deformed northwards by folds and then imbricate structures as one approaches the frontal thrust belt of the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs. The autochthonous sequence includes sedimentary allochthonous units of continental slope characteristics associated with ophiolites that were emplaced by gravity gliding during the Late Campanian-Early Maastrichtian time.

2) **The Pütürge and Bitlis metamorphic massif**, assumed to have originally formed the northern part of the Arabian plate, was sheared and metamorphosed below the ophiolitic nappes and then thrust onto the Arabian Platform.

3) **The Kömürhan autnre zone** which is composed of metaophiolitic rocks, amphibolites, granitic gneisses and syn-tectonic intrusive granodioritic rocks; it could have been assembled in a ductile shear zone corresponding to the Benioff zone, then further deformed at a later stage of the arc-continent collision.

4) **The Baskılı batolith** includes calc-alkaline volcanics, pyroclastics and volcanoclastic rocks representing a Coniacian-Santonian magmatic arc formed as a result of the northward subduction of the southern arm of the Neotethys beneath the Keban platform.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

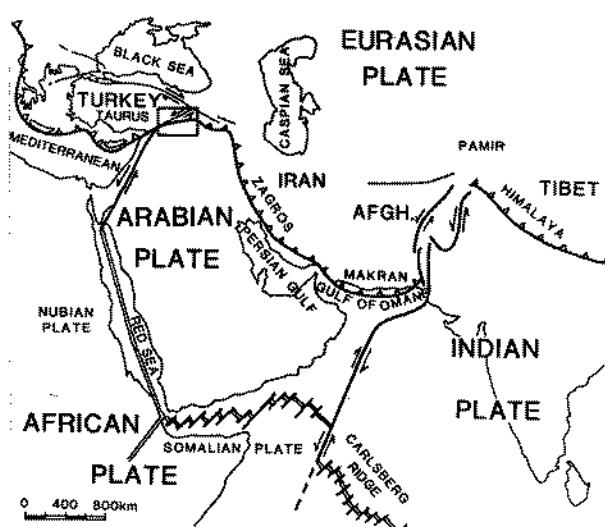


Figure 1: Simplified tectonic map of middle East showing studied area at the northern boundary of the present Arabian Plate.

5) The Keban Platform is represented by shallow marine sediments metamorphosed by intrusive Baskil Arc magmatic rocks. This platform was a part of the African-Arabian plate until Late Triassic or Jurassic time when Tethys ocean started spreading.

Four principal ophiolite belts were identified in eastern Turkey, but there is some uncertainty with respect to the age of formation of these ophiolites. It is unanimously accepted that most were initially emplaced onto the continental margins during the Campanian-Early Maastrichtian time. Several of these ophiolites have been subsequently involved in secondary thrusting. Various models have been proposed in order to explain the tectonic evolution of the Eastern Turkey. Controversial interpretations appear in the literature concerning the existence of one, two or several oceanic basins. The parautochthonist hypotheses prefer, either to root every single ophiolite in a different ocean (Sengör & Yılmaz, 1981) or in several interconnected basins separated by continental slivers (Robertson & Dixon, 1984). On the other hand, the allochthonist hypotheses assume that a single Tethyan ocean existed between the Pontides and the Tauric - Arabian Platform

(Smith, 1971; Ricou et al., 1975; Ricou et al., 1984). Between these two extremes, there are some different models arguing about two distinct ocean models (Dewey et al., 1973; Bijedduval et al., 1977; Özkaya, 1982; Yazgan, 1984; Michard et al., 1984-85). Such two ocean models run into difficulties when attempts are made to account for the different structural positions of the ophiolites, e.g. beneath the Pütürge or Bitlis massifs as well as above them.

We consider that the structural interpretation of different tectonic units needs a careful analysis of the field data in order to define the primary genetic relationship.

The different tectonic units are well exposed in the Malatya transect because of recent uplift. Here, we can see the deeper structural levels in the internal part of the Eastern Taurus range, and we next describe briefly these tectonic units and the contact relationships between them from the Arabian platform to the Keban platform. (Figure 3).

2. ARABIAN PLATFORM AND UPPER CRETACEOUS ALLOCHTHONS

2.1. Arabian Platform

The first detailed description of the stratigraphy of autochthonous sedimentary sequences of the Arabian Platform of southeast Turkey was presented by Rigo de Righi & Cortesini (1964). According to these authors, the Precambrian sequence in this area is composed of felsite porphyry and clastics overlain by polygenic conglomerates with coarse sandstones and redbeds. This sequence is unconformably covered by a thick section of sandstones, siltstones and shales in which siliceous limestones and dolomites are intercalated. This section is assumed to be Cambrian in age. The next conformably overlying Bedinan Formation is composed of alternations of shales, siltstones and sandstones with varicolored intercalations, about 700 m thick. The Bedinan Formation, Ordovician in age, is overlain with a gradational contact by the Upper Ordovician-Devonian Handof Formation which is represented by a 900 m thick shaly section with subordinate silty-sandy intercalations and locally bituminous black

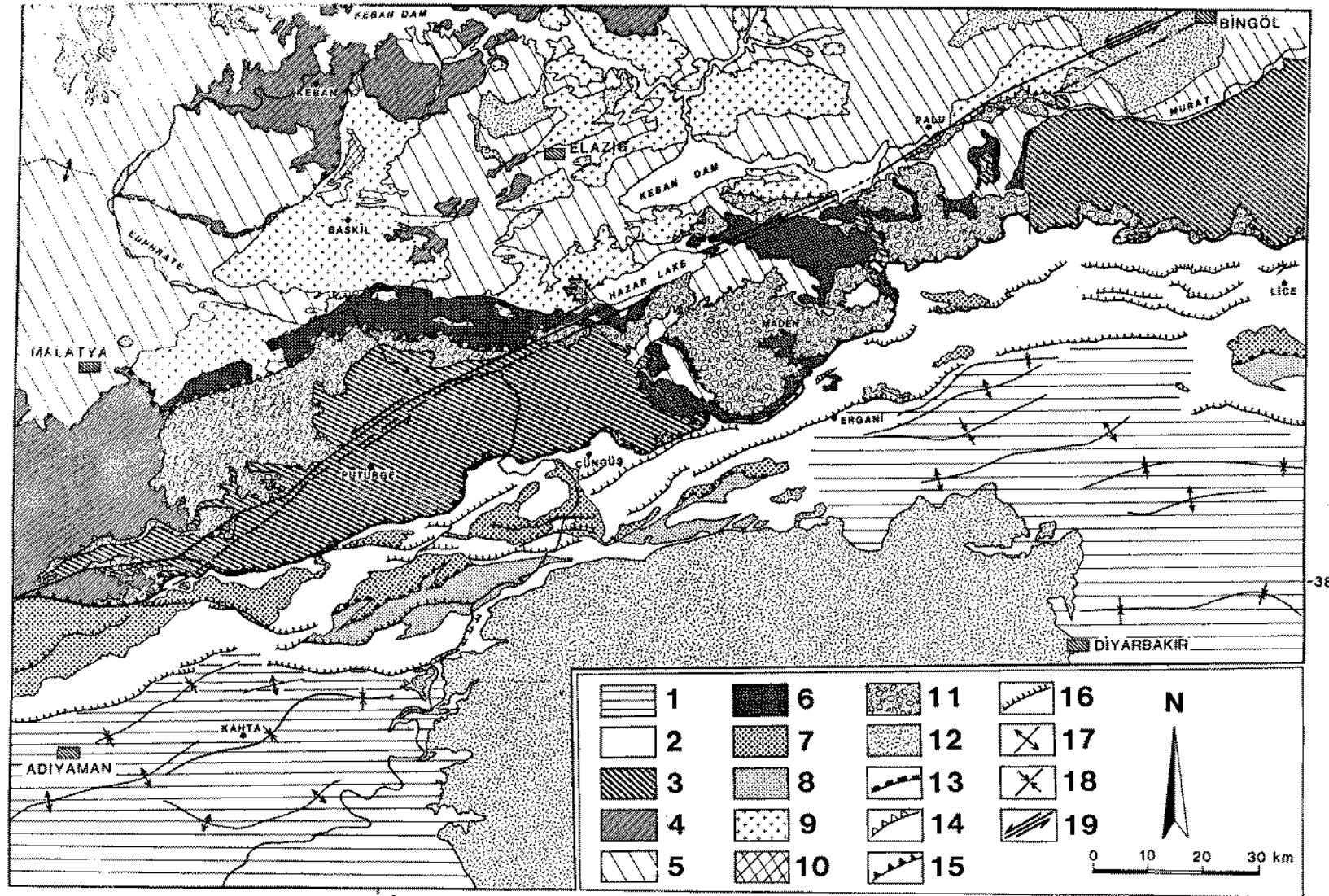


Figure 2: Geological sketch map of the Eastern Taurus between Malatya-Bingöl (after Perinçek, 1979; Yazgan, 1983; Yazgan et al., 1983; Michard et al., 1984; Aktaş and Robertson, 1984; Hempton, 1984; Asutay, 1987): 1. Folded Arabian Platform, 2. Imbricate Arabian Platform, 3. Pütürge-Bitlis Metamorphic Belt, 4. Malatya-Keban metamorphosed platform carbonates, 5. Upper Maastrichtian-Lower Miocene sedimentary cover of the Baskil batholith and Ispendere-Kömürhan-Güleman unit, 6. Ispendere-Kömürhan-Güleman suture zone, 7. Ophiolite rocks emplaced by gravity sliding (Koçalı complex), 8. Continental slope deposits (Hezan Unit), 9. Baskil arc magmatic rocks, 10. Flysch-type orogenic sedimentation (U. Camp. - L. Maastr.), 11. Maden volcano-sedimentary and Killan imbricate unit, 12. Miocene and younger volcanics, 13. Upper Cretaceous tectonic thrust boundaries, 14. Post-Oligocene-Pliocene thrust, 15. Pütürge-Bitlis Thrust Fault, 16. Reverse fault and imbricate structure, 17. Anticline axis, 18. Syncline axis, 19. Left-lateral East Anatolian Transform Fault.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

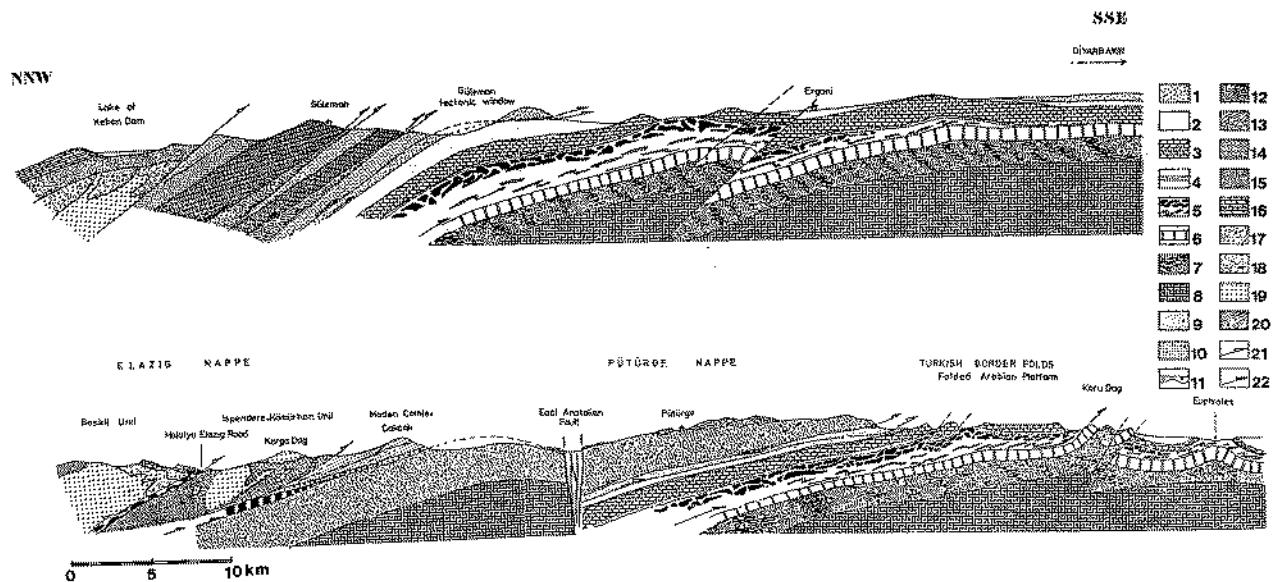


Figure 3: Geological cross-sections through the Malatya and Ergani-Güleman Tauric range. 1: Alkali-basalts of Karacadağ (Plio-Quaternary). 2: The Lice formation (detritic limestone with interbedded sandstone, marl and claystone) and Selmo formation (conglomeratic sandstone). 3 : The Midyat formation (neritic limestones of Eocene age). 4 : Transgressive series of Upper-Maastrichtian-Paleocene age; consisting of interbedded conglomeratic sandstone, marl and claystone. 5 : Ophiolitic nappes; emplaced with gravity sliding onto sedimentary rocks of the Arabian Platform during Middle-Maastrichtian and The Karadut Complex (flysch formation of silicified claystones, siltstones, marls and limestones). 6 : Mesozoic platform sediments (upper levels are Campanian Lower Maastrichtian age). 7 : Non-metamorphic sedimentary rocks of the Palaeozoic. 8 : Aralıan basement. 9 : Sub-Tauric slices (Pütürge thrust belt). 10 : The Maden Complex. 11 : Autochthonous sediments of Ypresian and Lutetian age; transgressive upon the Pütürge metamorphic. 12 : Marbles and calc-schists of the Pütürge nappe. 13 : Pütürge polymetamorphic schists. 14 : Upper Maastrichtian-Paleocene flysch (Hazar-Simaki formation). 15 : Güleman ophiolites. 16 : Tauric neo-platform facies (Harami, Seske, Kirgeçit, and Alibonca formations). 17 : Lava flows and pyroclastics consisting of agglomerates, lapillistones and tuffs and Late Campanian volcaniclastic flysch cover. 18 : Calc-alkaline hypovolcanics and hypabyssal rocks. 19 : Senonian arc complex : granitoids dated as Coniacian-Santonian (K/Ar), sometimes foliated (Karga Dag). 20 : Malatya and Keban metamorphic limestones and calc-schists, mostly Permian and Triassic (roof-pendants). 21 : Overthrust plane, post-Eocene age. 22 : Overthrust plane, Senonian age.

shale intervals. During Carboniferous time, the region is subjected to some tectonic movements resulting in an unconformity related to a regression. The Upper Palaeozoic sequence displays an interfingering of subcontinental, littoral and shallow marine sediments.

The Mesozoic sections are discussed by Altiner (1989) from the northern and north-western of Hazro region (Fig 4). The Lower Triassic sequence is represented by the Uludere Shale Formation interfingering with sandstones and sandy limestones towards the south. The Hazro region is characterized by a regional uplift from Late Triassic to Barremi-

an time. Here, the northern part of the Arabian platform provides an excellent example of the uplifted distal side of an extensional basin during the early Mesozoic as implied by the sheared lithosphere model of Wernicke (1985). This regional uplift during Jurassic-early Cretaceous time were not epirogenic movements related to early orogenic activity as proposed by Rigo de Righi and Cortesini (1964).

The Mardin Formation consists of a reef facies limestone, extensively dolomitized, ranging in age from Barremian to earliest Turonian. The evolution of this transgressive sequence was interrupted by a rapid uplift in

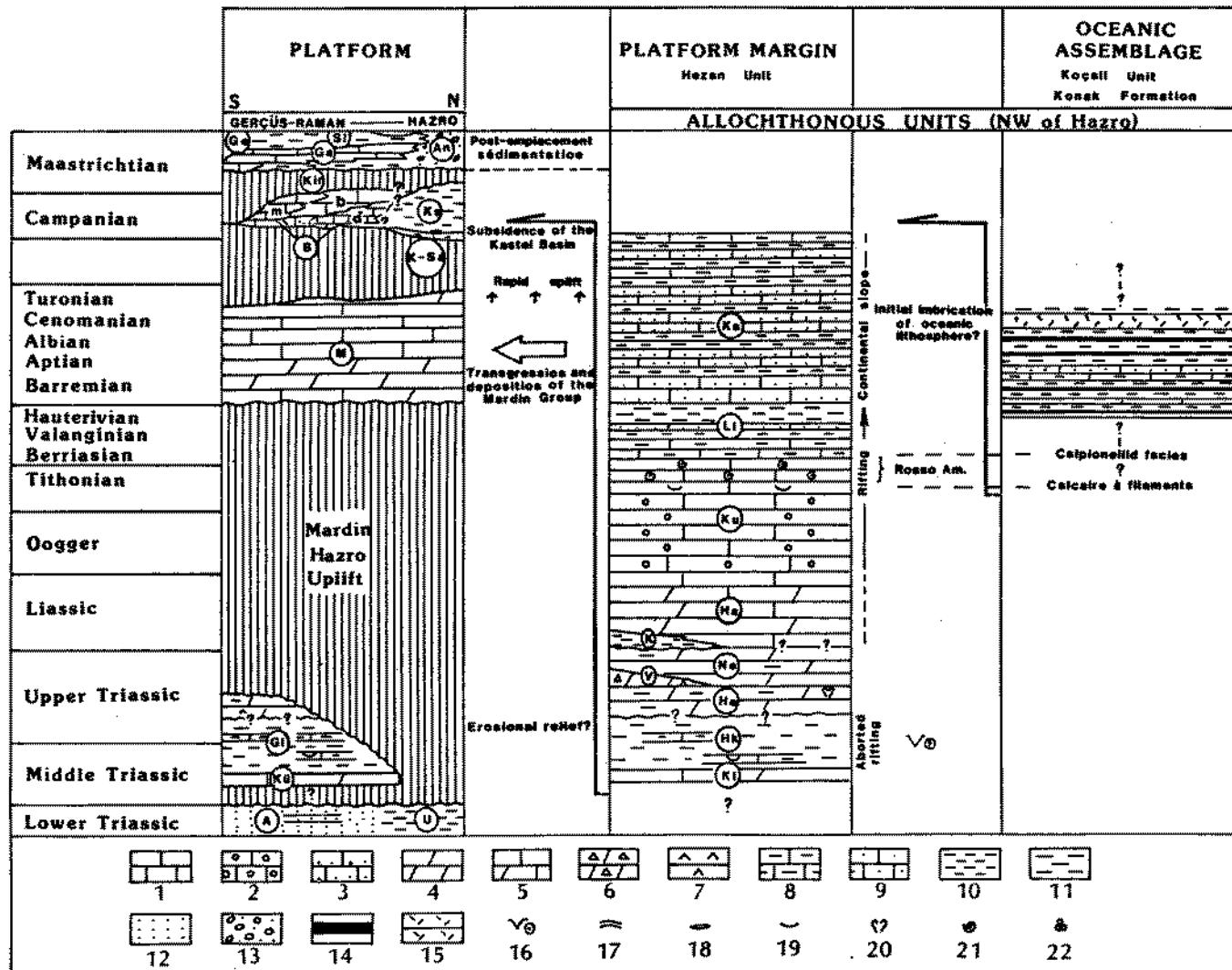


Figure 4: Generalized stratigraphy of the platform, platform margin and oceanic sequences (after Altiner, 1989): 1. Limestone, 2. "High energy" limestone, 3. Carbonate turbidite, 4. Dolomite, 5. Dolomitic limestone, 6. Carbonate breccia with dolomitic cement, 7. Anhydrite, 8. Argillaceous limestone, 9. Sandy limestone, 10. Marl or shale, 11. Paralic shale or marl, 12. Sandstone, 13. Pebby clastics, 14. Radiolarite, 15. Basaltic flows, 16. Tuffaceous volcanism, 17. Stromatolite or algal mat, 18. Loferite, 19. Pelagic pelecypod, 20. Megalodont, 21. Ammonite, 22. Planktonic foraminifera. Lithostratigraphic units. Platform: U: Uludere Shale, A: Arikk Formation, Kü: Küreci Formation, Gi: Girmeli Formation, M: Mardin Group, K: Karabogaz Formation, S: Sayindere Formation, Ka: Kastel Formation, B: Beloka Formation, m: Maymune Member, b: Bada Member, d: Dikrik Member, An: Antak Formation, Kir: Kiradag Formation, Ga: Garzan Formation, Ge: Germav Formation, Si: Sinan Formation. Platform Margin: Ki: Kilisedag Formation, Hk: Hezankilise Formation, He: Hezan Formation, Ne: Nenyas Formation, V: Verrarecelicope Formation, K: Kara Mari, Ha: Haci Formation, Ku: Kuran Formation, Li: Licek Formation, Ra: Karadut Formation.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

Turonian time probably related to compression in the oceanic domain as a result of rapid change in the relative plates motion direction 95 Ma ago (Livermore and Smith, 1984).

After a non-depositional period during the Coniacian and Santonian, a relatively narrow and strongly subsiding foredeep type basin formed during the Campanian-early Maastrichtian. It is represented by the Kastel Formation flysch-type sequence whose clastics indicate the early uplifting of the Bitlis-Pütürge metamorphic belt to the north. Sediments change from shallow water carbonate facies to deeper water intercalated graywacke-type sandstones and shales. The initiation of the Kastel flysch is contemporaneous with the uplifting of the Bitlis-Pütürge belt as recorded by K-Ar cooling ages (Table I). These ages are consistent with sudden decrease of the African plate motion relative to the Eurasian plate between 70-48 Ma (Livermore and Smith, 1984).

2.2 Allochthonous Units

The main phase of deformation in the Eastern Taurus occurred in the Late Campanian-Early Maastrichtian as a result of the arc-continent collision (Yazgan, 1984). Intra-oceanic imbrication is dated around 94 Ma (Yazgan, 1984) by the infraophiolitic metamorphic sheets and termination of the oceanic sedimentary sequence during the earliest Turonian (Fig. 4). Incorporation of the continental rise deposits to the ophiolitic *mélange* seems to be well-documented by termination of the Arabian Platform margin sedimentary sequence in the earliest Campanian (Altiner, 1989). Hot obduction of the ophiolitic slabs over the Bitlis metamorphic massif accompanied by tectonism and metamorphism during Campanian is now well-dated (Table I) and unanimously accepted in the Eastern Taurus (Göncüoğlu and Turhan 1984; Çağlayan et al. 1984). Subsequent cold gravity sliding of the ophiolitic *mélange* reaching its more southerly position in the Arabian Foreland occurred by isostatic and/or compressional uplift of the Pütürge-Bitlis Belt shortly after the subduction ended. Thus, there are some associated sedimentary allochthonous units of continental slope characteristics together

with the ophiolitic *mélange* emplaced cold in this foredeep by gravity sliding during Late Campanian-Early Maastrichtian.

The component rocks of the ophiolitic *mélange* represent remnants of a Mesozoic oceanic crust and its pelagic cover (Koçalı Unit and Konak Formation respectively) and detached pieces of continental rise deposits (Hezan Unit) scraped from the Arabian Platform Margin and mixed together into the Kastel Basin during the final sedimentary emplacement.

The age of the Konak Formation overlying the ophiolite has been extended down into the Berriasian by Calpionellid fossil finds (Perinçek, 1979) and even further down into the Tithonian by the presence of the *faciès à filaments* reported by Rigo de Right & Cortesini (1964) and reinterpreted by Altiner (1984; Fig. 4). Consequently, and at least in this area the age of the oceanic crust and ocean floor spreading must be older than the Tithonian. On the other hand, the flysch-type sedimentation of the Konak Formation had to be derived from a freshly formed relief and most likely originated from a basin under compressional tectonics starting from 119 Ma, when a major change in the relative motion of the Arabian Plate has been recorded (Livermore and Smith, 1984).

Continental slope deposits (Hezan Unit) of the Arabian Platform start with the Kilisedağ Formation which is characterized by Middle Triassic dolomitic limestones or dolomites, Ladinian pelagic sediments and lower Norian tuffaceous volcanic rocks (Fontaine, 1981). This platform margin type sedimentation continued until the earliest Campanian which is the youngest level recorded in the continental slope type deposits (Altiner, 1989). Then the initial deformation of the Arabian Continental Margin in this area is recorded by the termination of the sedimentary sequence in the lowermost Campanian. Ophiolitic obduction onto the platform margin occurred after the earliest Campanian. The timing of southward emplaced ophiolitic thrust sheets and continental rise deposits by gravity sliding into the southeast Kastel Basin are well-constrained stratigraphically as Late Campanian-Early Maastrichtian.

2.3. Transgressive Neoautochthon

The ophiolitic complex and associated deposits are overlain unconformably by a post-orogenic sedimentary cover of Upper Maastrichtian and younger sediments. The transgressive *Lofusia*-bearing Upper Maastrichtian carbonates and clastics contain debris derived from the erosion of the gravity nappes and uplifted metamorphic belt and rest unconformably on all the other units. There is an obvious evidence of compressional tectonics until the Early Eocene when the Antak Formation indicates a regression corresponding with a strong tectonic event, since it rests with a sharp unconformity along the northern border of the basin with local sedimentary gaps (Rigo de Righi and Cortesini, 1964, p. 1921).

The Gercüş Formation clastics, which can be correlated with the upper part of the continental Antak Formation, represent a marine offlap related to extensive uplifting of the Pütürge metamorphic massif, where the orogenic belt was being affected by intense alpine tectonism during the interval (70-48 Ma) in which the convergence rate between Arabia and Eurasia drastically decreased (Livermore and Smith, 1984).

After the Middle Eocene, a regional transgression occurred over all Southeast Turkey with shallow marine massive carbonate deposits (Midyat Formation). This period corresponds to a short extensional phase during which the Maden volcanics extruded on the Pütürge metamorphic massif, while the molasse-like Kirkgeçit Formation of the more internal belt (Baskil Batholith) developed in response to a short extensional phase (Middle Eocene-Oligocene).

The Midyat Formation grades northwards into more basinal sediments, consisting of cherty limestones with thin shaly intercalations, approaching the Foothills Structure Belt. It is locally overlain by evaporitic and chalky marls of Oligocene age. The Eocene Midyat Formation and, when they exist, the Oligocene sediments are unconformably overlain by Lice Formation sediments of Upper Miocene age. This flysch-type formation consists of thick sections of sub-graywackes, sandstones and shales deposited as turbidites.

At the end of Miocene time, the Pütürge metamorphic massif was thrust onto the Arabian Platform through the Çüngüş Formation. This is the last important diastrophic event recorded in Southeast Turkey, it overprinted the previous foreland flexure in a similar way than the Main Central Thrust (MCT) of the Himalayas.

3. EASTERN TAURUS FRONTAL THRUST BELT

This belt developed within a narrow foredeep of Neogene age in front of the advancing Pütürge and Bitlis metamorphic massifs. It has a gentle N-dipping cleavage parallel to the tectonic contacts underneath the thrust plane of Pütürge metamorphic massif and over the Lice Flysch of Late Miocene age.

The Tortonian Lice Flysch reflects the beginning of thrust loading (Dewey et al., 1986). The Çüngüş Formation shows w提醒lyfysch characteristics easily distinguished from the commonly lighter grey-brown coloured Lice Flysch which is much less deformed than the overlying w提醒lyfysch unit. The Çüngüş w提醒lyfysch tectonically overthrust the Lice Formation in a post-Late Miocene tectonic event, probably related to the Arabian plate motion caused by Red Sea opening through the Miocene and a small change in Arabian Plate motion in the Pliocene (Coleman and McGuire, 1988). The Çüngüş w提醒lyfysch dominantly contains interbedded shales, marls and sandstones with Lutetian limestone and andesite blocks of the Maden Complex and has a well-developed slaty cleavage. Its upper levels become increasingly richer in exotic blocks. While Sungurlu (1974) assumes that the Çüngüş Formation formed in the interval Upper Eocene-Miocene, Erdogan (1983) proposes that it is the northern deeper basinal equivalent of the Lice Formation, both being of the same age. In any case, there is no evidence of the accretionary wedge deposits south of the Pütürge-Bitlis Thrust Belt related to Cretaceous South Tethys subduction as proposed by Dewey et al., (1973); Hall, (1976); Dewey and Sengör, (1979). However, such accretionary prism deposits of late Turonian-Santonian age do exist in front of the Güleman and

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

Kömürhan ophiolitic belt further to the north in the Killan Imbricate Unit (Aktaş and Robertson, 1984).

Between the Pütürge thrust plane and the Çüngüş Wildflysch Formation, there are some small blocks and slices of amphibolite of the Güleman ophiolitic and of Maden volcanic rocks (Pişkin, 1972; Hall, 1976 and 1980; Yazgan, 1983). Metamorphic patterns locally involve blueschist facies which could be interpreted as belonging to metamorphic sheets underlying the ophiolitic nappes.

Foreland flexures and intracrustal thrust belts are common to all collisional systems which form after the main collisional stage (Mattauer, 1986; Coward et al., 1986, and Dewey et al., 1986) along inherited extensional listric faults reactivated as thrust faults. We assume that the Eastern Taurus Frontal Thrust Belt is affected by a post-collisional foreland-type deformation, and those thrusting events have continued throughout a period starting in the late Campanian-early Maastrichtian and lasting up to the present days. We do not believe that this post-collisional thrusting resulted from Bitlis ocean closure as suggested by Şengör & Kidd (1979), Şengör and Yılmaz (1981), Aktaş and Robertson (1984), Robertson and Dixon (1984), Dewey et al., (1986) and Yılmaz et al. (1987).

During this late Miocene-Plio-Quaternary thrusting, there has been continuous continental lithosphere convergence between the Arabian and Eurasian plates, accompanied by crustal shortening and thickening of Eastern Anatolia without getting any significant oceanic material in the intracrustal thrust fault, except for some small scale imbricated ophiolitic slices of several meters to tens of meters thick which have been involved, in the frontal imbricate overturned structure, over the Pütürge metamorphic massif. This intracrustal Thrust fault is located at the boundary between metamorphosed and folded Arabian units, somewhat similar to the Main Central Thrust Fault between the High and Lesser Himalayas.

4. PÜTÜRKİE-BİTLİS METAMORPHIC BELT

This belt is approximately 30 km wide, dipping northwards at low to moderate angles, and stretched in an ENE-WSW direction roughly parallel to the Eastern Taurus Frontal Thrust Fault. It consists of augen gneiss, granitic gneiss, amphibole-bearing gneiss, micaschists, calc-schists, quartz-bearing schists, marbles, chlorite and sericiteschists, meta-graywackes ad arkosic graywackes (Fig. 5)

Göncüoğlu and Turhan (1984) present a generalized stratigraphic section of the Bitlis metamorphic massif in which they distinguish a metamorphic basement of pre-Devonian age (probably Precambrian) overlain unconformably by metamorphic platform sediments of Palaeozoic-Lower Mesozoic age. There are metagranitic rocks intrusive into the Middle Devonian which show contact metamorphism along their margins. Metagranitic pebbles are found at the base of the Lower Permian. Göncüoğlu and Turhan (1984) describe a sudden change in Triassic time from shelf environment conditions into a deep-sea environment, characterized by radiolarian metamudstone, metabasalt, metatuff and metashale. The authors attribute this lithological and environmental change to a Triassic rifting in the Bitlis Metamorphic Belt which thereafter remained as submerged continental margin up to the Late Campanian-Early Maastrichtian. Ophiolite emplacement upon the Bitlis Metamorphic Belt during the Campanian (75 ± 1 Ma) is assumed to have reheated the Pre-Permian metamorphic rocks of the Bitlis massif.

The assumption that the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs represent the northernmost extension of the Afro-Arabian Plate is almost universal among the geologists who have been working during the last ten years in Southeast Turkey (Özkaya, 1978; Yazgan, 1983; Göncüoğlu and Turhan, 1984, 1985; Çağlayan et al, 1984). A stratigraphical correlation between the Arabian Platform sediments and the Bitlis metamorphic massif from Devonian to Upper Cretaceous was proposed for the first time by Kellogg (1960). This correlation has been supported by Baştug (1976), Çağlayan et al. (1983), Yazgan (1983, 1984) and Göncüoğlu and Turhan (1985).

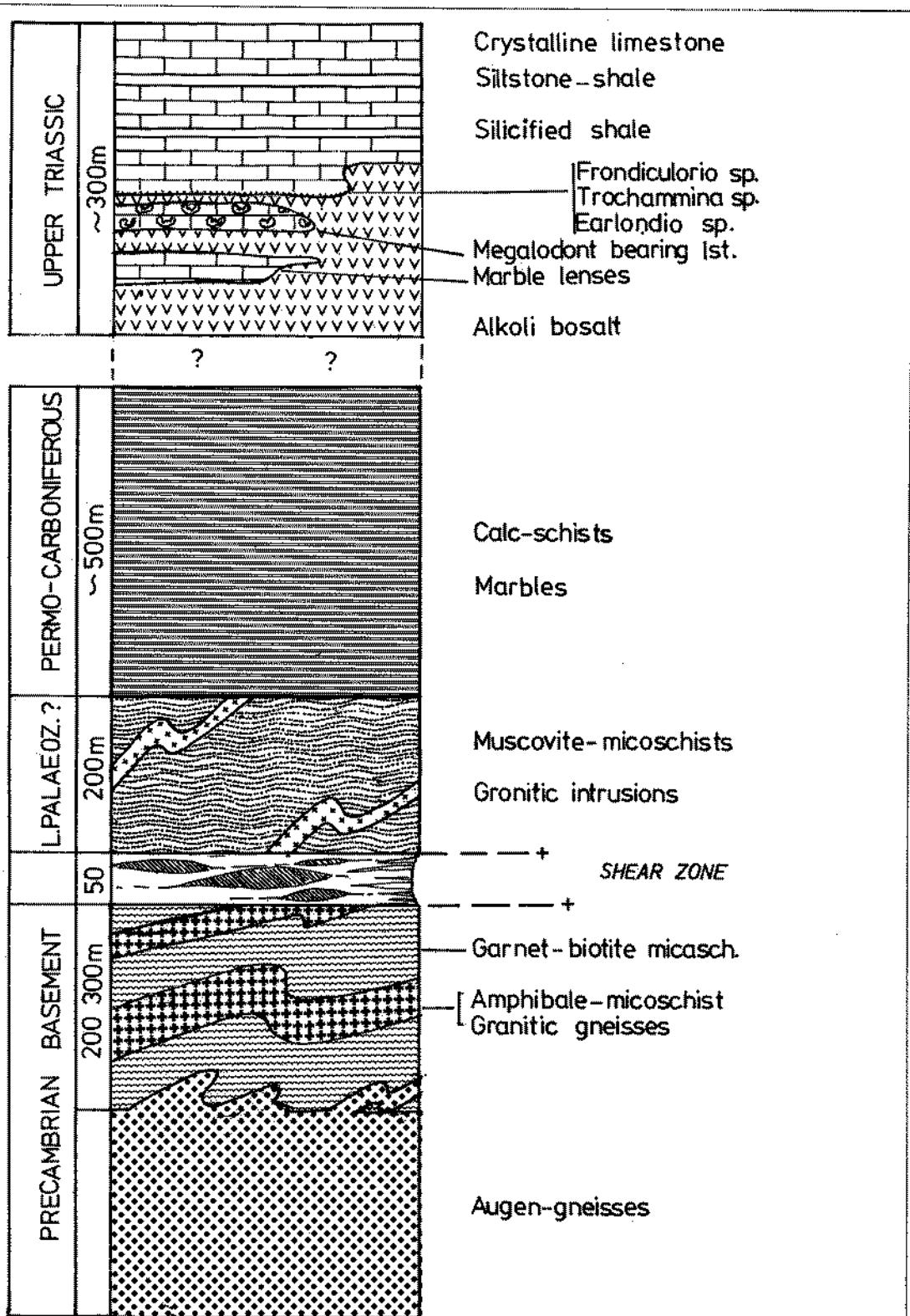


Figure 5 : Generalised columnar section of the Pütürge massif.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

4.1. Structural Evolution and metamorphism

Hempton (1984) pointed out that at least four phases of deformation are present in the Pütürge massif. Structural analysis and macroscopic fold interference patterns show that a transposition foliation in the amphibolite or lower greenschist facies (D1), originally striking NE-SW, was folded about an axis trending NW-SE during a subsequent, less intense deformation phase (D2). Recumbent isoclinal folds and ductile flat-lying syntectonic foliation in the amphibolite or lower greenschist facies (D1 structures) have been dated in the Pütürge Massif (Yazgan et al., 1983) using K/Ar radiometric methods as ranging from 85 Ma to 72 Ma from separated amphibole and muscovite (Table I). Later eo-alpine deformation (D2) produced upright folds, associated with upper greenschist facies metamorphism, characterized by a SE vergence. The Campanian ophiolite obduction gave rise to a flat-lying foliation with a strong stretching lineation related to ophiolite nappe transport, whose direction is fairly normal to the Kömürhan suture zone and the Eastern Taurus Frontal Thrust Belt. This stretching lineation transverse to the belt is one of the most conspicuous features characteristic of the ductile deep deformation of Pütürge metamorphic massif and is similar to that observed in the Himalayan Belt (Mataeur, 1975; Tahirkheli, 1979; and Coward et al., 1982) and Oman (Michard et al., 1984; Boudier et al., 1985). The NNW stretching lineation has been bent to become parallel approaching to the East Anatolian Fault in the final fourth tectonic phase.

The Pütürge massif is unconformably overlain by the Eocene Maden Formation (see next section). But further to the East in the Bitlis massif, the Upper Maastrichtian Kinzu Formation unconformably covers the D1 and D2 structural features and ophiolitic nappes. The southward emplacement of ophiolitic nappes over the Pütürge metamorphic massif appears to be responsible for the S-facing recumbent isoclinal folds, the syn-metamorphic cleavage and foliation prior to Late Maastrichtian transgressive overlap.

The third deformation event (D3) trends N60°-70° which is the main Eastern Taurus

range direction in the Malatya-Elazığ area. This tectonic phase is responsible for the Pütürge and Bitlis metamorphic nappes thrusting over the Upper Miocene proximal flysch (Lice Formation) of the Arabian Foreland, and thrusting of the Kömürhan metaoophiolitic rocks over the Maden volcano-sedimentary complex and for the imbricate structure of the later unit. Then this over-thrusting phase is much younger than the deep ductile deformation of the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs. The Eastern Taurus Frontal Thrust Fault acted as a decoupling zone for large overturned folds in the frontal part of the Pütürge Massif formed by its cover of ophiolites and Maden volcanics lenses in a frontal imbricate zone. The similar ophiolitic and Maden volcano-sedimentary rocks were also trapped in front of the Bitlis massif in forming an imbricate structure in the Mutki area as shown by Çağlayan et al., (1984).

The fourth non-penetrative deformation phase (D4) folded the Pütürge massif-Maden sedimentary boundary into large to isoclinal folds (Fig. 2) with NW-SE axes broadly oblique to the East Anatolian Transform Fault (EATF). In the southern part of the EATF, in the Pütürge metamorphic massif, the augen gneiss body and other lithological or deformational structures are affected by large upright open folds trending WNW-ESE. A similar structural overprinting with a NW-SE strike is visible along the Eastern Taurus Frontal Thrust Fault. A final brittle phase of deformation caused numerous displacements parallel to EATF and randomly oriented intersecting transverse faults cross-cut the Pütürge Massif.

It should be emphasized that the regional metamorphic schistosity, early fold axial planes and all planar fabrics dip consistently towards the N, although these structural features have been modified by imbricate structures related to the post-Upper Miocene collisional thrusting event and by late broad open folds trending roughly NW-SE and related to the EATF.

The metamorphism of the Arabian Platform margin appears to be limited to the Pütürge-Bitlis massifs in the south of the Kömürhan-Güleman suture zone, in a similar way as it only occur in the High and lesser Himalayan Belts to the south of the Indus-

Tsangpo suture zone (Gansser, 1964; Stöcklin, 1980; Burg and Chen, 1984; and Le Fort, 1986). The main alpine metamorphic phase seems to be contemporary with the ophiolitic obduction and arc-continent collisional events in the Campanian time. Most authors who worked in the Pütürge-Bitlis Belt (Hempton, 1982, 1984; Yazgan, 1983, 1984; Yazgan et al., 1983; Çağlayan, 1984; Göncüoğlu and Turhan, 1984, 1985) assumed that the emplacement of the ophiolitic nappes was synchronous with the first S-verging deformation and metamorphism of this belt. It appears from the same works that a regional metamorphism of Barrovian type, from greenschist to upper amphibolite facies, affected the Pütürge-Bitlis Belt with chloritoid, garnet-biotite, garnet-muscovite, staurolite, kyanite and sillimanite zones in the metapelitic sequences.

It has been pointed out that the first penetrative phase occurred before the late Maastrichtian transgression in the Bitlis massif. We believe in the light of this evidence that the main alpine metamorphism of the Pütürge-Bitlis massifs may be related to the ophiolitic obduction event in the Campanian. The Upper Campanian-Lower Maastrichtian cooling ages of muscovite and biotite are consistent with the collisional event and uplifting of this belt (Table I).

Series of ductile shear zones are found in alumina-rich levels in the Pütürge massif (Yazgan, 1987) with the development of chlorite - pyrophyllite - diaspore mineral assemblages at least 50-100 m thick between augen gneisses and granitic gneisses of the basement and overlying micaschists. Presence of the carpholite-chloritoid assemblage has not been found, but chloritoid (Metin Şengün, personal comm.) and phengite (Hall, 1974, 1980; Göncüoğlu, 1983) occurrence has been reported in the Bitlis massif. The chlorite-pyrophyllite-diaspore mineral assemblage indicates prograde metamorphism implying approximately 300°C and less than 3 kbar corresponding to a geothermal gradient near 33°C km⁻¹ with 8 km-thick thrust sheets above (Goffé, 1984). The underthrusting of cold external units (Arabian passive continental margin) below the warmer internal zones is responsible for the occurrence of the chlorite-pyrophyllite-diaspore mineral assemblage.

4.2. The Main Heat Source: Fore-Arc Oceanic Crust

The heat source problem has drawn attention of several authors to explain the apparently reverse geothermal gradient beneath the large ophiolitic nappes. The obducted ophiolites are commonly less than 20 Ma older

Sample No.	Rock type	Mineral	K ₂ O (Weight %)	rad. ⁴⁰ Ar 10 ⁻¹¹ mol/g	rad. ⁴⁰ Ar · 100 Total ⁴⁰ Ar	Calculated age in m.y. ± 1σ
48/79	Metaalbitite	Chlorite+ Muscovite	0.610	4.166	33.5	47±2
50/79	Biotite-Muscovite schist	Biotite	7.37	61.80	88.6	57.5±2
52/79	Biotite-Muscovite schist	Biotite	8.35	68.71	65.4	56.3±2
45/79	Augen Gneiss	Biotite	5.93	56.01	76	66.7±2
45/79	Augen Gneiss	Biotite	4.810	56.96	—	67±7
8/79	Muscovite schist	Muscovite	10.02	106.7	94.5	72.5±2
7/79	Muscovite schist	Muscovite	9.95	106.5	93.6	73±2
8/79	Muscovite schist	Muscovite	9.94	108.3	91	74±2
61/79	Amphibolite	Amphibole	0.54	6.077	73.6	76.5±2.6
EE/76	Amphibolite	Biotite	5.76	65.61	76	77.5±2
54/79	Amphibolite	Amphibole	0.636	7.996	66	65±2.6
54/79	Amphibolite	Amphibole	0.553	7.52	—	65±1.2

Table I: K-Ar analytical data from Pütürge metamorphic massif.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

than underlying metamorphic rocks (Jamiesson, 1986), even less than 15 Ma older than their emplacement event. Dunning and Krogh (1983), McCaig (1983) and Spray (1984) emphasized the role of residual heat rather than shear heating for sub-ophiolite metamorphism. Recently formed hot oceanic crust has been invoked for metamorphism at the time of its obduction over the continental margin (Malpas, 1979; Dunning and Krogh, 1983).

Recent works on the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs and Körümürhan-Güleman suture zone suggest that the main heat source for the down-going passive continental margin is predominantly due to the overriding, fore-arc type oceanic crust which had been heated up previously by arc magmatic activities. Fore-arc nature of the overriding Körümürhan ophiolites is supported by their andesitic volcano-sedimentary cover and granodioritic intrusions, as well as by the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio (0.70440 ± 0.00004 , 0.70481 ± 0.00005) of the İspendere-Körümürhan ophiolitic rocks. The palaeontological data that date the sedimentary subduction complex (Killan Imbricate Group) from Late Turonian to Late Santonian (Aktaş and Robertson, 1984) are consistent with the geochronological data (Coniacian-Santonian cooling ages) for the Baskil arc magmatic rocks, which predate the hot ophiolitic emplacement and the main alpine metamorphism event of the Pütürge-Bitlis massifs which appear to have occurred during the Campanian.

The metamorphic conditions in the Körümürhan salite-bearing amphibolite are estimated at $700\text{-}750^\circ\text{C}$ and 3-4 kbar. A small quantity of partial melting in this amphibolite reflects an increase in ambient temperature and pressure owing to burial beneath an overriding ophiolitic mass previously heated up by arc magmatic activities.

4.3. Radiometric Dating

Separated minerals, including amphiboles, muscovites and biotites gave us K-Ar ages ranging from 85 to 56 Ma (Table 1). Radiometric age data were corrected using the decay constants of Steiger and Jäger (1977). Amphibole minerals yielded radiometric K-Ar ages ranging between 85-76 Ma depending on the extent of the earlier but still coalpine orogenesis.

Rb/Sr isotopic data from southern part of the Bitlis massif in the Cacas area suggested "similar" ages between 100-70 Ma (Yilmaz et al., 1981). The geochronological data on the Avnik area from feldspathitized metavolcanics gave an age of 91 ± 9 Ma which is regarded as an eo-alpine metamorphic age (Helvacı and Griffin, 1984). The same authors did not attach any particular significance to an amphibole-bearing Avnik albomite which gave 71 ± 28 Ma. Göncüoğlu (1983) obtained 75 Ma by K-Ar method from the phengites of the Muş Metagranite. He interpreted this event as due to reheating of the rocks of the Bitlis metamorphic belt related to the obduction of the Güleman ophiolite in Early Campanian time.

All the available eo-alpine data in the Pütürge-Bitlis massifs suggest that the beginning of the compressional event which influenced these massifs were as early as the earliest Late Cretaceous. On the other hand, the mica cooling ages between 74 and 56 Ma may indicate a pronounced pressure drop to normal greenschist facies conditions (Hunziker, 1986) after the ophiolitic nappes have been emplaced onto the metamorphosed northern passive margin of the Arabian Platform. However, these mica ages have to be interpreted as cooling ages which were controlled by uplift and erosion of the Eastern Taurus Range during the arc-continent collision event, shortly after the subduction of the south Tethys ocean ceased.

5. MADEN VOLCANO-SEDIMENTARY UNIT

The Maden volcano-sedimentary rocks formed during the Eocene as a narrow short-lived basin, parallel to the Pütürge-Bitlis orogenic belt. Corresponding volcanic rocks of Palaeogene age in the northern Azerbaijan in N.W. Iran were well described from the Zagros suture zone by Leterrier et al. (1980) and Riou et al. (1981). These rocks represent generally high level intrusives, submarine volcanics (pillow-lavas), pyroclastics, epiclastics and interbedded sediments.

The Maden Unit has an internally imbricate structure and consists of transgressive sediments at the lowermost levels. The Ypresian-Lutetian clastic sediments of the Maden Unit, which unconformably overlie the Pütürge metamorphic massif, generally start

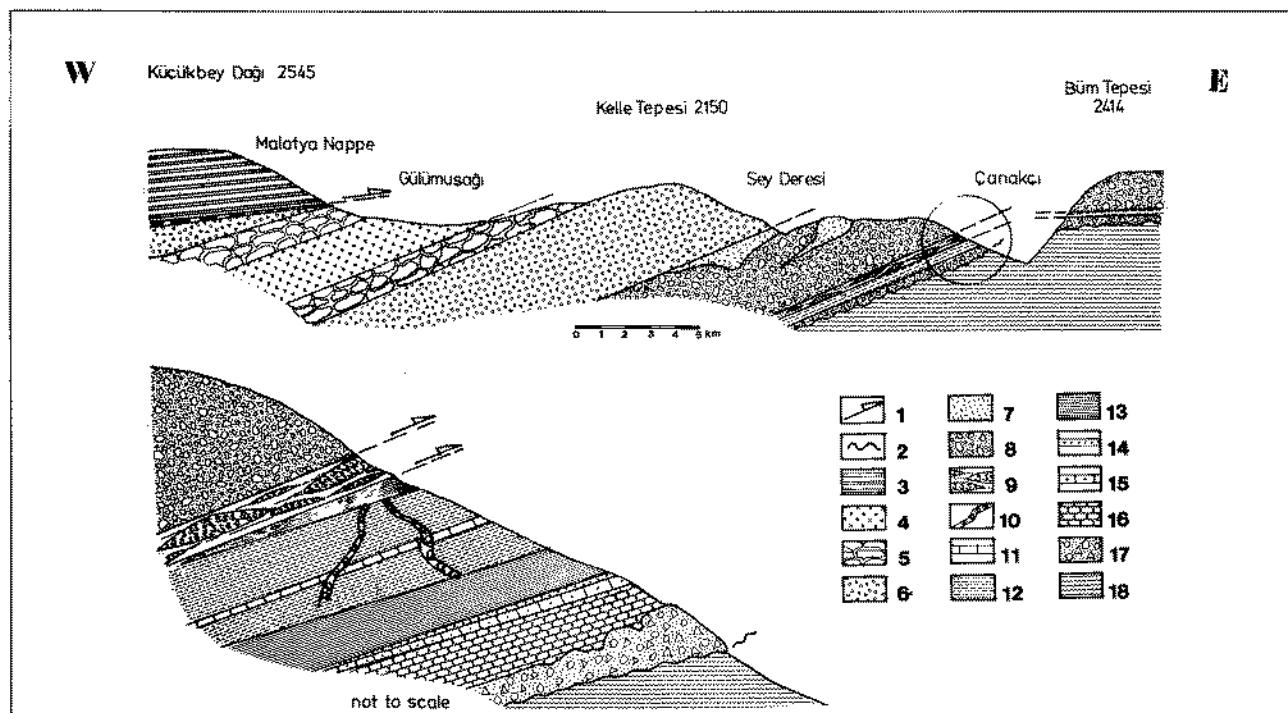


Figure 6 : Section across the Maden Complex, SE Malatya. 1 : Post-Eocene overthrust planes. 2 : L. Eocene unconformity plane. 3 : Malatya nappe. 4 : Hypabyssal rocks of the Maden Complex. 5 : Lava flows and pillow lavas. 6 : Pyroclastic comprising lava flows. 7 : Dacite. 8 : Olistostromal Maden Formation. 9 : Tectonic contact containing serpentinite slices. 10 : Quartz veins. 11 : Nummulitic limestone (L. and M. Eocene). 12 : Reddish, brownish or greenish coloured calc-schists, comprising sandy and tuffaceous levels. 13 : Greenish calc-schists including some volcanic fragments. 14 : Silicified limonitic zone, 2 m. thick. 15 : Sandy limestone with fragmenta from the metamorphic basement and carbonate cement. 16 : Reddish, micritic limestone, 10 m. thick. 17 : Basal conglomerate and breccia with fragments from the basement. 18 : Basement rock (micaschists, granitic gneiss and quartzite).

with conglomerate or sandstone levels. Further east, the same sediments locally overlap Güleman ophiolitic rocks which were obducted over the Bitlis metamorphic massif prior to the Maden deposition. The middle part of the Maden Unit contains an olistostromal formation which is composed of Upper Lutetian limestone, andesitic epiclastite, sandstone, volcanic and diabase blocks and fragments in a matrix of siltstone and sheared shale. A series of basaltic and andesitic flows, pyroclastic and hypabyssal rocks form the uppermost tectonic slice of the Maden Unit (Fig. 6). The Maden igneous rocks intruded through Pütürge-Bitlis metamorphic basement with whom they display sharp cross-cutting contacts (Pişkin, 1972; Çağlayan et al., 1984). The Maden Unit has undergone moderate deformation and prehnite-pumpellyite facies metamorphism (Yazgan, 1972).

5.1. Tourmaline-Bearing Leucogranite

Tourmaline-bearing micro-leucogranite occurs as large tectonic lenses immediately above the autochthonous Maden sediments (Çakçak Tepe). Foliated and laminated mylonitic tourmaline-bearing leucogranite is also observed close to a chlorite-pyrophyllite-diasporite-bearing shear zone in the Pütürge metamorphic massif.

The tourmaline-bearing leucogranites associated with high-grade metamorphic rocks and migmatites occur in the Higher Himalayas and postdate the main compressional phase due to continental collision (Gansser, 1964; Le Fort, 1973, 1975, 1981; Vidal et al., 1982; Searle, 1983; Searle and Fryer, 1986). Le Fort (1975) suggested a large-scale intracrustal subduction to account for the anatetic origin of the leucogranite after the main collisional orogenesis. Nicolas et al. (1977) pro-

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

posed frictional heating along the intracrustal shear zones as a main cause of melting. Searle and Fryer (1986) found production of leucogranite to be associated with Barrovian metamorphism and high lithostatic pressure prior to the last major phase of thrusting. In their model for the development of leucogranites, they envisaged crustal thickening by basement/cover duplexing. Increased lithostatic pressure causes regional Barrovian metamorphism with crustal anatexis in kyanite- and sillimanite-grade rocks. Then the hot metamorphosed slab overthrust relatively cold Indian Plate along an intracontinental subduction zone (MCT). A large amount of fluid enriched in boron driven off the under-thrusting Indian Plate has risen into the overlying hot plate giving rise to partial melting of the Tibetan Slab. Abundant tourmaline-bearing pegmatite veins are widespread indicating that boron was an important component of the magma and increased the melt proportion by lowering the solidus temperature.

The tourmaline-bearing leucogranite in the Pütürge massif and micro-leucogranite of the Maden Unit show evidence of a boron-rich fluid phase during crystallisation. Moreover, lithium-rich micas (lepidolite) have been reported by Yazgan (1972, p. 76) in the altered plagioclase phenocrysts in the splitised diabases. We suggest that the Maden volcanics were partially derived from a water saturated melt enriched in boron, lithium and fluorine and showing a great resemblance with the leucogranites of the Higher Himalayas (Le Fort, 1986; Searle and Fryer, 1986).

5.2. Discussion

The geochemical features and porphyritic character, typical of orogenic lavas, suggest a genetic and common relationship among all the Maden volcanic rocks. An upper mantle peridotite wedge overlying the subduction zone seems to be the more probable tectonic setting for them. However, there is no obvious geological evidence for the presence of a subduction zone during the Eocene. A previously enriched upper mantle source which underwent partial melting along inclined deep-seated faults reactivated during Early Tertiary times and contaminated by the continental crust appear to be a likely process to account for geochemical

characteristics of the Maden and Eocene volcanic rocks of northern Azerbaijan.

The geochemical characteristics of a collisional and post-collisional mantle melt would have "within-plate" characteristics depending on the geometry of the collision zone, if crustal thickening were to develop within the continental crust. However, the post-collisional mantle melt shows many geochemical similarities with subduction related pre-collisional volcanism, especially with volcanic arc rocks (Harris et al., 1986). There is a conspicuous degree of overlap with island arc volcanism (Table 2 and 3). Nevertheless, some degree of discrimination has been successful using the Rb-Ta-Hf triangle (Harris et al., 1986).

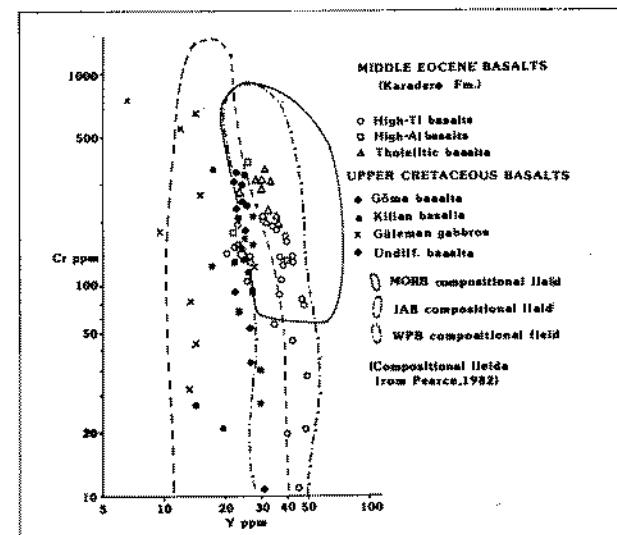


Table 2: Cr-Y discrimination diagram for Middle Eocene basalts, Upper Cretaceous Göme, Killan basalts and Güleman gabbros (after Aktaş and Robertson, 1984).

England and Thompson (1986) emphasize the diversity of magma types which can result from the continental crust thickening and the degree of mantle involvement in the thermal budget of such terranes. The main dehydration melting of the lower crust amphibolites occurs 20-60 Ma after the end of the thickening event. The thickening of the continental crust with an initial geotherm corresponding to a surface heat flux of 75 mWm⁻² is capable of producing dehydration partial melting of amphibolite with consequent production of calc-alkaline magmas (England and Thompson, 1986). The tectonic setting of the Maden vol-

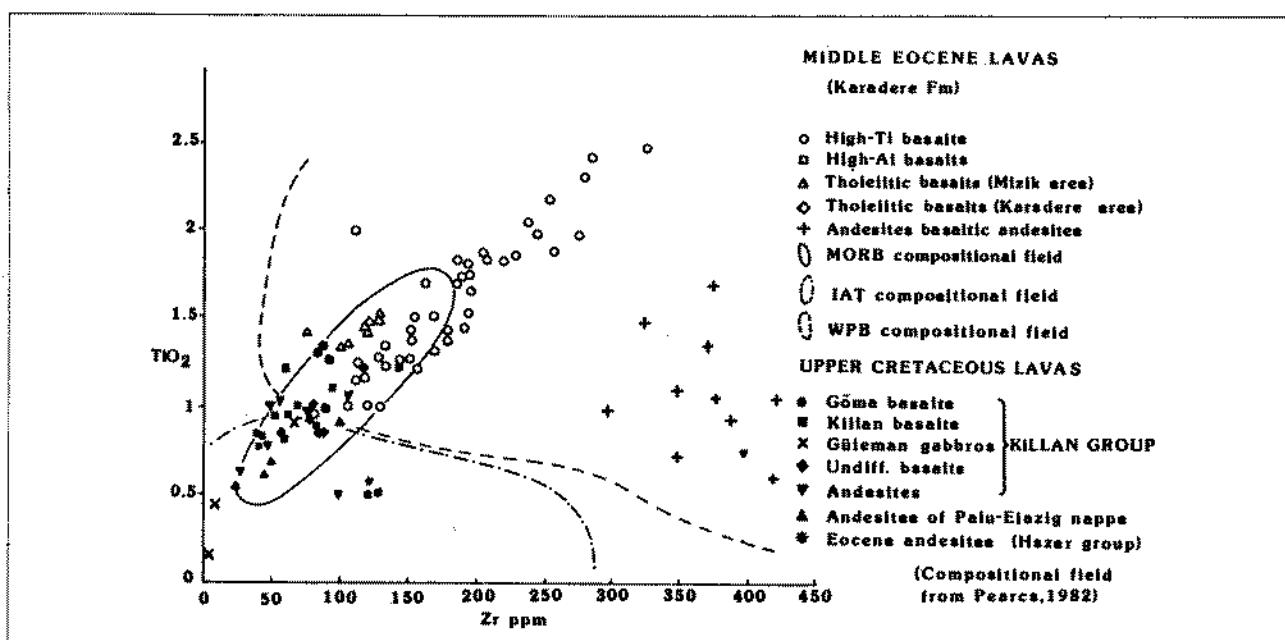


Table 3 : TiO_2 versus Zr plot for both Tertiary and Upper Cretaceous basalts and andesites (after Aktaş and Robertson, 1984).

canics is consistent with this model, yet some complementary geochemical studies should be carried out to precise the late or post-collisional magmatic evolution of this unit.

Origin of Maden volcanoes melt could be interpreted in terms of frictional heating along continental shear zones. For this purpose, two types of shear zones have been proposed:

1. The vertical strike-slip shear zones such as the South Armorican Shear Zone in Brittany (Strong and Hanmer, 1981) and such as the northern Azerbaijan in Iran (Riou et al., 1981) and the Eastern Taurus in Turkey (Aktaş and Robertson, 1984).

2. A gently inclined shear zone penetrating at depth most of the crust such as in the Nepal Himalayas to explain the origin of leucogranitic melt (Le Fort, 1975) and perhaps penetrating most of the mantle to account for the Maden volcanic melts (Yazgan, 1983, 1984).

Upper and middle-crustal extension seems to act in many areas by large-scale regionally uniform simple shear. The upper crustal shear system may penetrate the entire lithosphere as single entities (Wernicke, 1985). The sheared lithosphere model successfully accounts for a number of observations in

Arizona, Utah and The Red Sea region. An excellent example of a distal topographic dome and associated volcanism are found in the Red Sea rift to predict the uniform-sense, low-angle normal shear hypothesis. Such an extensional basin was pointed out by Laubscher (1971) and Van Bemmelen (1972) in the Alpine-Apennine continent-continent suture zone, evolving into a region of extension within a few million years. The comparable extensional basin existed across the Intra-Carpathian region during the Middle and Late-Miocene, but any oceanic crust may have existed at this time (Royden et al., 1983).

Petrological and geochemical studies of Maden volcanic rocks indicate that the upper mantle or/and lower continental amphibolitic crust seem to be the most likely sources with subsequent crustal contamination which occurred during intracrustal convergence along an uniform-sense simple shear zone and thickened continental crust (Fig. 14).

6. KILLAN IMBRICATE UNIT

It has not been possible to distinguish any accretionary wedge deposits related to a subduction zone in Eastern Taurus until the study of Aktaş and Robertson (1984). Tectonic

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

slices of mafic extrusives form several different structural levels in the Killan Imbricate Unit. The upper tectonic slices are mostly pillow lavas (sometimes vesicular) with subordinate hyaloclastites and radiolarian chert intercalations of late Turonian to Santonian in age. The following fossils were reported in Aktaş and Robertson (1984): *Turris smewingi*, *Turris sp.*, *Pseudoaulophacus ap.*, *Dictyomitra formosa* and *Archaeodictyomitra sp.* which represent the same time interval as the radiometric K-Ar ages for the Baskil arc magmatic rocks (Yazgan, 1983).

The lower structural levels of the Killan Imbricate Unit are composed of serpentinized dunite, peridotite, gabbro, diabase and both tholeiites and basaltic andesites. The Eocene Maden Unit unconformably overlies the Güleman ophiolitic rocks and Killan Imbricate Unit. This raises the possibility that some form of obducted and deformed Killan Imbricate Unit and ophiolitic basement could have been present prior to the Upper Maastrichtian-Lower Eocene Simaki Flysch (Perinçek, 1979) and Maden Unit. The post-Eocene probably post-Upper Miocene tectonic phase complicated even more the primary sedimentary and structural relationship in such a manner that we were not able to map separately the Maden and Killan Imbricate Units (Fig. 2). Tectonical slicing of the Killan subduction complex coupled with insufficient fossil evidence do not allow us to confirm a north to south age transport as required by the accretionary hypothesis. However, we consider that the imbricate structure and deformation may be related to subduction processes during arc formation and more likely to closure of the oceanic basin during arc-continent collision. The presence of the Kilan Imbricate Unit in the sliced front of the Kömürhan-Güleman ophiolitic rocks and north of the Pütürge-Bitlis metamorphic belt supports the existence of the Mesozoic Tethyan ocean crust in between the Keban Platform and the northernmost metamorphosed Arabian Platform (Pütürge-Bitlis Belt).

Geochemistry of Killan group mafic extrusives show two types of suites (Aktaş and Robertson, 1984). The first type with high LIL elements abundance, and depletion of HFS elements, consists of tholeiites and basaltic

andesites possessing tholeiitic volcanic arc character. Basalts of this type are generally attributed to an above subduction zone genesis (Gill, 1976; Pearce, 1982).

The second type is enriched in all incompatible elements relative to the first type except for Ti, Y and Sc. These volcanic rocks, namely Göma basalts (Table 2 and 3), plot in the within plate basalts (WPB) and MORB fields, and they are compatible with a seamount origin (Wood et al., 1979; Alabaster et al., 1982).

The Killan Imbricate Unit was probably related to a fore-arc subduction complex during late Turonian-Campanian time. It should be viewed as an accretionary wedge in front of the Baskil volcanic arc connected to northward subduction of the South Tethys ocean.

7. İSPENDERE-KÖMÜRHAN-GÜLEMAN UNIT

This tectonic unit, which stretches in an E-NE alpine direction, mainly consists of north-dipping tectonic slabs, slices and lenses of ophiolite, metaophiolite, amphibolite and continental crust components. It has been interpreted as a suture zone of the south branch of the Tethyan ocean between the Baskil arc magmatic rocks to the north and the Maden Unit and the Pütürge-Bitlis metamorphic belt to the south.

7.1. The İspendere Division

This is the western part of the Unit which is tectonically overlain by the Keban-Malatya Nappe at its westernmost boundary. The base of this ophiolitic complex is constituted by wehrlitic and gabbroic cumulates and isotropic gabbros. It passes upward to a diabasic sheeted dyke complex. The division continues with spilitic basalts and is cross-cut by some dykes of dacitic composition ending with a succession of hyaloclastites, pillow-lavas, radiolarites, micritic limestones and andesitic epiclastics. The overlying formation is an Upper Campanian-Lower Maastrichtian flysch characterized by andesitic debris. The flysch is deformed by folds overturned towards the SE and is unconformably covered by detrital sediments and limestones of Upper Lutetian age. Some andesitic lava flows (pillows in places) observed above the unconformity plane below the Upper Lutetian detritic cover are reminiscent of the Maden Unit volcanism.

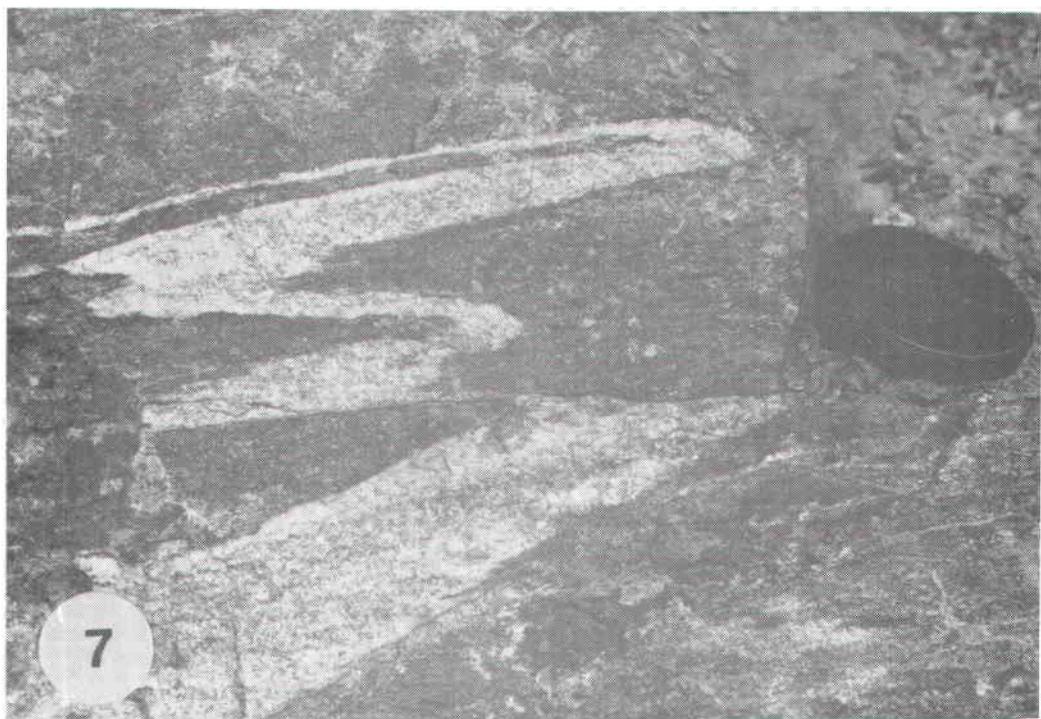


Figure 7: Folded leucodioritic intrusions within amphibolites that have experienced (*in situ*) partial melting.



Figure 8: Leucodioritic intrusions locally form magmatic breccias with the enclosing pyroxenitic rocks showing amphibolitic rims.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

Figure 9 : Amphibolites cut across by synkinematic leucogranodiorites.

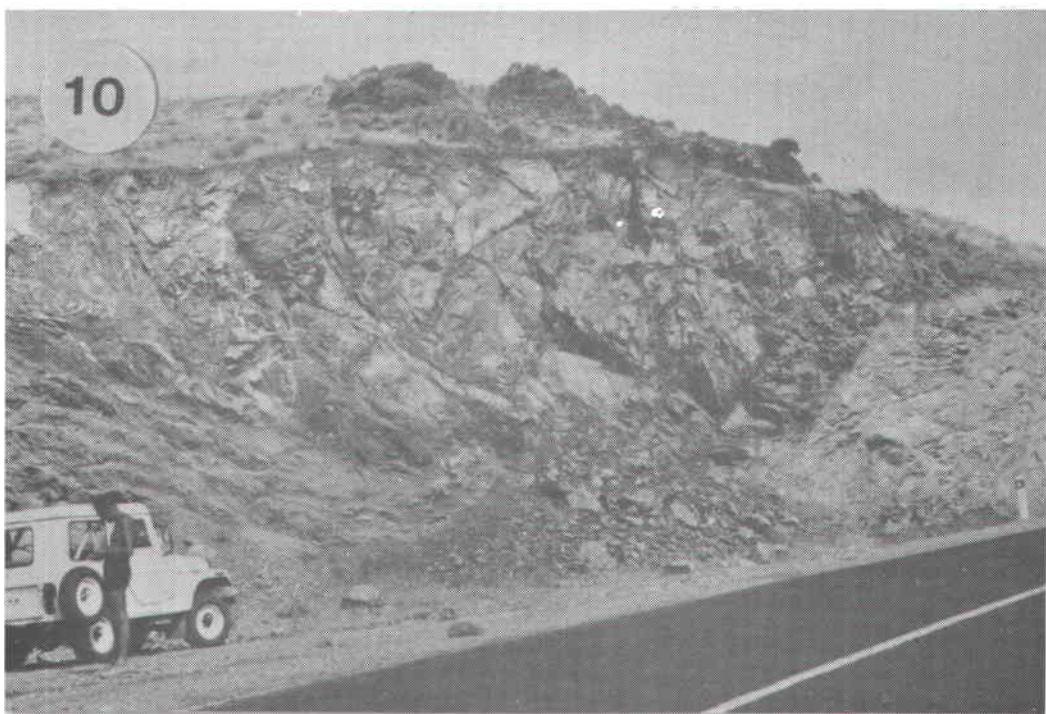


Figure 10: Metaultramafic rocks in a tectonic *mélange* composed of sheared and mylonitized gabbroic rocks.

7.2. The Körümürhan Division

This is a basement complex composed of metamorphosed and poly-deformed ophiolites, diorites, amphibolites, migmatites, pyroxenites and garnet-peridotites. These rocks are cross-cut by younger Baskil magmatic rocks predominantly of dioritic to granodioritic composition giving Coniacian-Santonian radiometric dates. This division thrusts over the Pütürge massif and its volcano-sedimentary Maden Unit.

The base of the Körümürhan division consists of foliated diorites and quartz-diorites. Over these foliated diorites, there are amphibolites that have experienced (*in situ*) partial melting; they are intruded by leucodiorites resulting from partial melting of the amphibolites (Figure 7). These leucodiorites locally form magmatic breccia with the surrounding rocks (Figure 8). Some local partial melting textures are to be observed in the upper level of the amphibolites which are cross-cut by synkinematic leucogranodiorites. The latter rocks exhibit fine-grained texture at the amphibolite contact without any foliation on 30-40 cm from chilled margin. Synintrusive foliation develops closer to the internal part of the granitoid intrusion which is not seen in the surrounding amphibolitic rocks. The foliation of the amphibolite does not continue into the granitoid intrusion (Figure 9). This intrusive phase is characterized by the presence of muscovite and biotite giving radiometric ages around 75 Ma which is approximately contemporaneous with the main ophiolitic obduction event. The upper part of the amphibolites consists of chaotically arranged decimetric to hectometric lenses of metaultramafic rocks in a tectonic *mélange* composed principally of sheared and mylonitized gabbroic rocks (Figure 10). The lenses and slices of ultramafic rocks which principally consist of harzburgite, wehrlite and pyroxenite show metamorphic mineral assemblages of the greenschist to amphibolite facies. At the upper levels of the division, there occur some granitic gneisses topped by pegmatitic gabbros of crenulate texture. This is followed by a ductile shear zone at least 250-300 m-thick composed of blocks of granitic gneisses, foliated diorites, migma-

tites and, towards the top, gabbros within a matrix of crushed amphibolites.

This shear zone is overlain by banded gabbros (Karga Dag, 1977 m) that show no directional fabric and are probably the lowermost mafic member of the Baskil magmatism (Fig. 11).

There is a zone of strong ductile deformation at the northern part of the Körümürhan Unit showing an intense mylonitization with tremolite, clinzoisite and plagioclase recrystallization. The observation may indicate that the metaophiolitic *mélange* originally dipped northwards under the Baskil magmatic arc from which it was separated by the main subduction surface. The deepest shear zones formed under conditions of greenschist facies (Michard et al., 1984), or even of epidote-amphibolite facies. However, the earliest shear zones are cross-cut by the granitoids which, in turn, are foliated and occasionally folded as is the Upper Campanian-Lower Maastrichtian flysch itself.

Preliminary amphibole and plagioclase geobarometer/geothermometer studies (in progress) from the amphibolites gave temperatures of 700-735°C and pressures of 3-5 kbar for analysed plagioclase (An % 44-52) and amphibole compositions (Al_{total} = 1.3-1.6).

The amphibole-plagioclase assemblage seems to be stable over a wide P-T range, but the rare preservation of primary clinopyroxene and recrystallization of a salitic clinopyroxene suggest that temperatures were greater than 775°C (Spear, 1981). The formation of sphene at the expense of ilmenite in some samples suggests retrograde conditions of about $600 \pm 50^\circ\text{C}$ in the pressure range 3-5 kbar.

7.2.1. K-Ar radiometric dating. The oldest radiometric ages were obtained from amphibolites, i.e. 127 ± 14 , 95 ± 9 , 89.5 ± 5 Ma; they are related probably to the first oceanic compressional events. K-Ar radiometric dating of biotite from the quartz-bearing leucodiorite yielded ages of 85 ± 3 Ma and of muscovite from the trondhjemite granophyre, which cross-cut harzburgites, provided an age of 78.5 ± 2.5 Ma. Those ages are in the range of the Baskil magmatic arc activities which suggest

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

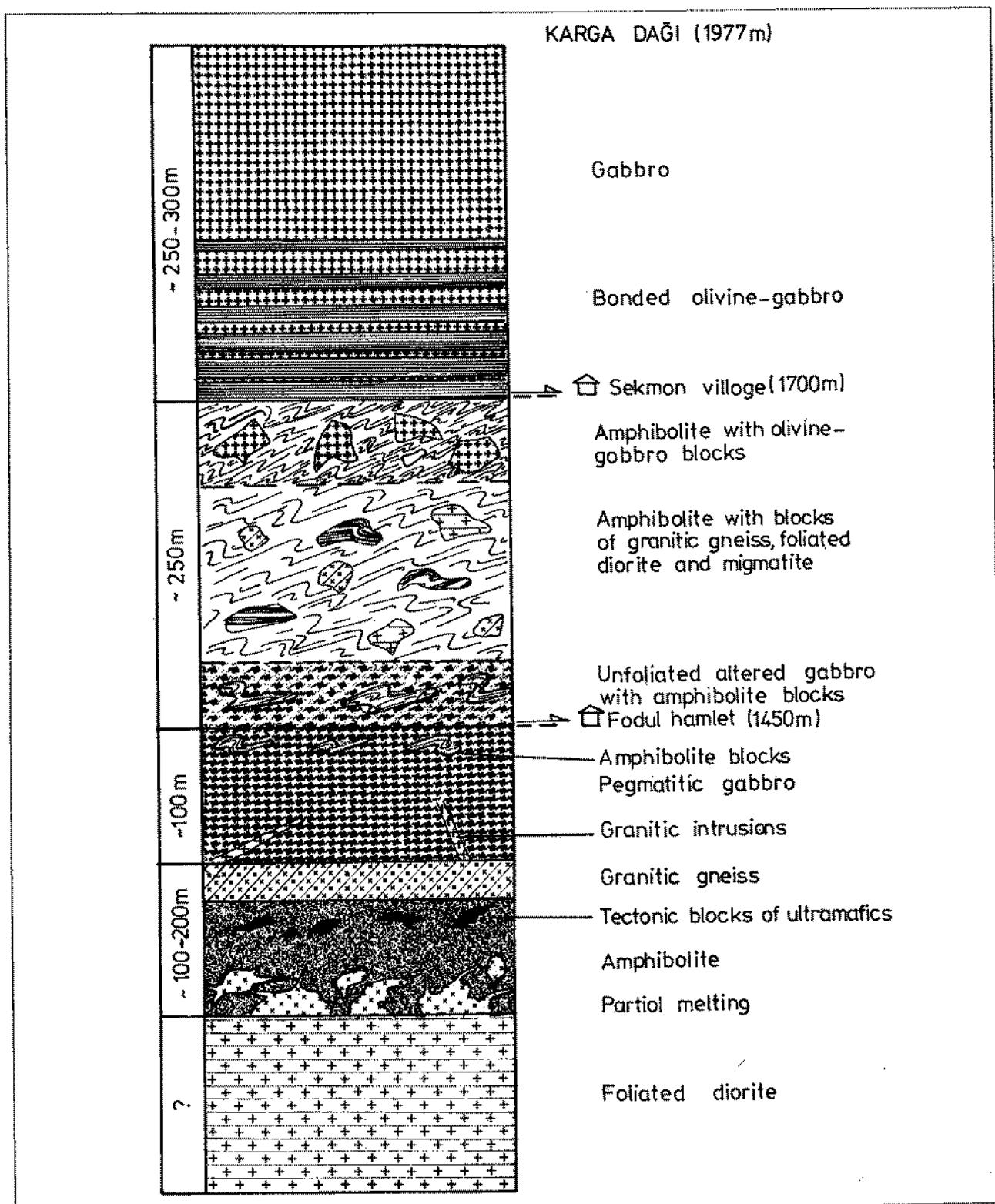


Figure 11: Generalised columnar section of the Kömürhan metaophiolites across Karga Dağı.

that the Kömürhan metaophiolitic rocks at least locally evolved in a fore-arc tectonic setting. The high level dacitic intrusives and the andesitic volcanioclastic cover of the Ispendere Division confirm this assumption.

In the Kömürhan Division, syntectonic intrusive granodiorites yielded ages around 76 ± 2.5 and 75.5 ± 2.5 Ma which are consistent with ophiolitic obduction and main metamorphic events of the Pütürge massif. This syntectonic intrusive event which is characterized by muscovite and biotite suggests the partial melting of the thickened continental crust underneath ophiolitic nappes.

7.3. The Güleman Division

The Güleman ultramafic and mafic rocks, which occur to the northeast of Maden, cover an area of approximately 200 km² (Fig. 2) and differ from the Ispendere and Kömürhan rocks in numerous ways:

With their Pütürge-Bitlis type metamorphic basement and the Killan Imbricate Unit these rocks are thrust over the Lice Formation of the neoautochthonous Arabian Platform. They are transgressively overlain by the Upper Maastrichtian-Palaeocene Simaki Flysch. The volcano-sedimentary Maden Unit covers all the previous structures and rocks and is in turn sliced by the post-Upper Miocene tectonic event.

Structural deformation such as kinkbands and plastic bending are rarely observed in the harzburgites. The exsolution lamellae of clinopyroxene into the ortho-pyroxene minerals suggest a high temperature solid-solution recrystallization (Özkan & Özlunalı, 1984). Contrary to the low Al₂O₃ content (2-3%) of orthopyroxene in the ophiolitic harzburgites, the orthopyroxenes from the Güleman harzburgites contain high Al₂O₃ values (4-5 %) indicating probably undepleted mantle origin.

One of the distinguishing features in the harzburgites is the freshness of the olivine minerals characterized by aggregates of small grains occupying the interstices of much larger and rounded grains of the same minerals in a mortar texture, while the Ispendere and Kömürhan ophiolites show an intense serpentization.

The cumulate sequence also presents a different succession than other well known ophiolitic cumulates in Turkey (e.g. Hatay and Antalya cumulate sequences) and starts with dunite overlain by wehrlite, olivine-clinopyroxenite and clinopyroxenite, then by troctolite, olivine-gabbro, normal gabbro and quartz-bearing hornblende diorite. The later facies can contain up to 20 per cent of quartz minerals. The petrographic succession of the Güleman cumulate which reflects a single magmatic differentiation not displays any cyclic units, and does not contain any orthopyroxene, contrary to the cumulates of most ophiolitic rocks in Turkey. The Güleman ophiolite does not show any sheeted dyke complex either. All these characteristics require more detailed geochemical studies of the Güleman ophiolitic rocks to determine their tectonic setting.

7.4. Discussion

The Ispendere-Kömürhan-Güleman and Gevaş (further to the East, south of Lake Van) ophiolites are considered to mark the suture zone of the south branch of the Neotethys ocean closed by Late-Campanian-Early Maastrichtian arc-continent collision between the Keban Plate and the Pütürge-Bitlis metamorphic belt which is the northernmost metamorphosed part of the Arabian Plate. This suture zone has been regarded as the root zone for the Koçali ophiolitic nappes (Yazgan, 1983 and 1984). The moderate pressure mineral assemblages and relatively high temperature conditions may represent a tectonic setting inferred to have been the upper part of a subduction zone (Jamieson, 1986) for the Kömürhan metaophiolitic and amphibolitic rocks. The ophiolitic rocks of southeastern Turkey were therefore displaced from a fore-arc magmatic environment shortly after the Baskil arc magmatic activities ceased while they still retained a high heat content.

Evidence of high-pressure low temperature metamorphism has not yet been found in the Kömürhan-Güleman suture zone possibly owing to the limited uplift rate of the whole belt. Hall (1976, 1980) recognized glaucophane-bearing schists in the frontal thrust belt in the vicinity of Bitlis, where they seem to be associated either with the earliest intra-

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

oceanic slicing events, or with a later ophiolitic obduction event. Preliminary geobarometer studies based on total Al in the amphiboles suggest a pressure range between 3-5 kbar for amphiobolites and foliated quartz-bearing diorites corresponding to a 10-18 km depth of recrystallization.

There is no agreement with respect to the age and location of the south Tethys suture zone. Dewey et al. (1973), Şengör (1977), Şengör & Yilmaz (1981) and Robertson & Dixon (1984) consider that this suture formed during Late Miocene-Pliocene, while Yazgan et al. (1983), Michard et al. (1985) and Yazgan (1984) assume the southern Neotethys to have sutured during the Late Cretaceous-Palaeocene.

The second major disagreement is about the suture location; the ophiolitic rocks in the Eastern Taurus occur in three different tectonic positions:

1. Above the Pütürge-Bitlis Belt represented by the Killan Imbricate Unit interpreted as an accretionary wedge deposit (İspendere-Kömürhan-Güleman-Gevaş).

2. Below the Pütürge-Bitlis Belt, represented by the Kastel Basin foredeep sediments, emplaced during the Late Campanian-Early Maastrichtian as gravity gliding sheets and overlain by the Upper Maastrichtian sediments.

3. Below the Pütürge-Bitlis Belt as the frontal thrust sheets related to post-Late Miocene overthrusting and imbrication.

The presence of the ophiolitic rocks to the south of the Pütürge-Bitlis Belt misled several authors into assuming an opening of the south branch of Neotethys between the Arabian Platform and Pütürge-Bitlis metamorphic massifs. The recognition of the suture and root zones for all ophiolitic nappes in the Eastern Taurus along the İspendere-Kömürhan-Güleman and Gevaş areas have not as yet resulted in complete agreement between different authors apart from those have been working in this region (Yazgan, 1983, 1984; Çağlayan et al., 1984; Bingöl, 1984; Göncüoğlu & Turhan, 1984, 1985). Recent field work justify this new interpretation of the suture zone of the *Mésogée* ocean.

A regional magnetic anomaly map has been produced by Canadian Aero Service LTD (1962) in the area (Fig 15). We have tentatively correlated magnetic and geological maps and their major structural features which are the İspendere-Kömürhan-Güleman ophiolitic belt, and the Baskil arc magmatic rocks, both of which are associated with large positive magnetic anomalies. On the contrary, small magnetic anomalies are conspicuous between the Keban platform, which mainly consists of metamorphosed limestones and calcschists, and Baskil arc magmatic rocks. The magnetic anomaly map suggests that the Pütürge-Bitlis massifs and Arabian platform are structurally continuous. We are drawn to the conclusion that subduction-related structures and lithological differences between Keban Platform and Baskil rocks appear to be an important feature to create the negative magnetic anomaly. Finally, it is evident from the magnetic anomalies map that any major accident or ophiolitic suture zone could not exist to the south of the Pütürge and Bitlis massifs.

8. BASKIL ARC MAGMATIC UNIT

The Baskil magmatic rocks are predominantly gabbros, diorites, monzodiorites, quartz-diorites, quartz-monzodiorites, quartz-monzonites, granodiorites and tonalites of Coniacian to Earliest Campanian age (Fig. 12). They crop out in a NE-SW trending belt in the Baskil and Elazığ area extending up to 50 km (from Hazar Lake to the Keban Platform) at the north of the İspendere-Kömürhan-Güleman suture zone (Fig. 2). The Baskil batholith intrudes the Keban platform Permo-Carboniferous carbonate deposits E of Keban town, NW of Birivan (Ulupınar) village. The intersection of the village road with surrounding metamorphosed Keban Platform carbonates displays well-exposed hornfels and skarn rocks at the olivine-bearing gabbro norite-contact. These hornfelses contain mineral assemblages such as garnet (andradite-grossular) hornfelses + clinohumite + spinel + clinopyroxene (diopside-salite) + dolomite + calcite ± magnetite. Such a skarn contact is also found SE of Aşvan village, near the Keban dam, between a diorite intrusion and the Keban marbles with a large magnetite mineralization. In the vicinity of Keban

town, well-known silver-lead mineralization occurs at the Keban marble-microsyenite contact. Radiometric dating of sanidine minerals yielded 76 ± 2.5 and 78.5 ± 2.5 Ma. The contacts of the Baskil batholith with the Keban marbles country rock are sharp and nowhere show any sign of tectonic deformation during or after intrusion.

The evidence of the contact skarn metamorphic rocks between the Baskil magmatic intrusions and Keban Platform marbles at the southern margin of the latter exclude the southwards subduction of the southern arm of the Neotethyan oceanic crust. On the con-

trary, the presence of voluminous calc-alkaline magmatism in the Baskil arc magmatic unit north of the İspendere-Kömürhan-Güleman ophiolitic suture zone implies the existence of northwards-dipping subduction zone, through Coniacian, Santonian and earliest Campanian time beneath the Keban "Plate".

The characters and geological environments of the Baskil intrusions on the basis of the petrology, geochemistry and field relations support the genetic classification of the Baskil batholith as an I-type granite (Pitcher, 1983; Yazgan, 1987; Asutay, 1987).

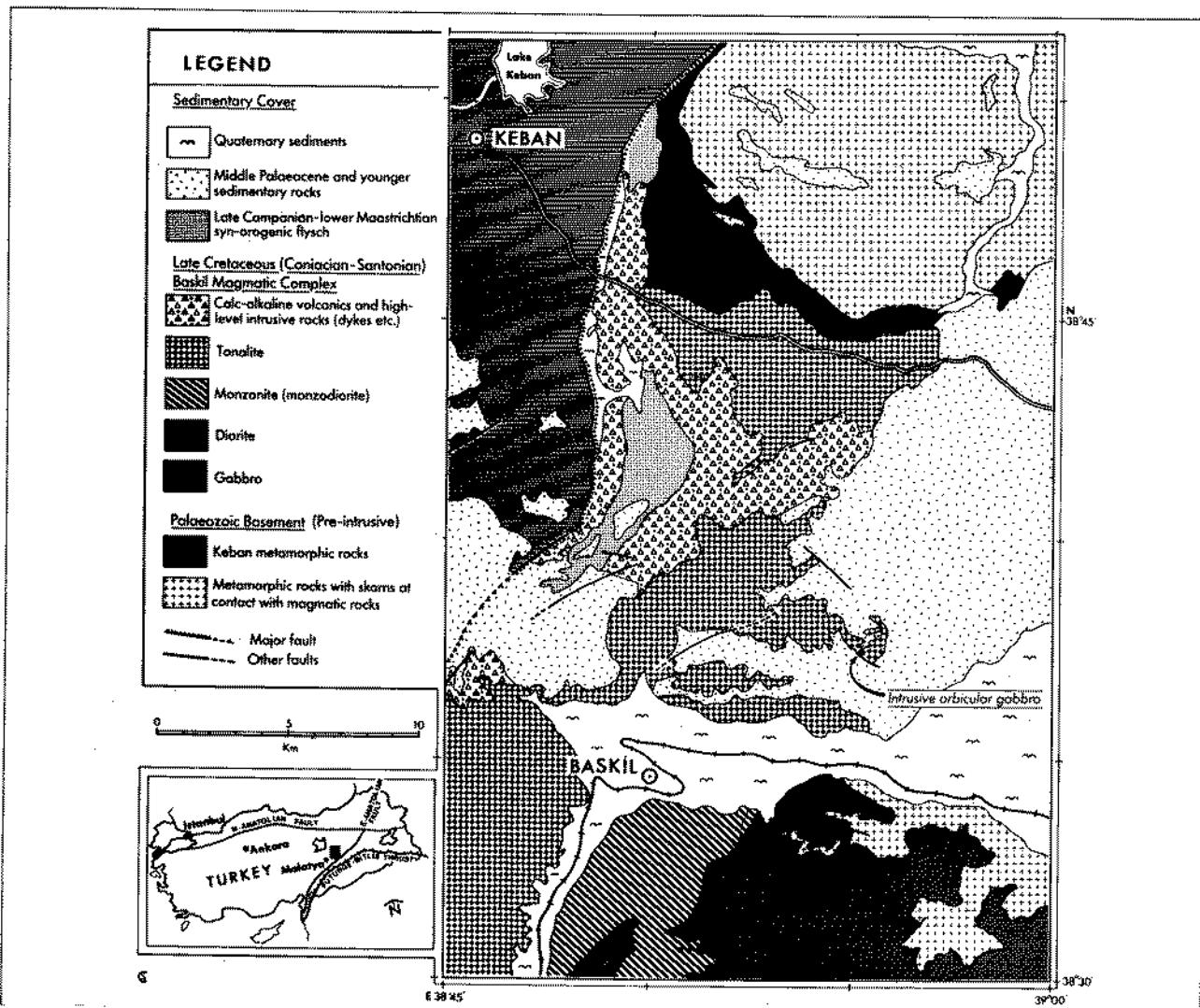


Figure 12: Geological map of the Baskil arc magmatic rocks and metamorphic rocks with skarns at contact with magmatic rocks based upon unpublished map by E. Yazgan and J. Asutay.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

8.1. Flysch-type Orogenic Sedimentation

After the ophiolitic nappes and Killan Imbricate Unit were obducted over the passive Arabian Margin, and the entire oceanic crust had been subducted, the passive continental margin began to collide with the active continental margin of the Baskil arc-magmatic unit. The passive margin was subjected to compression causing subsidence of the thinner crust at the front of the margin and elevation at the rear (Murrell, 1986). In the Eastern Taurus Belt, the uplift of the Pütürge and Bitlis massifs caused rapid subsidence in the late-Campanian-early Maastrichtian at the front of the elevation (Kastel Basin), as well as at the back on the suture zone. As a result of this tectonic phase, the Baskil arc magmatic rocks and İspendere-Kömürhan ophiolites are commonly overlain by andesitic pyroclastics and subsequently by andesitic volcaniclastic Late Campanian-Early Maastrichtian flysch (Fig. 13). Interbedding of argillaceous and marly-limestones, rich in andesitic clastics and showing well-developed slump structures, occurred during the main collision and closure stage of the oceanic basin. This tectonic event is responsible for the contemporaneous uplift of the Pütürge-Bitlis metamorphic belt and gravity sliding of the Koçalı ophiolites into the Kastel foredeep basin of the Arabian foreland. As a result of this tectonic phase, the whole Baskil and İspendere-Kömürhan Units were affected by a southward-verging polyphase deformation prior to the late Maastrichtian sedimentation.

Following the Late Campanian-Early Maastrichtian tectonic phase which produced N 70-90° trending folds, the folded flysch together with the Güleman ophiolites, Killan Imbricate Unit and Baskil rocks were unconformably covered by transgressive overlap of Late Maastrichtian-Early Eocene sediments (Simaki Formation) made up of a thick succession of greyish-green, interbedded sandy and conglomeratic limestones carrying *Hippurites*, calcarenites, sandy and marly limestones, siltstones and mudstones. The first conglomerate levels overlying the folded units consist of well-rounded cobbles and boulders of basalt, chert, pelagic sediments,

granodiorite, serpentinite and rare metamorphic rocks with small volumes of interstitial red mudstone (Perinçek, 1979; Aktaş & Robertson, 1984). The northernmost and younger equivalent of the Simaki formation which covered the Baskil Unit and Keban Platform during the Middle Palaeocene-Early Eocene consists of shallow marine coastal deposits of well-rounded cobbles and pebbles derived from Baskil magmatic rocks and Keban marbles with small volume of interstitial pinkish-reddish reefy sandy carbonate.

The Simaki "molassic flysch" could be interpreted as deposits of a deepening basin developed in the already deformed fore-arc and suture zone between the Keban Platform and Pütürge-Bitlis belt. The uplifting of the Pütürge-Bitlis belt allowed this subsiding basin to move gradually further to the N permitting the deposition of the "flyschoid molasse" Kirkgeçit Formation of Middle Eocene-Late Oligocene age. The recorded Late Maastrichtian-Early Eocene tectonic pulses can be correlated with the beginning of the post-ophiolitic nappe emplacement and compressional events as Arabia and Eurasia were continuing their rapid collisional approach (Livermore & Smith, 1984) 70-48 Ma ago.

8.2. Molasse-type Post-orogenic Sedimentation

The above described Simaki Formation constitutes a transition between the flysch and molasse periods of the Eastern Taurus tectonic evolution. In lithological and tectonic terms, the slightly younger Kirkgeçit Formation appears to be typically a post-orogenic molasse-series rather than a transitional "Molassic flysch". The deposition of the Kirkgeçit Formation began in the Middle Eocene and ended in the Late Oligocene (Avşar, 1983; Turan, 1984) and shows deltaic features composed of the conglomeratic and sandy levels at its base, then continues with marly limestones, clayey limestones and marly levels. These post-orogenic transgressive sediments are typically of shallow-water origin with chaotic conglomerate levels indicating that an important relief was created by the previous orogenic phase.

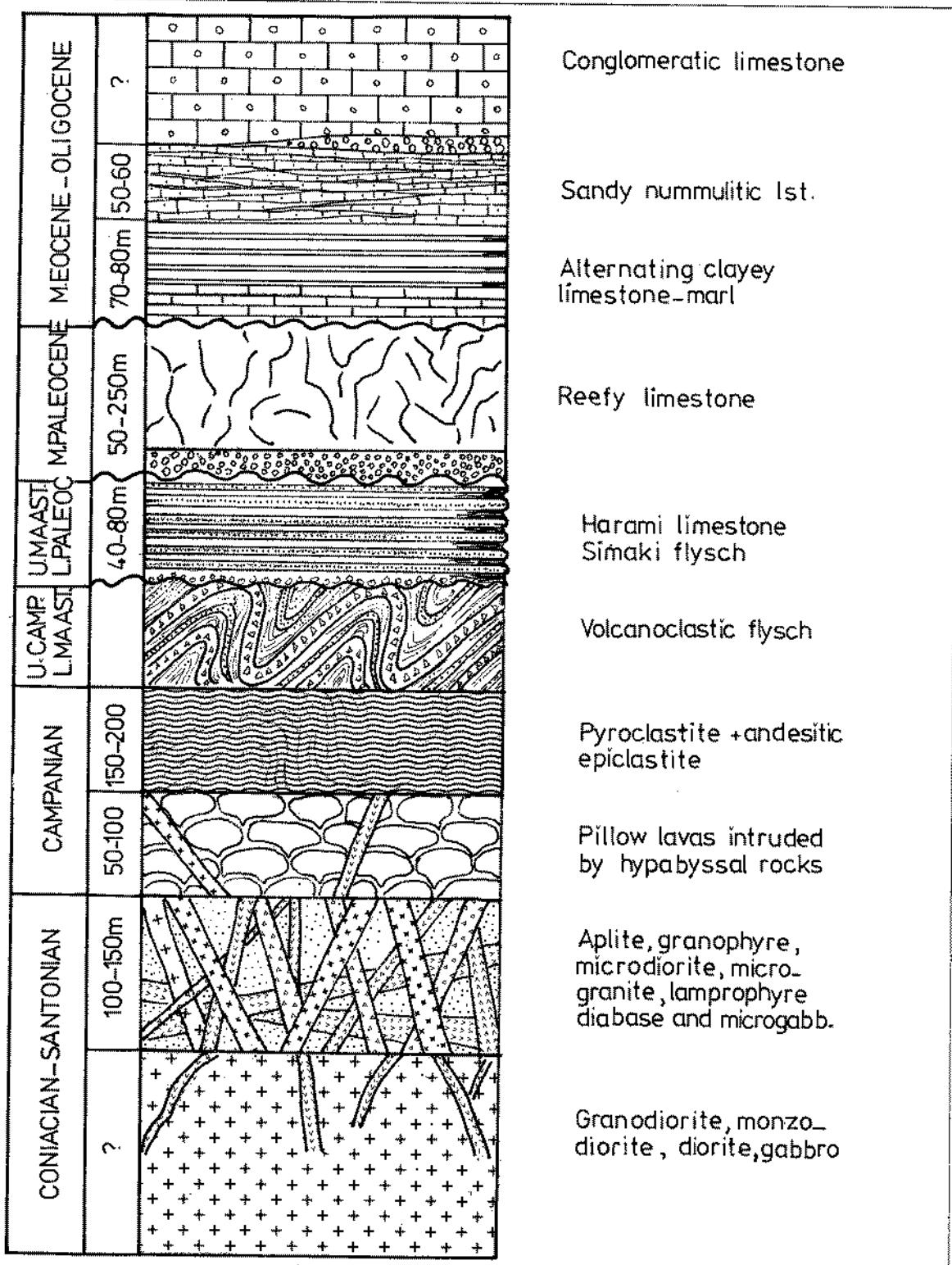


Figure 13: Generalised columnar section of the Baskil magmatic rocks and the sedimentary cover rocks.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

To the West of Baskil, the youngest Kırkçeçit Molasse levels are overthrust by the Baskil arc magmatic and Keban metamorphic rocks. Finally, additional shortening took place by thrusting of the Keban Platform rocks (northern Tethyan active continental margin) over the Pütürge massif (basement of the southern passive continental margin) between Malatya and Maraş in Miocene-Pliocene time, probably related to the initiation of the compressional segment of the East Anatolian Transform Fault.

9. TECTONIC EVOLUTION

Although the Eastern Taurus belt at the Keban and Arabian microplate boundary has well-exposed field evidence typical of a classic collision belt, the geodynamic interpretation of southeastern Turkey has been conflicting and controversial. Various models have been suggested to explain the tectonic evolution of the Eastern Taurus (Smith, 1971; Dewey et al., 1973; Ricou et al., 1975; Bij Duval et al., 1977; Şengör & Yilmaz, 1981; Özkaray, 1982; Delaune-Mayere et al., 1983; Michard et al., 1984; Yazgan, 1984).

On the basis of the above well-documented field evidence from the Malatya-Elazığ area, we will discuss interpretations of the Eastern Taurus tectonic evolution.

9.1. Upper Triassic Aborted Rifting or Continuous Spreading

In the Eastern Taurus, the southern branch of the Neotethys had started to spread during Late Triassic and throughout Jurassic and Lower Cretaceous. Oceanic spreading operated up to the initial imbrication of oceanic lithosphere which migrated from north to south between 104 Ma and 88 Ma (Michard et al. 1984). Spreading was still active and the southern ophiolites of Troodos, Hatay and Antalya are the youngest formed around 80 Ma (Delaloye et al., 1979; Delaloye et al., 1980; Montigny et al., 1983). A K-Ar isochron age of 75 Ma has been interpreted as representing the age of ophiolitic emplacement (Delaloye & Desmet, 1979). The Upper Triassic rifting has been unanimously accepted by different authors (Dewey et al., 1973; Bij Duval et al., 1977; Perinçek, 1980; Şengör & Yilmaz, 1981; Şengör, 1984; Şengör et al., 1984; De-

laune-Mayer et al., 1983; Michard et al., 1984; Yazgan, 1984).

Altiner (1989) gives another tectonic interpretation on the basis of the chronostratigraphic and lithostratigraphic studies of the Mesozoic Platform Margin sequences found as allachthonous units in the Kastel basin near Hazro. He emphasizes the aborted nature of the Upper Triassic oceanic opening of the Mésogée which was extinguished shortly after starting. Garfunkel & Derin (1984) describe similar evidence for the aborted Late Triassic rifting in the Levant area in Israel.

A significant change in the direction of motion of Eurasia relative to Africa occurred when the Central Atlantic began to open at 173 Ma (Livermore & Smith, 1984) or when North America was detached from Africa 180 Ma ago (Patriat et al., 1982). Whatever the cause, in the Middle Jurassic or in the latest Early Jurassic, there was a recorded relative motion of Africa which was probably responsible for the Mesozoic Tethys rifting. Furthermore, in the Alpine Belt, the oldest ophiolite sequences and widespread subsidence event, which are of Middle Jurassic age, mark the beginning of spreading (Channel et al., 1979). D'Argenio (1976) considers the oceanic rifting to be Liassic in age resulting in accelerated rates of continental margin subsidence. It should be assumed that continental rifting resulted as part of a continuous process which could be diachronous westwards in the Mesozoic Tethys. The earlier continental rifting appears to have propagated from East to West reaching Greece in Early Triassic (Scandone, 1975) and Sicily in Middle Triassic times (Catalano & D'Argenio, 1978).

The distribution of the K-Ar isotopic ages in the whole rocks and on hornblende separates yielded 150-110 Ma in the Hatay ophiolite (Late Jurassic-Early Cretaceous) (Delaloye et al., 1979). These ages are very consistent with the palaeontological datation of the pelagic sediments overlying the ophiolitic assemblage of Koçalı (Mantis, 1971; Fontaine, 1981; Altiner, 1989). Igneous ages of the Hellenic-Dinaric ophiolites are in the range of 180-160 Ma and were most probably generated at an oceanic spreading centre in the Latest Early Jurassic and Middle Jurassic.

In the western sector of the Bitlis metamorphic belt, near Dol village, Perinçek (1980) presents a metamorphosed Upper Triassic sequence with cherts, marbles and interbedded alkaline mafic volcanics representing the beginning of the oceanic rifting of the south branch of the Neotethys. North of the Bitlis metamorphic belt, Göncüoğlu & Turhan (1984) described an Upper Triassic volcano-sedimentary unit which could be put forward as an evidence of the Neotethys oceanic rifting further to the north. In the aborted rifting model, Altiner (1989), did not point out the palaeogeographic position of his platform margin sequence relative to the passive continental margin. Hence a gradually southward subsiding platform margin model may explain this conflicting view, or at the beginning of the continental rifting an asymmetrical leaky transcurrent fault could be suggested.

In the context of extensional tectonics (Wernicke, 1985), the distal zone (Fig. 14) presents an evident topographic culmination which is recorded by the Mardin-Hazro (uplift) emergence on the Arabian Platform from the Upper Triassic to the Barremian (Fig. 4) which could begin from the latest Early Triassic.

9.2. The Spreading Model of the Southern Branch of the Neotethys

Sengör (1979) and Sengör & Yilmaz (1981) consider the southern branch of the Neotethys as a back-arc spreading basin due to Triassic-Early Jurassic subduction of the Paleo-tethys beneath Gondwanaland.

Michard et al. (1984) suggest that the Ispendere-Kömürhan ophiolitic suture zone, which separates the Keban Platform from the Pütürge-Bitlis Metamorphic Belt, was either a back-arc basin generated by Late-Cretaceous southward subduction of a single Mesozoic

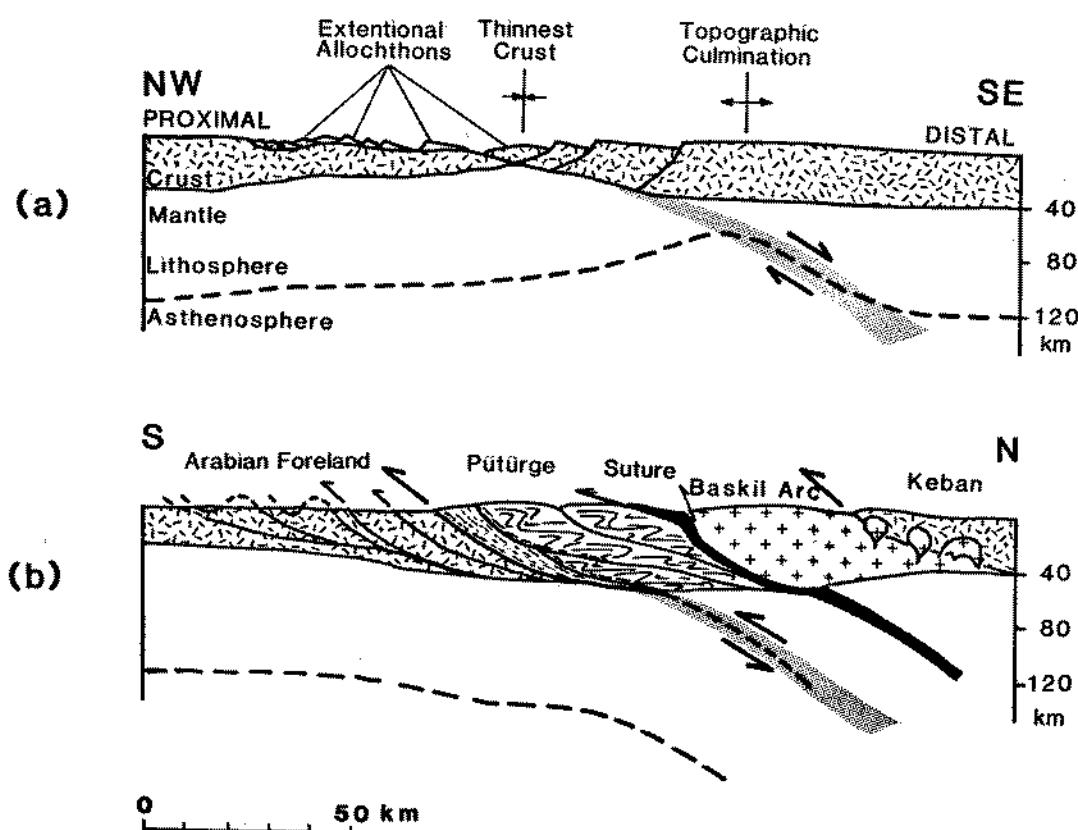


Figure 14: Hypothetical intracrustal shear of the entire lithosphere: a) uniform-sense low-angle normal shear zone (Wernicke, 1985), b) uniform-sense reverse shear zone (Bird, 1978 and this work).

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

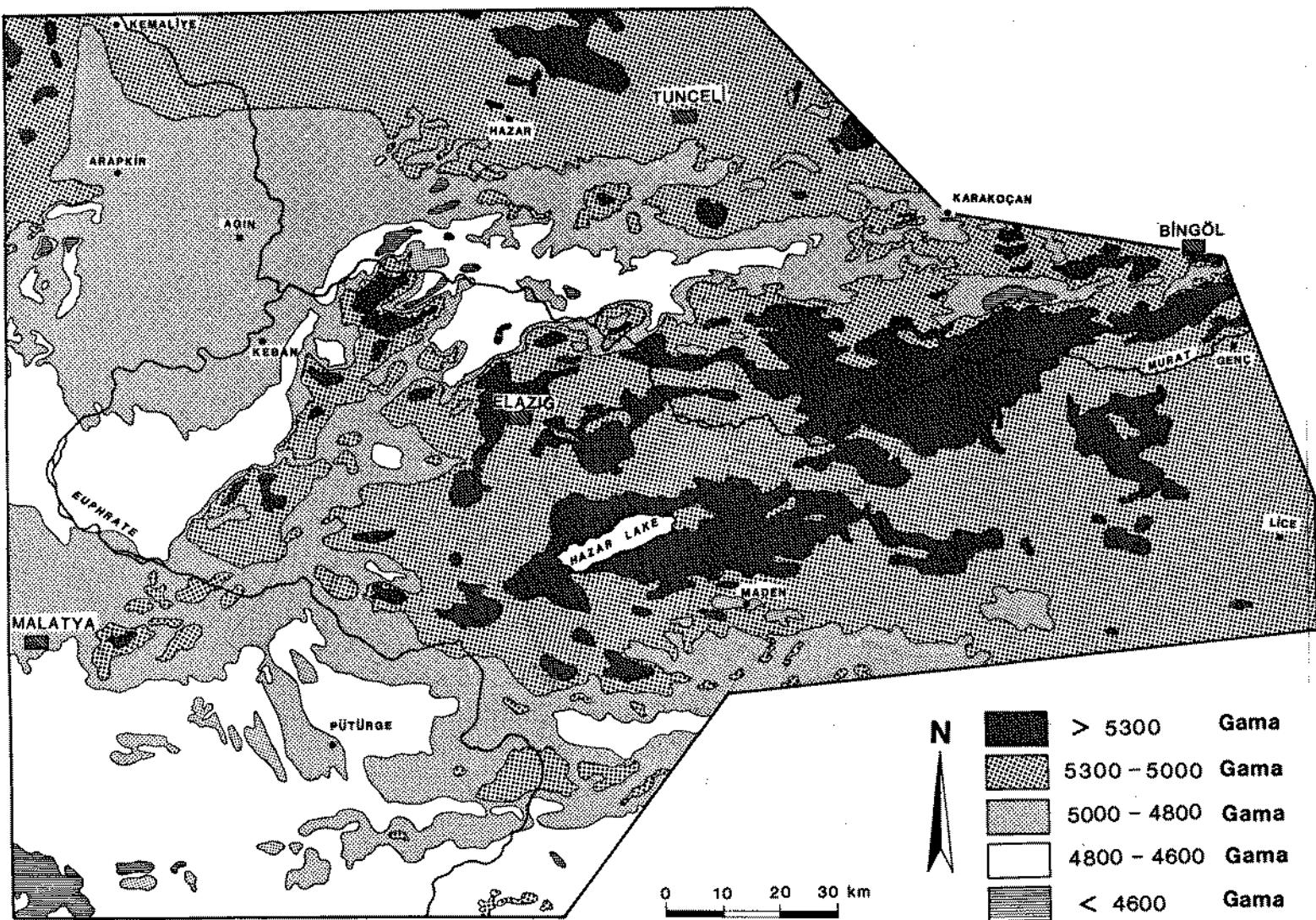


Figure 15: Regional aero-magnetic anomalies map of the Eastern Taurus, Malatya-Bingöl area.

Tethys of the North Anatolian Suture zone (Model 1), or a purely extensive basin approximately coeval with the southern branch of the Mesozoic Tethys, represented by the Güleman and Koçali ophiolites south of the Pütürge-Bitlis Metamorphic Belt (Model 2). Both models face a number of major difficulties. Principally, in island arc systems, back-arc extension seems to post-date the initiation of arc magmatism (Toksöz & Hsui, 1978), while Baskil calc-alkaline magmatism post-dates the İspendere-Kömürhan ophiolites according to field relations and K-Ar radiometric data.

Özkaya (1982) assumed that the ophiolites of southeastern Turkey are of Late Cretaceous age (80 Ma). This assumption does not fit either with oceanic deposits of Lower Cretaceous or even Uppermost Jurassic age which overlie the ophiolitic sequences (Fig. 4), nor with a NW-SE spreading axis related to the leaky transcurrent fault ophiolites, since the Triassic extension shows a common structural trend of N 70°E representing the direction of spreading in the Antalya, Pozanti-Karsanti, Hatay and Troodos ophiolites (Juteau et al., 1977; Çakır, 1978 and Michard et al., 1984).

Aktaş & Robertson (1984) favor northward dipping subduction from an oceanic basin located to the south of the Pütürge-Bitlis Belt. This seems to be unlikely owing to the ophiolitic obduction mechanism over the arc-trench gap onto the active continental margin. It is also evident from the magnetic anomaly map (Fig. 15) that there is no conspicuous magnetic anomaly between the Pütürge-Bitlis Belt and the Arabian Platform. On the other hand, an important magnetic anomaly zone does exist to the north of this Belt which is consistent with the observed field evidence.

The İspendere-Kömürhan-Güleman ophiolitic zone which separates the Keban Platform from the Pütürge-Bitlis Belt seems to be the most likely position for the southern branch of the Neotethys suture zone between the Keban and Arabian plates (Fig. 16).

9.3. Oceanic Imbrication and Baskil Arc-Magmatism

The South Tethys oceanization had started by Late Liassic time, according to radiometric age constraints (Spray et al., 1984) and mag-

netic anomalies data (Patriat et al., 1982). The extensional regime changed over to compression, presumably starting during the late Early Cretaceous. The rate of convergence increased remarkably from 2 cm to 4 cm per year with a change of direction towards NE in relative plate motion of Africa with respect to Eurasia between 110-85 Ma (Michard, 1987). The oceanic crust was subjected to preobduction shearing and metamorphism of the ophiolites soles between 104-97 Ma (Thuijzer et al., 1981), 104-88 Ma (Michard et al., 1984). This change of direction has also been recorded by magnetic anomalies data between 110-83 Ma (Patriat et al., 1982) with a first change of direction between 119-95 Ma, and a second between 95-83 Ma (Livermore & Smith, 1984). No Turonian or younger sediments have been documented from the oceanic assemblage according to Altiner (1989). This fact could be due to the initial imbrication of oceanic lithosphere approximately 94 Ma ago having affected the sedimentation.

The field observations, K-Ar radiometric dating of Baskil batholith between 85-76 Ma and the Late Turonian-Early Campanian palaeontological data of the Killan Imbricate Unit favor northward subduction of the southern branch of Neotethys beneath Keban Platform during Late Cretaceous time. The rate of convergence decreased from 4 cm to 2 cm per year and the African Plate motion orientated towards N-NE.

9.4. Pre-Collisional Ophiolite Obduction

The complex tectogenesis of an arc-continent or continent-continent collision involves closure of an oceanic basin by subduction and possibly obduction processes. When the entire oceanic crust has been consumed, the passive continental margin begins to collide with the opposite active margin during the main arc-continent collision phase, when the earlier obducted ophiolitic thrust sheets advance further to the foreland by the uplift of the passive continental margin. The late-collisional phase is accompanied by shortening and thickening of the continental crust.

Evidence for the ophiolitic emplacement onto the southern passive continental margin of Arabia, as a result of the Arabia-Eurasia convergence between 95-75 Ma, is found from

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

Eastern Taurus down to Oman (Ricou, 1971; Michard, 1987). The age of the ophiolite obduction is assumed to be Campanian, approximately contemporaneous with the deformation and metamorphism of the Pütürge massif. Some K-Ar dates are older than the Campanian which may suggest either precollisional or diachronous ophiolitic emplacement between 85-77 Ma (Table I).

9.5. Arc-Continent Collision and Main Eastern Taurus Orogenesis

The main phase of deformation, metamorphism, uplift of the continental margins and flysch deposition occurred during Late-Campanian-Early Maastrichtian in Eastern Taurus when the entire oceanic crust was already consumed by Baskil subduction to the north and ophiolite obduction to the south. At that time the Arabian passive continental margin began to collide with the Keban active margin.

The following factors are considered in the timing of orogenic events and magmatic arc-continent collision in the Eastern Taurus:

1. Oceanic magnetic anomalies data suggest that the northward movement of the Arabian Plate decreased dramatically in the period 70-48 Ma (Late Campanian to Early Eocene, Livermore & Smith, 1984), or even earlier at about 80 Ma (Patriat et al., 1982; Michard, 1987). Some K-Ar radiometric ages of the Pütürge metamorphic massif are older (85 ± 1.2 , 72.5 ± 2 Ma, Table I), which may actually suggest compressional tectonics and ophiolite emplacement as early as the Coniacian.

2. Spread of mica ages of the Pütürge massif between 74 ± 2 and 47 ± 2 may suggest a pronounced pressure drop to normal greenschist facies conditions (Hunziker, 1986) that have to be interpreted as cooling and uplift ages of the metamorphosed passive continental margin due to arc-continent collision. The thickened crust of the passive margin heats up due to ophiolitic emplacement and intracrustal slicing and shortening prior to or during the collision. Then the thickened and obducted continental margin becomes unstable, probably suffering tectonic denudation, and may be separated from the deepest lithosphere, which leads to a rapid isostatic uplift (Murrell, 1986).

3. Baskil arc magmatic activities ceased when the oceanic crust between the Keban and Arabian Plate was totally consumed during the Campanian. At the end of the Campanian, the convergence was blocked due to the Baskil arc-continent collision. The interruption of the arc activity, sudden decrease of the relative plate motion and the blocking events resulted in the main orogenic period of the Eastern Taurus.

4. The foredeep orogenic Kastel Basin may indicate a compressive regime during the Late Campanian-Early Maastrichtian as well as the flysch basin which developed over the İspendere-Kömürhan suture zone and Baskil arc magmatic rocks.

5. Uplift of the passive continental margin involves the detachment of the initially emplaced ophiolitic nappes from their metamorphosed basement. The ophiolitic thrust sheets moved further away towards the foreland into the foredeep basin together with the continental rise deposits which have been scraped off, from the metamorphic continental margin (Pütürge massif), in front of the advancing ophiolitic nappes to finally reach the Kastel Basin by gravity sliding. Thus, the ophiolite emplacement onto the northern Arabian Margin corresponds to closure of Neotethys during the Campanian and even before, but uplift of the Pütürge massif and further gravity sliding of the ophiolites correspond to the arc-continent collision.

6. The Upper Maastrichtian transgressive sediments everywhere cover the ophiolitic nappes previously emplaced onto the Arabian Foreland and the Pütürge-Bitlis massifs, the metamorphic and structural features of the Pütürge-Bitlis massifs and, finally, the uplifted and eroded Baskil magmatic arc and İspendere-Kömürhan-Güleman suture zone rocks.

9.6. A-Type Subduction

Although B-subduction related to arc-type magmatism may stop after the arc-continent collision, the convergent system is likely to continue to operate and lithospheric shortening must be accommodated by intracrustal thrusting and thickening, eventually by detachment of the lower continental crust from the upper mantle. Arc-continent collision is often followed by ductile, then brittle shear

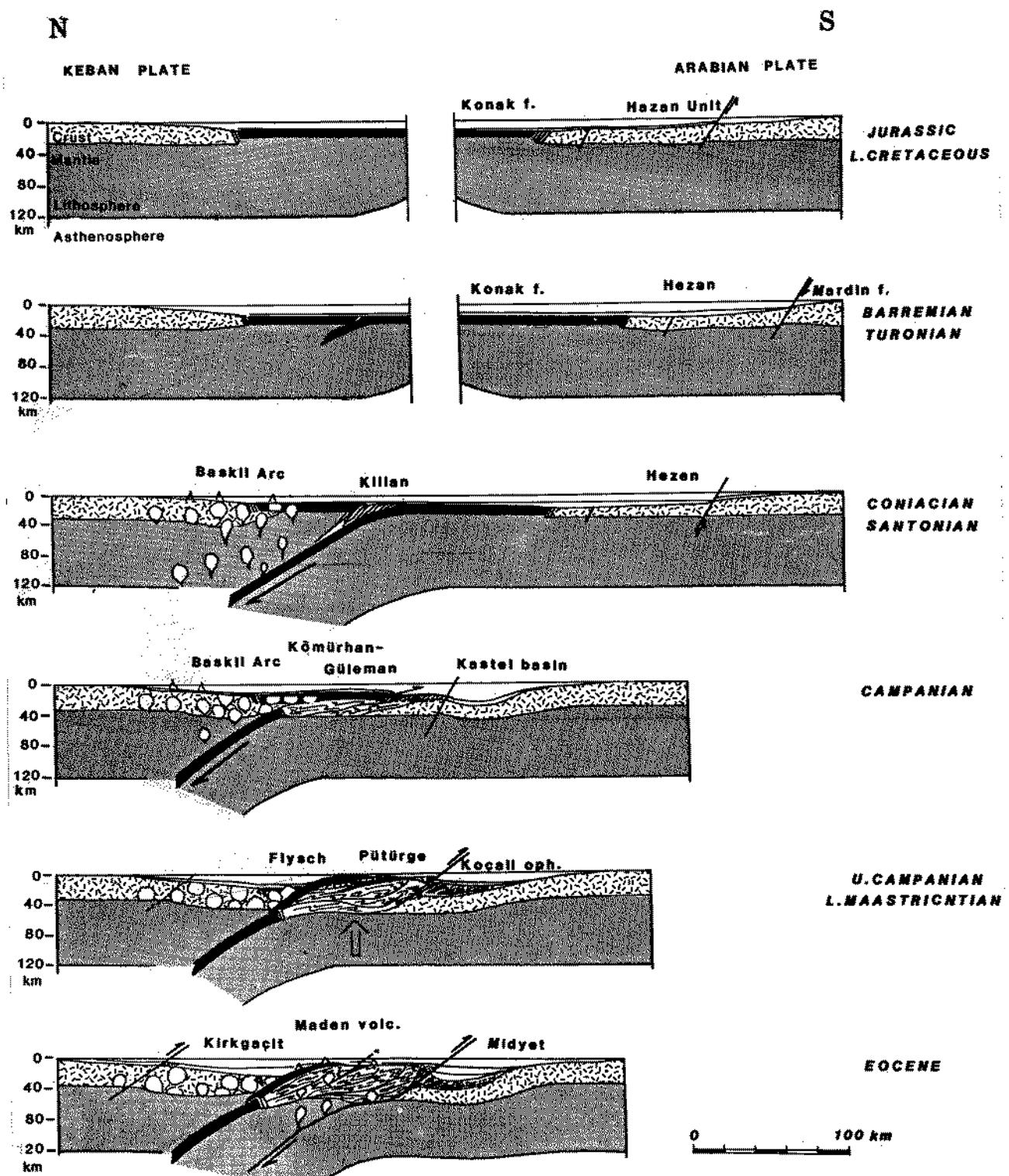


Figure 16: A plate tectonic reconstruction for the south branch of the Neotethys ocean and arc-continent collision.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

displacements parallel to the collisional plate boundary toward the passive continental margin side beneath the advancing ophiolitic nappes (Shackleton, 1986).

Chatelain et al. (1980) postulated continental subduction in the Hindu-Kush. The amount of subducted continental lithosphere could be around 750 km since continental subduction began 40-50 Ma ago. Maitauer (1986) proposed that there was intracontinental subduction without any oceanic stage along the MCT in the Himalayas.

Bird (1978) proposed a tectonic process which involves a delamination model to explain duplication of the continental crust under Tibet, consisting of separation of the upper buoyant crust from the denser lower crust and, eventually, from the upper mantle which may continue to be subducted. Such an intracontinental subduction, called A-type subduction, evolves during or after collision.

A-subduction is described as collisional and post-collisional ensialic thrusting event without oceanic or trench sediments in the thrust fault which cannot be described as a suture zone as it is observed in the Himalayas (MCT and MBT) or in the Pütürge-Bitlis Thrust Fault (PBTF). On account of small ophiolitic lenses found in the PBTF, we would call it a "pseudosuture" zone.

Following the closure of the southern arm of Neotethys along the İspendere-Körümürhan-Güleman suture zone, in a similar way to the MMT in the Himalayas, tectonic activities moved southwards to the PBTF during the Upper Maastrichtian-Lower Eocene. In this model, the Killan Imbricate Unit and associated ophiolitic and volcanic rocks could be a true subduction complex (accretionary wedge) formed above a northward dipping subduction zone, and the Simaki "flysch" would represent late-collisional fore-arc basin sediments. Then the Middle Eocene Maden volcanism would have to be related to the deep-seated uniform-sense, reverse shear fault penetrating probably into the upper mantle, due to further intracontinental convergence.

In this model, any Palaeogene volcanism would not be related to continuing subduction as proposed by Aktaş & Robertson (1984). Observed palaeogeographic setting, along to the

PBTF, excludes the possibility of short-lived pull-apart basins related to major strike-slip faulting (Riou et al., 1981; Aktaş & Robertson, 1984). Consequently, this tectonic setting would be consistent with the complex and hybrid chemistry of the Maden volcanic rocks which were derived by partial melting of the uppermantle with contamination by the continental crust (Riou et al., 1981; Aktaş & Robertson, 1984).

The presented scenario satisfies entirely the requirements of field observations, organization of the different tectonic units and chemistry of the Maden volcanic rocks. It seems that an important part of the continental lithosphere has disappeared by continental subduction, thickening and lateral expulsion along strike-slip faulting in Eastern Anatolia, since the arc-continent collision occurred as it has been proposed for the Himalayan Belt (Molnar & Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1981).

As a general remark, we can note that Eastern Taurus would offer two types of intracrustal displacement shear with associated volcanism. The first one is found in an intracontinental, then suboceanic, rifting environment during extensional tectonics and continental thinning along uniform-sense low-angle normal shear zone (Kröner, 1983; Wernicke, 1985; Beach, 1986) (Fig. 14 a); the second one is found in orogenic belts dominated by a compressional tectonic regime resulting in intracrustal thrusting on the deformed passive continental margin along uniform-sense, reverse shear zone (Bird, 1978) (Fig. 14 b).

9.7. Late-Collisional Tectonic Phase

The main compressive orogenic event of the Late Campanian-Early Maastrichtian appears to show down with the Late Maastrichtian transgression and probably with the initiation of the metamorphosed continental margin thrusting over the unmetamorphosed platform. This late-stage crustal thrusting could be explained by a new tectonic regime involving a cyclic sedimentation up to the late Early Eocene. This tectonic period is recorded by flysch-like or transitional deposits onto the Arabian foreland as well as onto the suture zone (Simaki Formation). The Middle

Eocene is everywhere of post-orogenic tensional character. The shelf carbonates of the Midyat Formation covered the Arabian Foreland, the Maden volcanism and associated shallow (or moderately deep) water sediments were deposited on the Pütürge and Bitlis massifs, and the molasse-like Kırkgeçit Formation covered the back-arc region during this post-orogenic phase.

The late-collisional event on the Arabian Foreland determined the Pütürge-Bitlis Belt thrusting over the Upper Miocene flysch-like Lice Formation which unconformably overlies the Midyat Formation. This late-collisional tectonic phase is related to a small change in the Arabian Plate motion in the beginning of the Pliocene probably initiated by seafloor spreading in the Red Sea (Coleman & McGuire, 1988). This late intracrustal shortening was initiated along the PBTF and accompanied by foreland deformation characterized by repeated reverse faults and imbrications up to 20-30 km wide from the PBTF and by more distant, large wavelength upright folds. In this part of the Arabian foreland evidence of convergent strain is visible as far as two hundred km from the PBTF (Fig. 2).

It has been proposed by McKenzie (1972), Dewey & Şengör (1979) and Şengör & Kidd (1979) that this convergence was taken up partly by thrusting and partly by lateral westwards expulsion of the Anatolian Plate bounded by strike-slip faults along the North and East Anatolian Transform Faults. As a result of this late-collisional event the thickening of the crust in the East-Anatolian Convergent Zone reached about 52 km (Dewey et al., 1986).

The post-Upper Miocene intracrustal thrusting was considered as an oceanic closure and suturing by Şengör & Kidd (1979), Şengör & Yılmaz (1981), Robertson & Dixon (1984) and Dewey et al. (1986). There is a major problem for this "open-ocean" model until Late Miocene time, namely the absence of any preserved accretionary wedge deposits of Upper Cretaceous-Paleogene age between the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs and the structurally underlying Arabian Platform. It should be noted that the ophiolitic *mélange*

or oceanic crust materials are lacking in this pseudosuture zone, except for overthrusting ophiolitic rocks which have been involved in the overfolded frontal structure as small lenses (Fig. 2). Furthermore, in most part of the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs, the original structural position of the Güleman ophiolitic rocks are on the thrusted Pütürge-Bitlis crystalline rocks, especially in Gevaş, Mutki, Girbelek Dağı and Güleman areas, as a result of the Upper Cretaceous obduction. The same ophiolitic complex was subsequently emplaced onto the Maden Unit and as part of large thrust sheets during the post-Middle Eocene, probably Late Miocene-Pliocene tectonic phase.

The innermost Bitlis metamorphic massif and northern adjacent Güleman ophiolitic rocks are steepened, uplifted and even overturned in the late *rétrocharriage* stage related to compressional tectonics of the Eastern Taurus Belt (Çağlayan et al., 1984). The Arabian crustal stacking wedge is bounded in the N by left-lateral East Anatolian Transform Fault which is still active. The horizontal offset along this fault amounts to 22 km in a sinistral sense (Dewey et al., 1986) 15 km SW of Lake Hazar along the Euphrates River (Fig. 2).

Along this fault, there is a major locking segment between Maraş and Çelikhan to the S of Malatya for a distance of about 160 km (Dewey et al., 1986), where the EATF has roughly a E-W trending direction. North of this segment, a large uplifted area appears within the thrusted and repeatedly imbricated Malatya-Keban metamorphic platform sediments, Maden volcanic rocks and Pütürge metamorphic massif. This uplifted structure of the Çelikhan-Sincik area explained by progressive steepening of thrust faults due to this compressional segment of the EATF south of Malatya (Fig. 2).

10. CONCLUSIONS

The Eastern Taurus realm in Turkey may be mainly subdivided into three major tectonic units, namely: 1) the Keban active continental margin, Baskil batholith and their Upper Maastrichtian-Lower Miocene sedimentary cover; 2) the oceanic thrust sheets of the İspendere-Kömürhan-Güleman suture

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

zone and their accretionary wedge deposits, and the southmost Koçali ophiolitic *mélange* with associated oceanic type pelagic and passive continental slope deposits emplaced into the Arabian foredeep basin; 3) the Arabian Parautochthon and Autochthon comprising the Pütürge-Bitlis metamorphic massifs which probably formed the northernmost margin of the Arabian Plate, and the imbricated and folded Arabian Platform itself (i.e. the Autochthonous Foreland).

These three major units have been involved in a polyphase tectonic evolution: 1) The pre-collisional phase includes intraoceanic imbrication (Cenomanian-Turonian), northward subduction of the south Tethyan oceanic crust below the Keban Platform margin having resulted in the Baskil arc-magmatism (Coniacian-Santonian) and ophiolitic obduction over the Arabian Platform (Campanian). 2) The main collisional orogenic phase consists of arc-continent collision, uplifting of the passive continental margin with its metamorphosed basement, and gravity sliding of the ophiolitic thrust sheets into a foredeep basin (Late Campanian-Early Maastrichtian); this compressional tectonic phase lasted up to the Middle Eocene. 3) The post and late collisional phase includes the Maden volcanism related to A-type subduction (Middle Eocene), overthrusting of the Pütürge-Bitlis massifs onto the unmetamorphosed Arabian Platform (post-Late Miocene) and imbrication and folding of this platform (Pliocene-Recent).

The pre-, syn- and post-late collisional tectono-metamorphic events, thus, migrated from N to S and were accompanied by appropriate sedimentation, folding, unconformities, magmatism and metamorphism. The main heat source for the metamorphism of the passive continental margin may be found laterally in the above subduction zone fore-arc type ophiolites heated up by arc magmatic activities shortly prior to the emplacement of ophiolitic nappes.

Two stages of ophiolitic emplacement are suggested on the basis of field observations and radiometric dating: I) Compressional obduction accompanied by tectonism and metamorphism over the passive continental mar-

gin (Campanian); II) Gravity sliding reaching the most southerly position in the Arabian Foreland during arc-continent collision and subsequent uplift of the passive continental margin (Late Campanian-Early Maastrichtian).

Field observations and high regional positive magnetic anomaly values associated with İspendere-Kömürhan-Güleman ophiolitic rocks locate the south Neotethys suture zone to the south of Baskil batholith and to the north of Pütürge-Bitlis metamorphic belt.

The Coniacian-Santonian building of the Baskil magmatic arc in the active continental margin, Upper Cretaceous overthrusting, Eocene intracrustal subduction and crustal stacking wedge affecting the northern margin of the Arabian Plate caused the thickening of the continental crust of the Eastern Taurus.

The tectonic history of Eastern Taurus differs from that of Western Taurus by many geological features. Both segments were involved in a strike-slip collision process during Upper Cretaceous-Middle Eocene along the Ecemis Sinistral Fault Belt as assumed by Ricou & Siddans (1986) in the Western Alps, and by Şengör (1987) for SE Asian terranes. Stratigraphic, palaeontological and structural data indicate that the Ecemis Fault Belt (Ecemis Corridor) obtained its major strike-slip character before the Lutetian (Yetiş, 1984). The overall NE-SW trend of the major tectonic units owing to NNE-SSW sinistral strike-slip displacement along the Ecemis Corridor allowed the Arabian Plate to approach Eurasia independently probably after the first compressional phase (Cenomanian-Turonian) and up to Lutetian when the Arabia collided Eurasia. Our present attempt remains hypothetical in resolving this major tectonic problem until further field evidences and accurate palinspastic reconstructions are presented.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are most grateful to A. Michard, R. Hall, Th. Juteau, H. Whitechurch, L.E. Ricou, R. Montigny, E. Bingöl, M. Şengün, C. Göncüoğlu and J. Asutay for numerous discussions and fieldtrips on the geology of SE

Türkiye. Support from University of Geneva facilitated the realization of this work. We thank Prof. A. Michard, Dr. R. Hall and Dr. A. Okay for critically reviewing the manuscript and for suggesting very valuable improvements.

Manuscript received: 20.11.1990

Revised manuscript received: 27.6.1991

REFERENCES

- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984. "The Maden complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin". In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 375-402.
- Alabaster, T., Pearce, J.A. and Malpas, J., 1982. "The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex". *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, 168-183.
- Altiner, D. 1989. "An Example for the tectonic evolution of the Arabian Platform margin (SE Anatolia) during Mesozoic and some criticisms of the previously suggested models." In: Şengör, A.M.C.(eds), *Tectonic Evolution of Tethyan Regions*, Kluwer Academic Publishers, 117-129.
- Asutay, H.J., 1987. "Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi". MTA, Bull. Ankara, 107, 49-72.
- Avşar, N., 1983. "Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar". Thesis, Fen Bilim Enst, Fırat Univ. Elazığ (unpubl. in Turkish).
- Baştıç, M.C., 1976. "Bitlis napının stratigrafisi ve Güneydoğu Anadolu sütür zonunun evrimi". *Yeryuvarı ve İnsan*, Ankara, 1/3, 55-61.
- Beach, A., 1986. "A deep seismic reflection profile across the northern North Sea". *Nature*, 323, 53-55.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and L. Epichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine System". In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds). *Structural History of the Mediterranean basins*. Editions Tech-nip, Paris, 143-164.
- Bingöl, A.F., 1984. "Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds). *Geology of the Taurus Belt*, MTA, Ankara, 209-216.
- Bird, P. 1978. "Initiation of intracontinental subduction in the Himalayas". *J. geophys. Res.* 83, 4975-87.
- Bordet, P., Colchen, M., Le Fort, P. and Pecher, A., 1981. "The Geodynamic evolution of the Himalaya-ten years of research in Central Nepal Himilaya and some other regions". In: Gupta, H.K. and Delany, F.M. (eds) *Zagros, Hindu kush, Himalaya Geodynamic evolution*, 149-168. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Boudier, F., Bouchez, J.L., Nicolas, A., Canat, M., Ceuleneer, G., Misseri M. and Montigny, R., 1985. "Kine-matics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite; model of plate convergence". *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 75, 215-222.
- Burg, J.P. and Chen, G.M., 1984. "Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China". *Nature*, 311, 219-223.
- Çağlayan, M.A., Dağer, Z., Erkanol D., İnal, R.N., Sevin, M. and Şengün, M., 1983. "Mesozoic rock units of Bitlis massif and correlation with that of Arabian platform". 37th sci. and tech. Congr. Geol. Soc. Turkey, Abstract, 64-65.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, a., 1984. "Structural setting of Bitlis Massif". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds). *Geology of the Taurus belt*, MTA, Ankara, 245-254.
- Çakır, Ü., 1978. *Pétrologie du massif ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus cili-cien, Turquie): "Etude de la partie Centrale"*. Ph. D. Thesis, Univ. Louis Pasteur, Inst. Géol. Strasbourg.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

- Catalano, R. and D'Argenio, B., 1978. "Facies analysis and palaeogeography in Western Sicily". *Geol. Rome*, 17, 145-159.
- Channel, J.E.T., D'Argenio, B. and Horvath, F., 1979. "Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography". *Earth Sci. Rev.*, 15, 213-292.
- Chatelain, J.L., Roecker, S., Hatzfeld, D. and MOLNAR, P., 1980. "Micro earthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications". *J. geophys. Res.*, 85, 1365-1387.
- Coleman, R.G. and McGuire, A.W., 1988. "Magma systems related to the Red Sea opening". *Tectonophysics*, 150, 77-100.
- Coward, M.P., Jan, M.Q., Rex, D., Tarney, J., Thirlwall, M. and Windley, B.F., 1982. "Geotectonic framework of the Himalaya of N Pakistan". *J. geol. Soc. London*, 139, 299-308.
- Coward, M.P., Windley, B.F., Broughton, R.D., Luff, I.W., Petterson, M.G., Pudsey, C.J., Rex, D.C. and Asif Khan, M., 1986. "Collision Tectonics in the NW Himalayas". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision tectonics*. Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 203-219.
- D'Argenio, B., 1976. "Le piattaforme carbonatiche Periadriatiche una rassegna di problemi nel quadro geodinamico Mesozoico dell'area Mediterranea". *Mem. Soc. geol. Ital.*, 13, 1-28.
- Delaloye, M. and Desmet, A., 1979. "Nouvelles données radiométriques sur les pillows lavas du Troodos". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, 461-464.
- Delaloye, M., De Souza, H., Wagner, J.-J. and Hedley, I., 1979. "Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean". Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus Geol. Surv. Depart. Nicosia, 292-295.
- Delaloye, M., Desmet, A., Desmons, J., Gagny, Cl. and Rocci, G., 1980. "Geochronological interpretation of the Troodos sheeted dyke complex". *Ophioliti*, 5, 27-34.
- Delalune-Mayere, M., Fontaine, J.M. and Perinçek, D., 1983. "La bordure de la plaque Arabe-Africaine au Mésozoïque en Syrie et en Turquie du Sud-Est: une comparaison". *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, 13, 31-41.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C. III, Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. "Plate tectonics and the evolution of the Alpine System". *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. "Aegean and surrounding regions; complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone". *Bull. geol. Soc. Amer.*, 90, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. "Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 19, 3-36.
- Dunning, G.R. and Krogh, T.E., 1983. "Tightly clustered, precise, U/Pb (zircon) ages of ophiolites from the Newfoundland Appalachians". *Geol. Soc. Amer. Abstracts*, 15, 136 p.
- England, P.C. and Thompson, P.C., 1986. "Some thermal and tectonic model for crustal melting in continental collision zones". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*. Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 83-94.
- Erdoğan, B., 1983. "Characteristic of the Miocene tectonics of SE Anatolia and formation of the Lice basin". 37th sci. and tech Congr. geol. Soc. Turkey, Abstracts, 66-68.
- Fontaine, J.M., 1981. "La plate-forme arabe et sa marge passive au Mésozoïque: l'exemple d'Hazro SE de la Turquie". Thèse 3e cycle, Paris XI, 270 p.
- Gansser, A., 1964. "Geology of the Himalayas". London: Interscience Publishers, 290 p.
- Garfunkel, Z. and DERIN, B., 1984. "Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Eastern Mediterranean". In: Dixon, J.E. and Robbertson, A.H.F. (eds), *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 11-20.

- Gill, J.B., 1976. "Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an inter-arc basin and remnant arc". *Bull. geol. Soc. Amer.*, 87, 1384-1395.
- Goffe, B. 1984. "Le faciès à carpholite-chloritoïde dans la couverture briçonnaise des Alpes ligures: un témoin de l'histoire tectono-métamorphique régionale". *Mem. Soc. geol. Ital.*, 28, 461-479.
- Goffe, B. and Chopin, C., 1986. "High-Pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences". *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, 41-52.
- Göncüoğlu, M.C., 1983. "Metamorphism and age of Muş-Kızılıağac metagranite". *MTA Bull. Ankara*, 99/100.
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1984. "Geology of the Bitlis Metamorphic Belt". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), *Geology of the Taurus belt*. MTA, Ankara, 237-244.
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1985. "Bitlis metamorfik kuşağı orta bölümünün temel jeolojisi". *MTA Geology Depart. Arch.*, no 234-A.
- Hall, R., 1974. "The structure and petrology of an ophiolitic mélange near Mutki, Bitlis Province, Turkey". Ph. D. Thesis Univ. London.
- Hall, R., 1976. "Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey". *Bull. geol. Soc. Amer.*, 87, 1078-1088.
- Hall, R. 1980. "Unmixing a mélange: the petrology and history of a disrupted and metamorphosed ophiolite, SE Turkey". *J. geol. Soc. London*, 137, 195-206.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. "Geochemical characteristic of collision-zone magmatism". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 67-81.
- Helvacı, C. and Griffin, W.L., 1984. "Rb-Sr geochronology of the Bitlis massif, Avnik (Bingöl) area, SE Turkey". In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 403-413.
- Hempton, M.R., 1982. "Structure of the northern margin of the Bitlis suture zone near Sivrice, southeastern Turkey". Unpubl. Ph.D. thesis, State Univ. Of New York, Albany, U.S.A.
- Hempton, M.R., 1984. "Results of detailed mapping near Lake Hazar, Eastern Taurus Mountains". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), *Geology of the Taurus Belt*, MTA, Ankara, 223-228.
- Hunziker, J.C., 1986. "The Alps: a case of multiple collision". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 221-227.
- Jameison, R.A., 1986. "P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites". *J. Metamorphic Geol.*, 4, 3-22.
- Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C. ad Bouchez, J.L., 1977. "Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge". *Bull. geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1740-1748.
- Kellog, H.E., 1960. "Stratigraphic report Bitlis-Siirt area. Petroleum district V. Southeast Turkey". Petrol İşleri Genel Md. Ankara Arch. (unpublished).
- Kroner, A., 1983. "Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept". *Mem. geol. Soc. Amer.*, 161, 59-74.
- Laubscher, H.P., 1971. "The large-scale kinematics of the western Alps and the Northern Appennines and its palinspastic implications". *Amer. J. Sci.*, 271, 193-226.
- Le Fort, P., 1973. "Les Leucogranites de l'Himalaya, sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central)". *Bull. Soc. géol. France*, 7, 555-561.
- Le Fort, P., 1975. "Himalayas: the collides range. Present knowledge of the continental arc". *Amer. J. Sci.*, 275, 1-44.
- Le Fort, P., 1981. "Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement". *J. geophys. Res.*, 86, 10545-68.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

- Le Fort, P., 1986. "Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 159-172.
- Leterrier, J., Braud., J. and Le Fort, P., 1980. "Pétrologie du magmatisme paléogène de la suture du Zagros (Iran)". 8e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Marseille. Soc. géol. France (éd) Paris.
- Livermore, R.A. and Smith, A.G., 1984. "Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 1-10.
- Malpas, J.G., 1979. "The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite". Canad. J. Earth Sci., 16, 2086-2101.
- Mantis, M., 1971. "Palaeontological evidence defining the age of the Troodos pillow lava series". Cypriakos Logos, 3, 202-208.
- Mattauer, M., 1975. "Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya". Earth and planet. Sci. Lett., 28, 144-154.
- Mattauer, M., 1986. "Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 37-50.
- McCaig, A., 1983. "P-T conditions during emplacement of the Bay of Island ophiolite complex". Earth and planet. Sci. Lett., 65, 459-473.
- McKenzie, D.P., 1972. "Active tectonics of the Mediterranean Region". Geophys. J.r. astron. Soc., 30, 109-185.
- Michard, A., 1987. "L'obduction". La Recherche, 18, 312-322.
- Michard, A., Bouchez, J.L. and Quazzani-Touhami, M. 1984. "Obduction-related planar and linear fabrics in Oman". J. Struct. Geol., 6, 39-49.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey". In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 361-373.
- Michard, A., Juteau, Th. and Whitechurch, H., 1985. "L'obduction: revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman". Bull. Soc. géol. France, 2, 189-198.
- Molnar, P. and Tappognier, P., 1975. "Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision". Science 189, 419-426.
- Montigny, R., Whitechurch, H. REUBER, I., Thuizat, R. and Juteau, Th., 1983. "K-Ar ages of the Antalya ophiolites (Turkey): Geological implications". Bull. Sci. géol. (Strasbourg), 36, 61-72.
- Murrell, S.A.F., 1986. "Mechanics of tectogenesis in plate collision zones". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 95-111.
- Nicolas, A. Bouchez, J.L., Blaise, J. and Poirier, J.P., 1977. "Geological aspects of deformation in continental shear zones". Tectonophysics, 42, 55-73.
- Özkan, Y.Z. and Öztunalı, Ö., 1984. "Petrology of the magmatic rocks of Güleman ophiolite". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 285-293.
- Özkaya, İ., 1978. "Staratigraphy of the Ergani-Maden region". Türk. Jeol. Kurumu Bül., Turkey, 21, 41-67.
- Özkaya, İ., 1982. "Upper Cretaceous plate rupture and development of leaky transcurrent fault ophiolites in Southeast Turkey". Tectonophysics, 88, 103-106.
- Patriat, Ph., Segoufin, J., Schlich, R., Goslin, J., Auzende, J.M., Beuzart, P., Bonnin, J. and Olivet, J.-L.. 1982. "Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie". Bull. Soc. géol. France, 24, 363-372.
- Pearce, J.A., 1982. "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries". In: Thorpe, R.S. (eds), Andesites, John Wiley and Sons, 525-547.

- Perinçek, D., 1979. "Interrelations of the arab and anatolian plates. Guide book excursion B". First geol. Congr. Middle East. Ankara, 34 p.
- Perinçek, D., 1980. "Volcanics of Triassic age in Bitlis metamorphic rocks". Bull. geol. Soc. Turkey, 23, 201-211.
- Pişkin, Ö., 1972. "Etude minéralogique et pétrographique de la région située à l'est de Çelikhan, Taurus oriental, Turquie". Mém. Dépt. Minéral. Univ. Genève No 3, 152 p.
- Pitcher, W.S., 1983. "Granite: Typology, Geological Environment and Melting Relationships". In: Atherton, M.P. and Gribble, C.D. (eds), Migmatites, Melting and Metamorphism. Shiva Geol. series. Nantwich, 277-285.
- Ricou, L.E., 1971. "Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur". Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 13, 327-349.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. and Marcoux, J., 1975. "L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques". Bull. Soc. géol. France, 17, 1024-1040.
- Ricou, L.E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984. "The Mesozoic organisation of the Taurides: one or several ocean basins ?" In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 17, 349-359.
- Ricou, L.E. and Siddans, A.W.B., 1986. "Collision tectonics in the Western Alps". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds). Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 229-244.
- Rigo De Righi, M. and Cortesini, A., 1964. "Gravity tectonics in the foothills structure belt of southeast Turkey". Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 48, 1911-1937.
- Riou, R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1981. "Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (NW Iran)". J. volc. Research 11, 253-275.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. "Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean". In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds), The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 17, 1-74.
- Royden, L.H., Horvath, F. and Rumpler, J., 1983. "Evolution of the Pannonian Basin system". Tectonics, 2, 69-90.
- Scandone, P. 1975. "Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area". Nature, London, 256, 117-119.
- Searle, M.P., 1983. "Stratigraphy, structure and evolution of the Tibetan-Tethys zone in Zanskar and the Indus suture zone in the Ladakh Himalaya". Trans. R. Soc. Edinb., 73, 205-219.
- Searle, M.P. and Fryer, B.J., 1986. "Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zanskar, Kulu, Lahoul and Kashmir". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 185-201.
- Sengör, A.M.C., 1977. "Post-Miocene tectonic evolution of eastern Turkey: initial stages in the formation of a Tibetan-type high plateau". Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog., 9, 1168-1176.
- Sengör, A.M.C., 1979. "Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications". Nature, London, 279, 590-593.
- Sengör, A.M.C., 1984. "The Cimmeride Orogenic system and the Tectonics of Eurasia". Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 195, 82 p.
- Sengör, A.M.C., 1987. "Tectonics of the tethysides: orogenic collage development in a collisional setting". Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 15, 213-244.
- Sengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. "Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet". Tectonophysics, 55, 361-376.
- Sengör, A.M.C. and Yilmaz, Y., 1981. "Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach". Tectonophysics, 75, 181-241.

Geology and Tectonic Evolution of the S.E. Taurides

- Şengör, A.M.C., Yilmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984. "Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western termination of Palaeo-Tethys". In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 77-112.
- Shackleton, R.M., 1986. "Precambrian collision tectonics in Africa". In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London, 19, 329-349.
- Smith, A.G., 1971. "Alpine deformation and the oceanic areas of Tethys, Mediterranean and Atlantic". Bull. geol. Soc. Amer., 82, 2039-2070.
- Spear, F.S., 1981. "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole". Amer. J. Sci., 281, 697-734.
- Spray, J., 1984. "Possible causes of upper mantle decoupling and ophiolite displacement". In: Gass, I.G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W. (eds), Ophiolites and Oceanic Lithosphere, Spec. Publ. geol. Soc. London, 13, 255-268.
- Spray, J.G., Bebien, J., Rex, D.C. and Rodick, J.C., 1984. "Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites". The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds). Spec. Publ. geol. Soc. London, 17, 77-112.
- Steiger, R.H. and Jager, E., 1977. "Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology". Earth and planet. Sci. Lett., 36, 359-362.
- Stocklin, J., 1980. "Geology of Nepal and its regional frame". J. geol. Soc. London, 137, 1-34.
- Strong, D.F. and Hanmer, S.K., 1981. "The leucogranites of southern Brittany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and frictional melting". Canad. Mineralogist, 19, 163-176.
- Sungurlu, O., 1974. "Geology and Petroleum possibilities of the northern part of Petroleum District VI". Second Petrol. Congr. Turkey Proc., Ankara.
- Thairkheli, R.A.K., 1979. "Geology of Kohistan and adjoining Euroasian and Indo-Pakistan continents, Bull. geol. Univ. Peshawar, Spec. Issue, 13, 1-30.
- Tappognier, P., Mattauer, M.L, Proust, F. and Cassaigneau, C., 1981. "Mesozoic ophiolites, sutures and large scale tectonic movements in Afghanistan". Earth and planet. Sci. Lett., 52, 355-371.
- Thuijzer, R., Whitechurch, H., Montigny, R. and Juteau, T., 1981. "K-Ar dating of some infraophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean: new evidences for oceanic thrustings before obduction". Earth and planet. Sci. Lett., 52, 302-310.
- Toksöz, M.N. and Hsui, J.K., 1978. "Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins". Tectonophysics, 50, 177-196.
- Tuna, D., 1973. "VI. Bölge litostratigrafi birimleri adılamasının açıklayıcı raporu". TPAO report No. 813, Ankara.
- Turan, M., 1984. "Baskil-Aydınlar yöreninin stratigrafisi ve tektoniği". Thesis, Fen Bilim. Enst. Fırat Univ. Elazığ (unpubl. in Turkish).
- Yazgan, E., 1972. "Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la région située au Sud-Est de Malatya et de sa couverture volcanosédimentaire". Thesis, No 1575, Univ. Genève.
- Yazgan, E., 1983. "A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Mountains". Field Guidebook, Excursion 5, International Symposium on Geology of the Taurus Belt, Ankara, 17 p.
- Yazgan, E., 1984. "Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 199-208.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H. and Montigny, R., 1983. "Le Taurus de Malatya (Turquie orientale), élément de la suture sudtéthysienne". Bull. Soc. géol. France, 25, 59-69.

- Yazgan, E., 1987. "Malatya Güneydoğuşunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi". MTA, Geol. Dept. report, Arch., 8272, Ankara (unpubl. in Turkish).
- Yetiş, C., 1984. "New observations on the age of the Ecernis Fault". In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geoolgy of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 159-164.
- Yilmaz, O., Michel, R., Viallette, Y. and Bonhomme, M., 1981. "Réinterprétation des données isotopiques Rb-Sr obtenues sur les métamorphites de la partie méridionale du massif de Bitlis (Turquie)". Bull. Sci. géol. Strasbourg, 34, 59-73.
- Yilmaz, Y., Saroğlu, F. and Güner, Y., 1987. "Initiation of neomagmatism in East Anatolia". Tectonophysics, 134, 177-199.
- Van Bemmelen, R.W., 1972. "Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test-case)". Geol. Mijnb., 51, 548-573.
- Vidal, P., Cocherie, A. and Le Fort, P., 1982. "Geochemical investigations of the origin of the Manaslu Leucogranite (Himalaya, Nepal)". Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 2279-92.
- Wernicke, B., 1985. "Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere". Canad. J. Earth Sci., 22, 108-125.
- Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. and Cann, J.R., 1979. "Geochemistry of basalt drilled in the North Atlantic by IPOD leg 49: Implications for mantle heterogeneity". Earth and planet Sci. Lett., 42, 77-97.

Changing Stress Orientation in Progressive Intracontinental Deformation as Indicated by the Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia)

ALİ KOÇYİĞİT*

ABSTRACT

Neotectonic events have lasted since the Late Mioceoe in the northern part of the Anatolian block. The neotectonic period has been dominated by: (1) fault-controlled continental sedimentatioo, (2) calc-alkaline to aikaline voikanic activity that was coeval with the sedimentation of the Yuva Group, and (3) complex astructural patterns of various young and reactivated older geologic structures such as folds, low-aod high-angle thrust faults, strike-slip faults, normal faults and fault-parallel linear depressiooa. These astructures are ciassified into two major groups: (1) pre-Late Plioceoe astructures, and (2) Late Pliocene-Quaternary astructures. The first group is dominated by NE-trending reactivated thrust faults and thrust-faulted mooclines. These structurea are inherited from the former collisional regime and suggest that an approximately NW-SE- directed cocontractiooai strain prevailed in the Ankara regioo before Late Pliocene. In contrast, the aecood group, consisting mainly of NE-and NW-trending oormal faults, ENE-treeding thrust fuita and folds, reveals an approximately N-S directed contractional atrain operating since the Late Plioceoe in the same area.

Considering both the first and second group of structures, it is proposed that the cocontractional strain orientation in progressive intracontinental deformation has been changed from NW to N-S direction during the eotectonic period. The 1974 Yenimehmetli, 1985 Köşker and 1989 Ankara earthquakes substantiate that thia intracontinental strain is still active and operating in the N-S direction.

ÖZ

Neotektooiik oiaiyar, Anadoiu bioğunun kuzey kesiminde Geç Miyoseo'den beri devam etmektedir. Neotektonik dönem üç ana unsurla belirginlik kazanır. Buniar sırayla fay deoetimli karaaal sedimantasyon, Yuva Grubu'nun sedimentasyouu lie yaşıt kalkalkalin-aikalio voikanizma ve karmaşık jeoiojik yapıplardır. Jeoiojik yapıiar genç ve yeniden etkinlik kazanmış eski yapıplarao oluşur ve boniarıo başıcaıarı kıvrımlar, küçük ve büyük açılı bindirme fayılar, doğrultu atımlı fayıar, normai fayıar ve fayıla paraiei uzaoımıi çizgisei çöküntülerdir. Jeoiojik yapıilar, yaşılarına göre iki ana gruba ayılır: (1) Geç Pliyoseo öncesi yaşıyapılar ve (2) Geç Pliyoseo-Kovaterner yaşıyapılar. Birinci grop jeoiojik yapıilar, KD-doğrultulu, yeniden etkinlik kazanmış hindirme fayıları ve hindirme fayıriyla kesilmiş tek kanatlı kıvrımlardan (monoklinlerden) oiuşur. Birinci grup yapıilar daha önceki çarpışma rejiminin ürünüdür ve bunlar, Geç Pliyosen öncesinde (Geç Eosen-Ponsiyen), Ankara bölgesinde, yaklaşık KB-GD doğrultulu bir sıkışma-daralma deformasyonunun etkili olduğunu gösterir. Buna karşın, başka KD ve KB doğrultulo nor-mal fayılar, DKD-doğrultulu bindirme fayıları ve kıvrımlardan oiuşao ikinci grup yapıilar ise, yaklaşık K-G-doğrultui bir sıkışma-daralma deformasyonunun aynı bölgede Geç Pliyoseo'den beri etkin olduğunu göstermektedir. Birinci ve ikinci grup yapılar esas alınarak, sıkışma-daralma türündeki kita içi sùrekli deformasyoo doğrultusunun, neotektonik dönem aراسında, KB'dao K-G doğrultusuna degişmiş olduğu sonucuna varılır. 1974 Yenimehmetli, 1985 Köşker ve 1989 Ankara depremieri, kita içi deformasyonun bugün de etkin olduğunu ve bu etkinliğini K-G doğrultusunda sürdürdüğünü açıkça kanitlamaktadır.

* METU, Geological Engineering Department, 06531 Ankara, Turkey

INTRODUCTION

The study area is a N-S-trending zone about 140 km wide and 255 km long located between the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) to the north and northwestern part of Central Anatolia to the south (Fig. 1).

A general neotectonic synthesis of the whole of Turkey was first attempted by Sengör (1980) and Sengör et al. (1985). They divided Turkey into four neotectonic provinces: (1) East Anatolian Contractional Province, (2) Central Anatolian "Ova" Province, (3) West Anatolian Extensional Province, and (4) North Turkish Province. Sengör (1980) also attributed the origin of the Central Anatolian depressions to faults produced by the westward increasing N-S-directed extension. Sancı (1985) studied the Salt Lake (Tuz Gölü) Fault located at the southeastern corner of the study area and reported that this area had experienced two different tectonic deforma-

tion phases, during the Late Eocene, Late Miocene and the Recent, respectively. The SSE part of Central Anatolia was studied by Pasquare et al. (1988). They discussed the origin of volcanoes, faults and their mutual relationship. Finally, Central Anatolia was located outside of the earthquake zones on the Turkish earthquake map (Tabban and Gençoğlu, 1975) and was considered largely aseismic by Jackson and Mc Kezie (1984). Apart from these, there have been no studies dealing specifically with the neotectonics of Central Anatolia.

This paper concentrates mainly on the young geologic structures in the Ankara region, and its main purposes are: (1) to describe recently recognized Late Pliocene structures, (2) to discuss intracontinental polyphase crustal deformation, and (3) to discuss the seismicity of the Ankara region, where an earthquake took place on 1989.10.14-15, Magnitude 3.9.

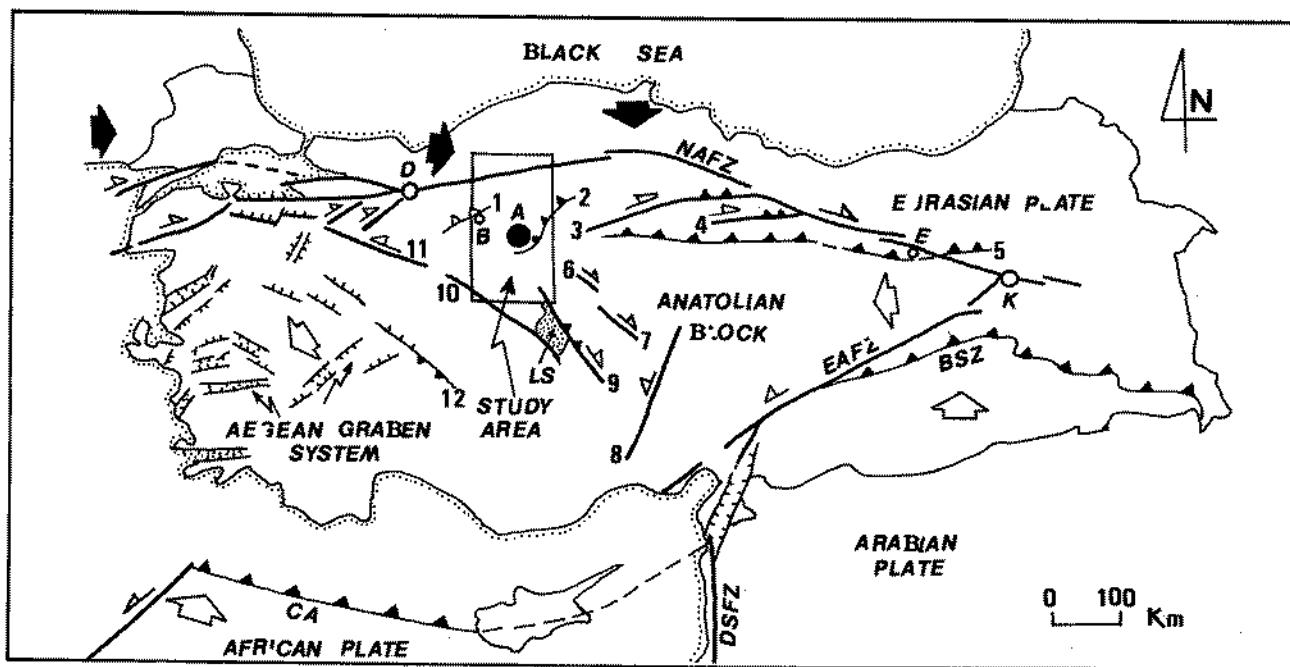


Figure 1: Simplified neotectonic map showing the location of the study area and some of the major neotectonic structures of Turkey. A-Ankara; B-Beypazarı; D-Dokurcun; E-Erzincan; K-Karlıova; LS-Salt Lake; BSZ-Bitlis Suture Zone; CA-Cyprian arc; DSFZ-Dead Sea Fault Zone; EAFZ-East Anatolian Fault Zone; NAFZ-North Anatolian Fault Zone; 1-Beypazarı-Çayırhan faulted monocline; 2-Elmadag imbricate thrust zone; 3-Kırıkkale-Erbaa fault; 4-Almus Fault; 5-Ankara-Erzincan Suture; 6-Akpınar-Taşova fault; 7-Salanda Fault; 8-Ecemis Fault Zone; 9-Salt Lake Fault Zone; 10-Eskişehir Fault Zone; 11-Inegöl fault; 12-Akşehir Fault. Short black arrows show the orientations of the maximum compressive stress along the NAFZ; white arrows show the sense of plate motion, and the half arrows show the relative sense of movement on the faults.

STRATIGRAPHIC OUTLINE OF THE SYNTECTONIC ROCK UNITS

The youngest rock units in the Ankara region are fluvial-lacustrine deposits of Late Miocene-Pliocene age and associated calc-alkaline volcanic rocks. Based upon their lithology, age and stratigraphic positions, they were divided into two major rock-stratigraphic units, namely the Yuva Group and the Yalıncak Formation (Fig.2) (Tokay et.al., 1988)

Yuva Group

The Yuva Group rests unconformably on the erosional surface of pre-Miocene basement rocks and consists of various volcanics and continental sedimentary facies, including mostly unsorted basal conglomerates, andesitic pyroclastic rocks, fluvial sandstone and red conglomerate, coal-bearing lacustrine shale, marl, limestone, evaporite, andesitic to dacitic and basaltic lavas and sills. All contacts between these lithofacies are gradational (Fig. 2).

Large-scale planar to trough cross-bedding, graded bedding, pebble imbrication, load casts, channeling and normal to reverse growth faults are typical mesoscopic syndepositional features observed within the Yuva Group. Steeply tilted or folded beds of the Yuva Group are either overlain unconformably by horizontal beds of the Upper Pliocene Yalıncak Formation or thrusted over by the large tectonic slices of the pre-Miocene basement rocks which are mostly pre-Campanian ophiolitic melange of the Anatolian Nappe of Koçyiğit (1987) (Fig.2). The various lithofacies and syndepositional mesoscopic features strongly suggest that the Yuva Group was deposited in a tectonically active system with various depositional settings such as alluvial fan, braided plain, meandering plain and lake. The sedimentation was accompanied by calc-alkaline volcanic activity (Karayığit, 1983; Pasquare et al., 1988).

According to the previous studies of Erol (1984), Ünalan et al. (1976), Görür (1981), Uygun (1981), Karayığit (1983), Akyürek et al. (1984) and Koçyiğit (1989), the Yuva Group ranges in thickness from 20 m to 1 km, and it is Late Miocene-Pliocene (Pontian) in age.

Yalıncak Formation

The type locality for this unit is Yalıncak village, located about 9 km SW of Ankara. The Yalıncak Formation is widely exposed in and near fault-bounded depressions such as the Kurakçöl, Balaban, Mogan, Çubuk, Ankara-Etimesgut, Malıköy-Kazan and Uruc-Çeltikçi depressions (Fig.3).

Although the Yalıncak Formation varies slightly in lithology, it consists mainly of gray and unsorted loose conglomerate, red-brown silty mudstone with carbonate concretions, and lensoidal stream-channel conglomerates deposited in various subcontinental depositional settings, such as alluvial fans, braided to meandering river plains and playa lakes. In places, these facies also interfinger with dark green to black, columnar-jointed vesicular basalts and related pyroclastic rocks. The Yalıncak Formation rests unconformably on the erosional surface of the highly deformed and steeply dipping older basement rocks, and it is overlain by Quaternary alluvial deposits or, rarely, thrusted over by older rocks such as serpentinite(Fig.3). The Yalıncak Formation is usually horizontal. However, at the fault terraces at higher elevations along the margins of the fault-bounded depressions, it is tilted up to 15°.

One of the distinctive facies of the Yalıncak Formation is the growth-faulted, lensoidal stream channel conglomerates that strongly suggest that the Yalıncak Formation was also deposited in a tectonically active depositional regime (Fig.4). The Yalıncak Formation ranges in thickness from a few meters to 200 m and its age is Late Pliocene, based on its stratigraphic position and vertebrate-fossil content (Kleinsorge, 1940; Erol, 1954.; Koçyiğit, 1989).

Quaternary alluvial deposits

The Quaternary alluvial fill is widely exposed at the central parts of the fault-bounded depressions drained by numerous large tributaries of both the Sakarya and Kızılırmak rivers. From west to east, these are the Koca River, the Ova River, the Ankara River, the Balaban River and İlcaözü River (Fig. 3). The Quaternary alluvial fill forms a relatively thick (up to 35 m) and disconformable veneer of sediment on the pre-Quaternary rocks and

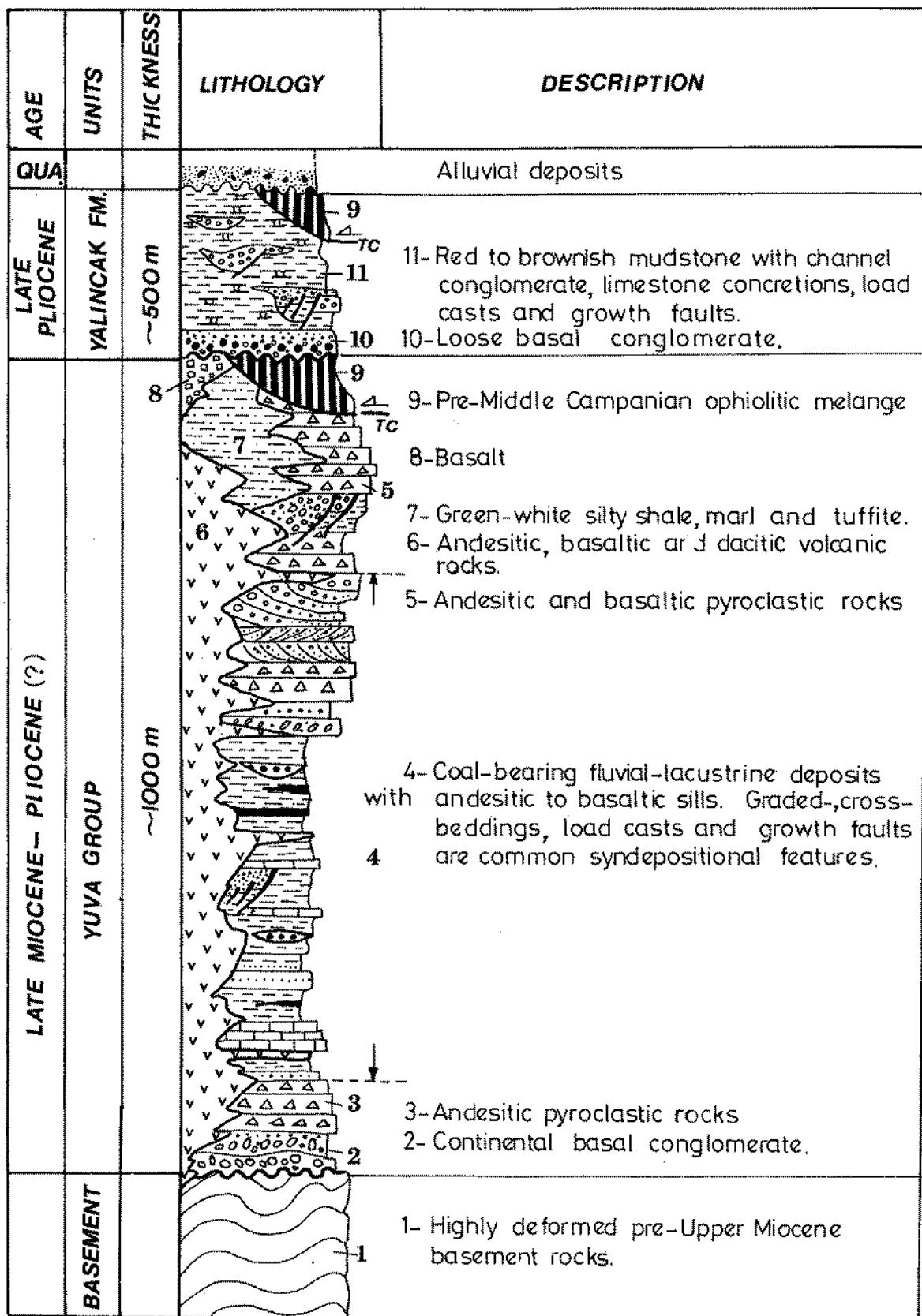


Figure 2 : Generalized stratigraphic section of syntectonic rock units in the Ankara region. TC-Tectonic contact.

AH KOÇYİĞİT

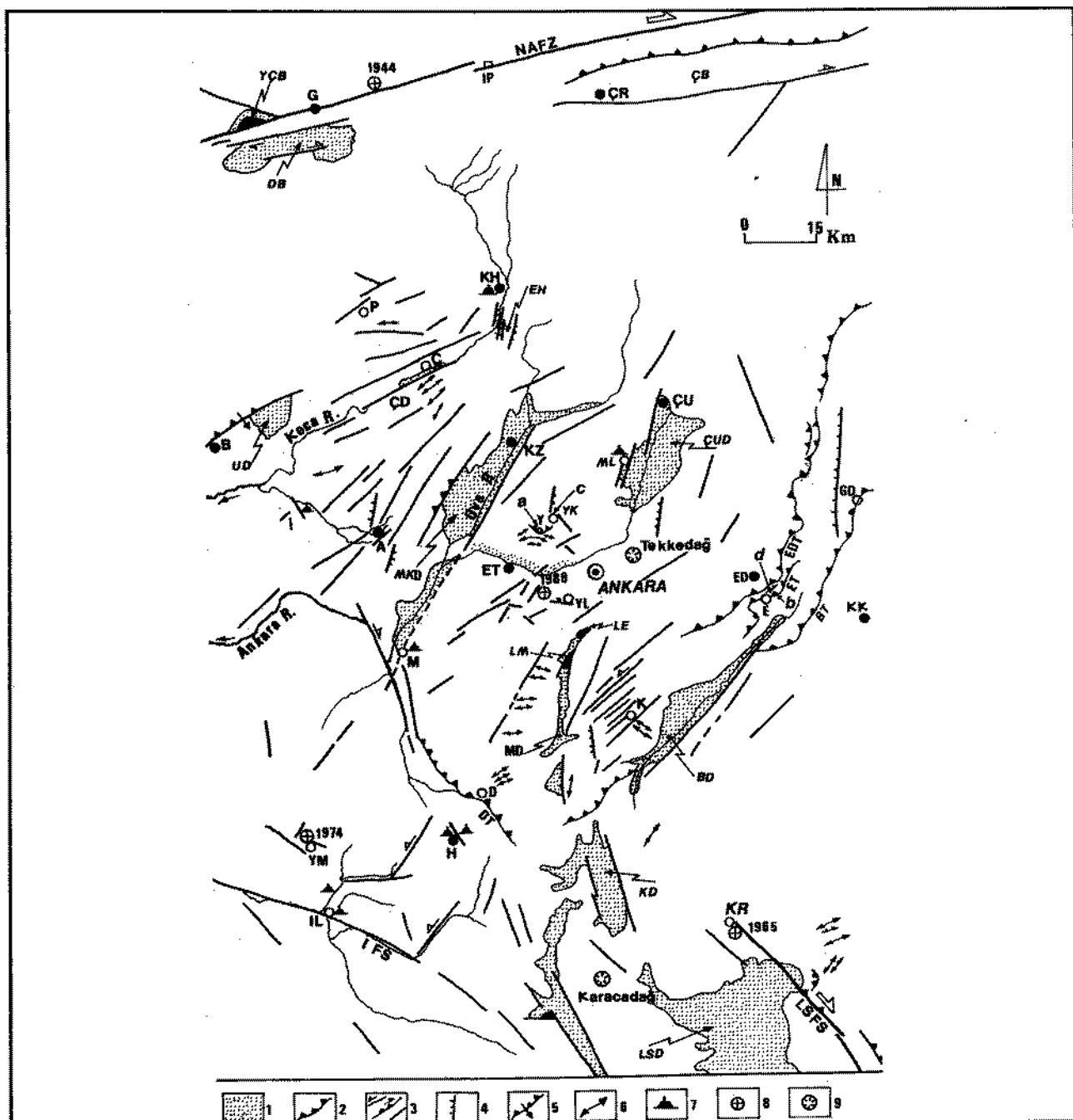


Figure 3 : Neotectonic map of the Ankara region. A-Ayaş; B-Beypazarı; BD-Balaban depression; Ç-Celtikçi; ÇU-Çubuk; ÇUD-Çubuk depression; D-Dereköy; DB-Dörtdivan basin; DT-Dereköy thrust; E-Edige; ED-Elmadag; EDT-Elmadag thrust; IFS-Ilica Fault Set; EH-Erenler hill; EM-Etimesgut; ET-Edige thrust; G-Gerede; GD-Gökdere; BT-Bedesten thrust; H-Haymana; IL-İlica; İP-İsmetpaşa train station; K-Karaali; KD-Kurakçöl depression; KH-Kızılıcakahamam; KK-Kırıkkale; KR-Köşker; KZ-Kazan; EL-Eymir Lake; ML-Mogan Lake; SLD-Salt Lake depression; SLFS-Salt Lake Fault Set; SML-Samsam Lake; M-Maliköy; MKD-Maliköy-kazan depression; MI-Melikşah; NAFZ-North Anatolian Fault Zone; NH-Nevruz hill; P-Peçenek; UD-Uruş depression; Y-Yuvaköy; YCB-Yeniçağa basin; YK-Yakacık; YL-Yalıncak; YM-Yenimehmetli; a, b, c, and d-locations of Fig. 6a, b, c and d; 1-Quaternary alluvial deposits; 2-low-and high-angle thrust faults; 3-strike-slip faults; 4-normal faults; 5-faulted monocline; 6-fold axes in the Late Miocene-Pliocene Yuva Group; 7-hot water springs; 8-earthquake epicenters; 9-Late Miocene-Pliocene volcanic centers.

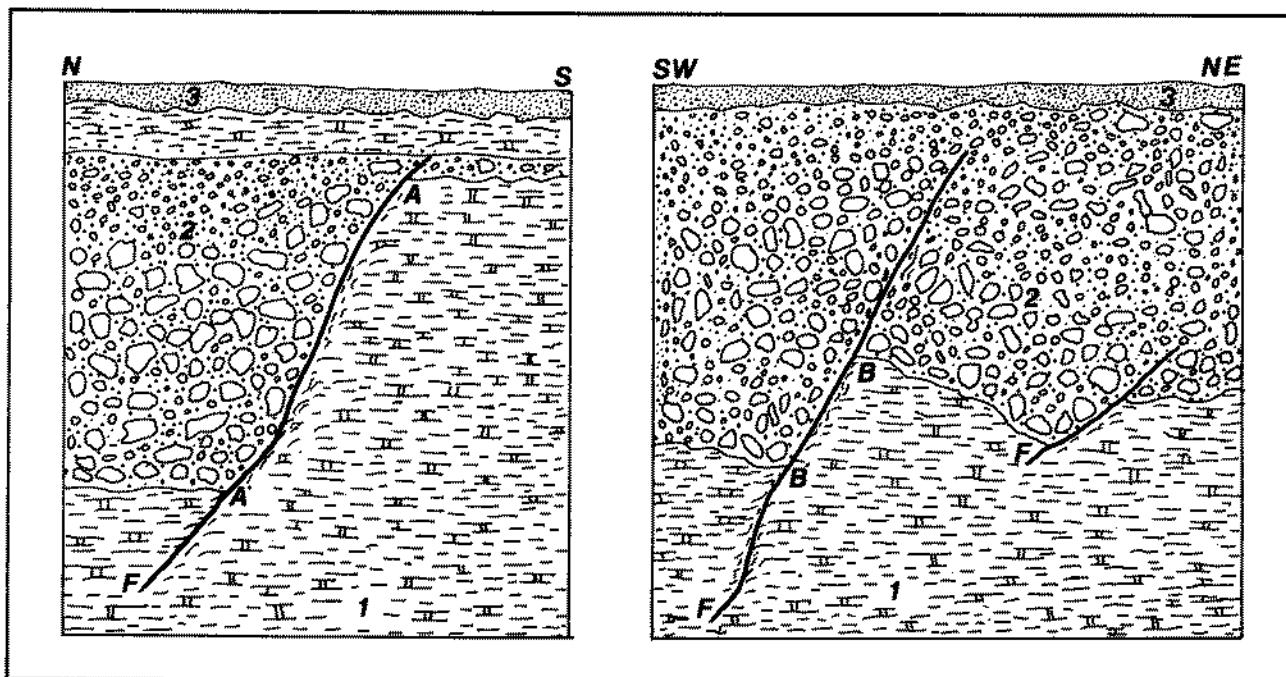


Figure 4: Sketches from photographs of syndepositional normal mesofaults (F) within the Upper Pliocene Yalıncak Formation. A-A' (2.1 m) and B-B' (60 cm)-amounts of dip-slips; 1-red ality mudstone with white limestone concretions; 2-stream channel conglomerate; 3,dark brown soil (2 km N of Yalıncak village).

consists of both coarse-grained marginal and fine-grained axial depositional systems. The coarse-grained depositional system is composed of terrace and alluvial fan conglomerates deposited by debris flows and braided rivers. The axial depositional system comprises fine-grained alluvial plain sediments such as sand, silt, and clay.

The terrace deposits are well-exposed at different elevations at the margins of fault-bounded depressions. One of these outcrops is located to the west of Erenler Hill where the Koca River has cut deeply into its bed, leaving a terrace deposit 125 m above its present channel (Fig.5). Similar features also occur at the margins of the Maliköy-Kazan, Çubuk, Mogan, Balaban and Kurakçöl depressions and mark an active tectonic (relative) uplift in the Ankara region.

GEOLOGIC STRUCTURES

The study area is located at the junction of the Intra-Pontide, İzmir-Ankara and Intra-Tauride sutures of Sengör and Yilmaz (1981). Therefore, the Ankara region displays a very

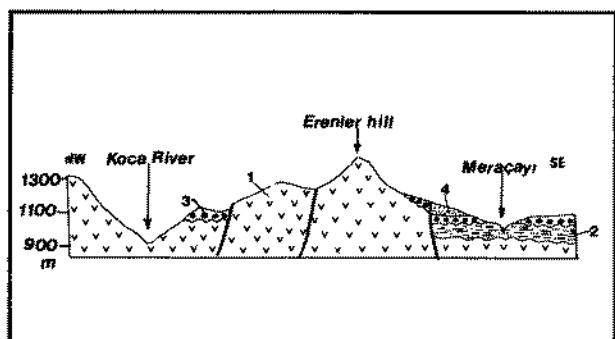


Figure 5: Cross-section illustrating the Quaternary terrace conglomerate located 50 m and 125 m above the present bed of the Meraçayı to the SE ad Koca River to the NW, respectively. 1- Paleocene-Miocene calcalkaline volcanic rocks of the Galataean magmatic arc; 2-Upper Pliocene fluvial clastics; 3-Quaternary terrace conglomerate, and 4-Quaternary talus breccia.

complicated structural pattern, in which strike-slip faults with both thrust and dip-slip components, and open to south-southeastward slightly overturned folds of the neotectonic regime, are superimposed on the tight to overturned fold-and low-angle thrust-dominated contractional structures of

the earlier collisional tectonic regime (Figs.1 and 3). The most common relatively young geological structures in the Ankara region are folds, low-to high-angle thrusts, and strike-slip faults (Fig.3).

Folds

The two major syntectonic rocks units of the Ankara region are Upper Miocene-Pliocene (?) Yuva Group and the Upper Pliocene Yalıncak Formation. The continental deposits and volcanics of the Yuva Group were deformed both folding and faulting, while the Yalıncak Formation was tilted 5°-15° by faulting. The folds in the Yuva Group range from broad open types at the centers of the basins, to the tight and locally overturned folds passing into thrust-faulted monoclines near the margins of the basins (Erol, 1954; Arıkan, 1975; Öngür, 1977; Karayığit, 1983; Savci, 1985; Yağmurlu et al., 1988). The trends of the fold axes are not uniform throughout the study area. Two dominant trends occur: (1) approximately NE-SW trending folds in the northwestern section and in the southeastern corner of the study area, and (2) ESE-WNW and SE-NW trending fold axes located in the central part of the Ankara region (Fig.3).

Low-to high angle thrusts

In the Ankara region, both local and regional thrusts are well exposed. The large-scale regional thrusts are low-angle in character and were inherited from the former collisional tectonic regime that governed the last closure of the Izmir-Ankara branch of the northern Neo-Tethys ocean during early Tertiary (Şengör and Yılmaz, 1981). The well-defined, regional low-angle thrusts in the Ankara region are the Dereköy, Elmadağ and Bedesten thrusts (Fig.3). The Dereköy thrust trends approximately NW-SE direction and becomes a vertical fault along its northwest segment. Along most of its southeastern limit, the pre-Middle Campanian Ophiolitic melange was thrusted, from NE to SW, onto a mid Campanian-Lutetian sedimentary sequence. Both the Elmadağ and Bedesten low-angle thrusts are located to the east of the study area and they have trends that range from almost E-W to NNE-SSW (Fig.2). Along these thrusts, older tectonic units, pre-Middle

Campanian ophiolitic melange (Anatolian Nappe) and the Upper Triassic Karakaya Nappe were thrusted, from NW to SE, onto a Paleocene-Lutetian sedimentary sequence (Akyürek et al., 1984; Koçyığit, 1987). Thus, the timing of this thrusting may have been as early as Lutetian.

There are also some well-defined, local, low-to high-angle thrusts in the Ankara region. They are exposed Southeast of Çeltikçi, around Yuvaköy, at the NE of the Salt Lake, and in the vicinity of Edige village (Fig.3). They trend in various directions (N-S, E-W, and ENE-WSW) and range in length from

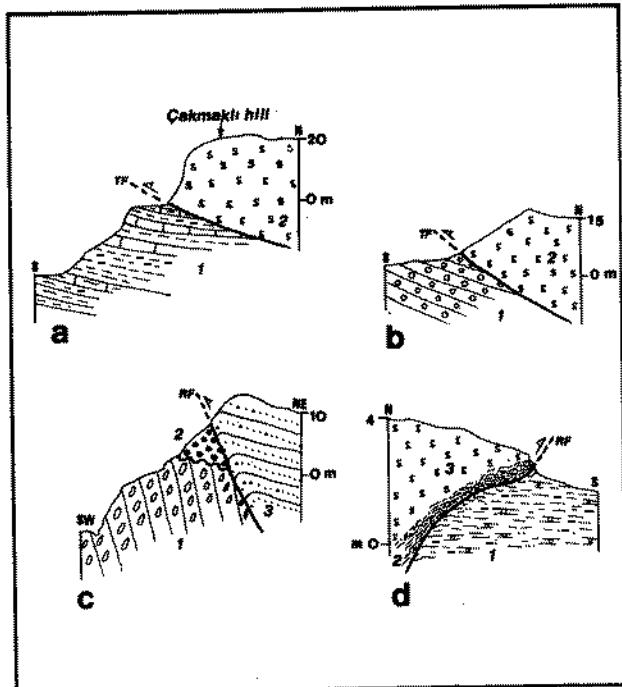


Figure 6: Sketched cross-Sections showing: a-the thrust fault (TF) between the Upper Miocene-Pliocene (?) lacustrine marl-limestone alternation (1) and pre-Middle Campanian serpentinite (2) (1 km W of Yuva village); b-the thrust fault (TF) between the Upper Miocene-Pliocene (?) fluvial red conglomerate (1) and pre-Middle Campanian serpentinite (2) (0.5 km SE of Edige village); c-the reverse fault (RF) between the Hettangian conglomerate (1), Upper Pliocene fluvial conglomerate (2) and Upper Triassic graywacke (3) (0.4 km NE of Yakacık village); d-the reverse fault (RF) between the Upper Pliocene fine clastics (1) and pre-Middle Campanian serpentinite (3) underlain by 30 m thick crushed zone (2) (along road cut 2 km N of Edige village). Half arrows show the relative sense of movement on faults.

about a few hundred meters to 10 km. Along these small-scale low-to high-angle thrusts, older units (particularly the pre-Middle Campanian ophiolitic melange) were thrust onto both Upper Miocene-Pliocene (?) and Upper Pliocene continental deposits (Fig.6). Thus, their age may be as early as Late Pliocene.

Both small-scale low-to high-angle thrusts and large-scale low-angle thrusts form an approximately 15 km wide imbricate thrust fault zone to the east of the study area. The youngest rock unit involved in this imbricate thrust fault zone is Late Pliocene in age. This observation suggests that the large-scale low-angle thrust faults reactivated since the Late Miocene.

Strike-slip fault systems

In addition to the North Anatolian Fault Zone (NAFZ), numerous small-scale strike-slip faults are present in the Ankara region (Fig.3). They occur in four dominant sets based upon a rose diagram of their trends (Fig.7); they trend N50°-60°, N20°-30°, N150°-160° and N0°-10°. Both the NAFZ and the other dominant fault sets are briefly described below.

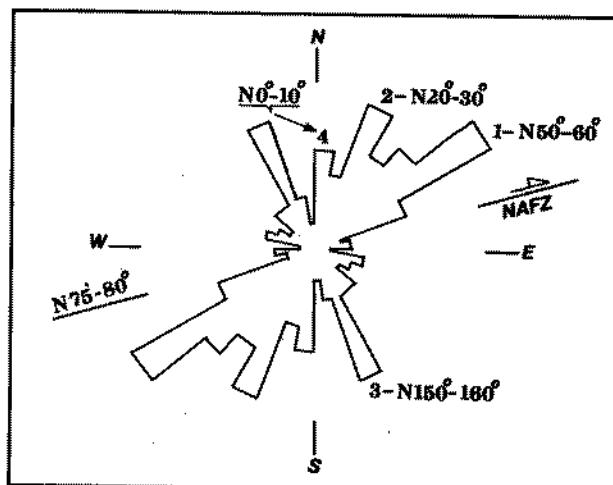


Figure 7: Rose diagram of the normal and strike-slip fault trends. NAFZ-North Anatolian Fault Zone; Numbers 1, 2, 3 and 4 are the dominant fault sets, respectively.

North Anatolian Fault Zone (NAFZ).

The NAFZ is an intracontinental transform fault boundary between the Eurasian plate in the north and the Anatolian block in

the south (Şengör, 1979). It is a dextral strike-slip fault zone about a 1200 km long along which the Anatolian block moves in a WSW direction relative to the Eurasian plate (Şengör, 1979). The NAFZ bends towards the north at its central part and results in a northward convex arc. Its eastern end trends about 110° while western segment strikes 75°-80°. In addition, the NAFZ has also a thrust component at the center of its northward convex arc, even though it is not recorded seismically (Jackson and Mc Kenzie, 1984) (Fig.1).

Both the Gerede and İsmetpaşa segments of the NAFZ follow a strike of 75°-80° and are located at the northernmost part of the study area. They consist of numerous parallel and subparallel faults, but they are not all plotted on the map for the sake of clarity. The Gerede segment of NAFZ is marked by a series of fault-parallel sag ponds, pressure ridges and strike-slip basins such as the Yeniçağa fault wedge and Dörtdivan pull-apart basins. In contrast, the İsmetpaşa segment of the NAFZ is dominated by a half-ramp basin, the Çerkes basin located on its southern block (Fig. 3).

N50° - 80° fault set. This fault set predominates in the Ankara region. It consists of approximately 40 km long, parallel faults. They are concentrated at three localities which are, from NW to SE, the Çeltikçi, Etimesgut and Karaali villages and vicinities (Fig.3). Some of the faults involved in this set are located along the boundary zone between the Late Miocene-Quaternary basins and the older basement rocks, and display an en echelon pattern. The Uruş, Çeltikçi and Balaban basins are the fault-parallel depressions located on the downthrown blocks of this fault set (Fig.3). Around Karaali village, some of streams show sinistral offset by about 300 m on the same fault set. The N50°-60° fault set is orientated 20°-30° to the NAFZ, and forms a conjugate fault set with the N150°-160° set (Salt Lake Fault set).

N20°-30° fault set. This set is orientated at 50°-60° to the NAFZ, and also forms a conjugate set with the N150°-160° fault set (Salt Lake Fault set). The faults involved in this set are mostly located in the Ayaş, Çubuk, Mogan and Haymana areas, and they define the margins of some NE-SW trending Late Miocene

Quaternary basins such as the Maliköy-Kazan, Çubuk and Mogan depressions (Fig.3). As in Maliköy and Melikşah villages, some hot water springs also occur along the faults involved in this set. In addition, a sinistral movement with a thrust component has been observed on some faults of the N20°-30° set to the NW of the Maliköy-kazan depression around Haymana County (Fig.3).

N150°-160° fault set (Salt Lake Fault set). This set occurs in the southern and southeastern parts of the study area. Because the Salt Lake Fault is involved in this set, the N150°-160° set is herein named as the Salt Lake Fault set. It is an approximately 100-150 km long and 15-20 km wide intracontinental transcurrent fault zone consisting of several parallel to subparallel fault segments. The Salt Lake Fault set displays a step-like fault pattern and also has a thrust or compressional component in places (Şengör et al., 1985). Some of the well-defined depressions such as the Salt Lake, Samsam and Kurakçöl, are located on structurally downthrown blocks of the N150°-160° fault set (Fig.3). The Salt Lake Fault defines the eastern margin of Salt Lake along which lake terrace deposits of Pliocene-Quaternary age are located at different elevations, suggesting that the bottom of Salt Lake is subsiding (Erol, 1973, 1980). Consequently, the dextral offset drainage system, fault-parallel alignment of hot water springs (such as those at Ayaş, Maliköy, and Haymana) (Fig.3) and the seismic activity (the 1985.4.27 Köşker earthquake of Magnitude 4.7 that took place at the NW tip of the Salt Lake Fault) indicate that the N150°-160° fault set is active and dextral in character.

N0°-10° fault set. This set occurs rarely compared to the other three fault sets. It consists of steeply dipping, short single normal faults. Some of these normal faults are well exposed E of Dereköy village and Kalecik County, N of Yuvaköy and around the Erenler Hill. Here, both the Koca River and the Meraçayı River have cut deeply into their beds of volcanic and fluvial clastics, leaving behind Quaternary terrace deposits at different elevations on the step-faulted margins (Figs.3 and 5). Thus, the deep incision of the Koca and Meraçayı Rivers into tilted Quarter-

nary terrace deposits obviously reflect the recent tectonic uplift around Erenler Hill (Fig.5).

İlica fault set. Apart from the above-mentioned fault sets, there is another well-defined structural lineament located at the SW corner of the study area (Fig.3). It is here named the İlica fault set and consists of WNW-ESE trending, parallel to subparallel fault segments of varying size. The İlicaözü stream and some smaller tributaries are offset dextrally by the major branch of the İlica fault set. Both seismic activity (The 1974 Yenimehmetli earthquake of Magnitude 4) and some hot water springs occurring within this set strongly suggest that the İlica fault set is active. In addition, around Yalıncak village. They are 1 to 3 km long, have strikes of N95°-100°, and define the contact between the Triassic basement rocks and the Upper Pliocene fluvial clastics. One of the latest seismic events occurred along these faults, namely the 1989.10.14-15 Ankara earthquake of Magnitude 3.9, which probably implies that they have been reactivated (Fig.3).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The following geological structures are well exposed in the Ankara region: (1) folds, (2) normal faults, (3) low-to high-angle thrust faults, (4) strike-slip faults, and (5) fault-parallel depressions, that are marked by widespread Quaternary alluvial fill deposits (Fig.3). Based upon their age and origin, these structures are classified into two major groups:(1) pre-Late Pliocene structures, and (2) Late Pliocene-Quaternary structures (Figs.8 and 9). The earlier group is dominated by N-trending thrust faults, southeast-vergent, thrust faulted monoclines, NE-trending strike-slip fault with thrust component, approximately E-W trending strike-slip faults, and NE-trending folds. Although the first group of structures was inherited from the last phase of the former collisional tectonic regime, these structures were reactivated during the neotectonic regime that has operated since the Late Miocene. Consequently, the first group of structures indicates that a NW-SE directed contraction prevailed before Late Pliocene in the Ankara region (Fig.8).

The second group of structures comprises the NNE-trending normal faults, NE-and NW-trending sinistral and dextral strike-slip faults, oblique-slip fault (strike-slip + thrust-slip), ENE-trending thrust faults and folds (Fig.9). These Late Pliocene-Quaternary structures collectively form a well-developed strike-slip fault system that suggest an ap-

proximately N-S directed contraction continuing since Late Pliocene in the Ankara region (Fig.9). Thus, these two groups of structures reveal that the contractional stress orientation in the progressive intracontinental deformation in the Ankara region has changed from NW-SE to N-S direction during the neotectonic period (Pliocene - recent) (Figs.8 and 9).

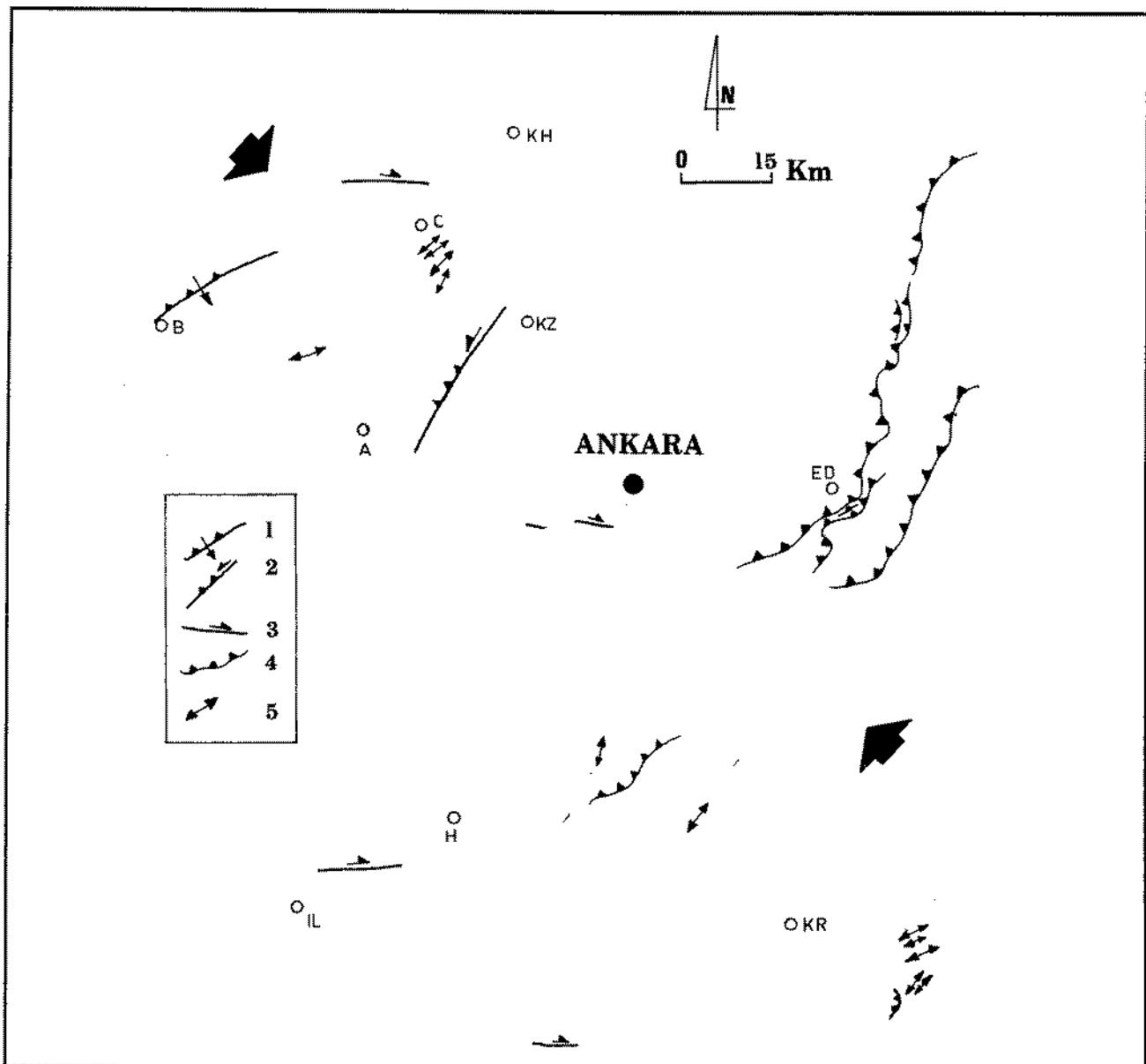


Figure 8: Simplified map of the pre-Late Pliocene contractional structures in the Ankara region. 1-thrust faulted-monocline; 2-strike-slip fault with thrust component; 3-strike-slip fault; 4-thrust fault, and 5-fold axis. Large arrows show the contraction direction (See Fig.3 for explanation of abbreviations).

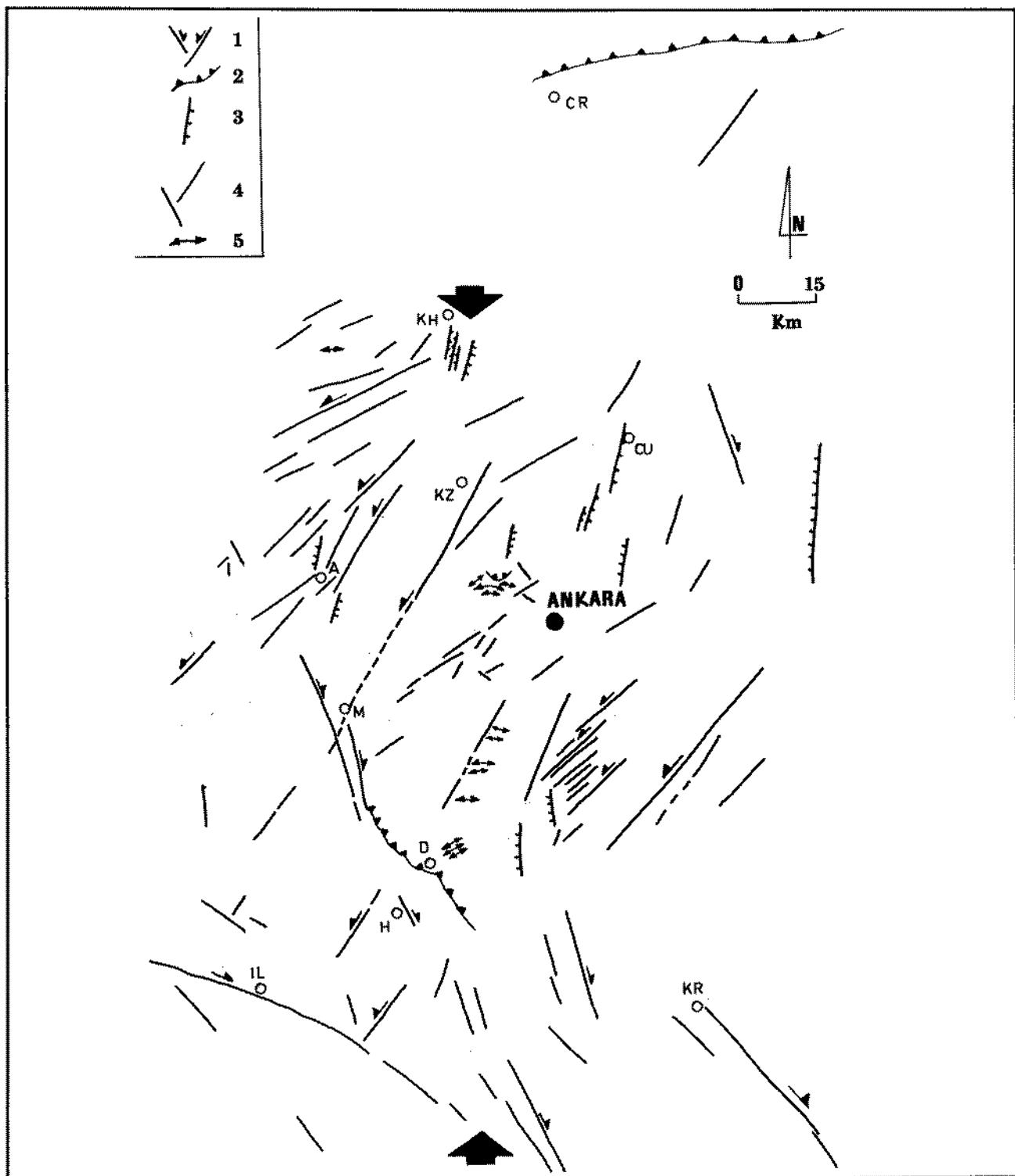


Figure 8: Simplified map of the Late Pliocene-Quaternary contractional structures in the Ankara region. 1-thrust faulted-monocline; 2-strike-slip fault with thrust component; 3-strike-slip fault; 4-thrust fault, and 5-fold axis. Large arrows show the contraction direction (See Fig.3 for explanation of abbreviations).

ACKNOWLEDGEMENT

I am grateful to Assoc. Prof. Dr. A.M.C. Sengör who reviewed the manuscript and suggested some revisions and improvements.

Manuscript received: 15.11.1990

Revised manuscript received: 10.10.1991

REFERENCES

- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağer, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1984, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeoloji özelliklerini: Jeoloji Mühendisliği, Sayı 20; s. 31-46.
- Arıkan, Y., 1975, Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Sayı 85, s. 17-37.
- Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayımları, s. 35-58.
- Erol, O., 1954, Ankara civarının jeolojisi hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No. 2491, 238 s.
- Erol, O., 1973, Ankara şehri çevresinin jeomorfolojik ana birimleri: Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Yayınları, No. 240, 29 s.
- Erol, O., 1980, Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner aşınım dönemleri, bu dönemlerin aşınım yüzeyleri ile yaşıtl (korelan) tortullara göre belirlenmesi: Jeomorfoloji Dergisi, Sayı 8, s. 1-40.
- Görür, N., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: İç Anadolu'nun Jeoloji Simpozyumu, Ankara, s. 60-65.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, C.77, s. 185-264.
- Karayığit, A.İ., 1983, Bahçeköy (Gölbaşı-Ankara) kömür havzasının Jeolojisi ve kömürlerin petrografik incelenmesi: Yüksek mühendislik tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 116 s.
- Kleinsorge, H., 1940, Ankara vilayeti Karapürçek ve Bayamlı tepe havalısında yapılan jeolojik tatbikata dair rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No. 1079.
- Koçyiğit, A., 1987, Tectono-stratigraphy of the Hasanoğlu (Ankara) region: Evolution of the Karakaya Orogen: Hacettepe University, Earth Science, C.14, s. 269-293.
- Koçyiğit, A., 1989, Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone: Tectonophysics, C.167, s. 13-29.
- Öngür, T., 1977, Kızılcahamam GB'sının volkanolojisi ve petroloji incelemesi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C.20, s. 1-12.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L., and Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey: In: F.C. Wezel (Editor), The Origin and Evolution of arcs: Tectonophysics, C. 146, s. 217-230.
- Savci, G., 1985, A short note on the Central Anatolian intermontane basins, Haymana nad Tuzgölü: ESRI Report No. ET 85/4, 14 p.
- Sengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance: Journal of Geological Society of London, C.136, p. 269-282.
- Sengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferanslar Serisi, No.2, 40 s.
- Sengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, C.75, s. 181-241.
- Sengör, A.M.C., Görür, N. and Saroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study: In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.) strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation: Society of Econ-

Ali KOÇYİĞİT

- nomic Paleontologists and Minaralogists, 37, s. 227-264.
- Tabban, A., ve Gençoğlu, S., 1975, Türkiye'de 1900-1970 yılları arasında oluşmuş depremlerin istatistik analizleri: Deprem ve Parametreleri, s. 49-80.
- Tokay, M., Lünel, A.T., and Koçyiğit, A., 1988, Geology and Petrology of the Gökdere stock of the Orhaniye Syenite: Journal of Pure and Applied Sciences, S.A., Geosciences I., V.21, No.1-3, p.1-38.
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü Havzasının Jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları: İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, Ankara, s. 66-71.
- Ünalan, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, D., Seyit, Z., ve Hüseyin S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (Gb Ankara) Üst Kretnase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleogeografik evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C.19, s. 159-179.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. and Ünalan, M., 1988, Tectonic characteristics and structural evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene basin, Central Anatolia: Middle East Technical University, Journal of Pure and Applied Sciences, V.21, No.1-3, p. 127-143.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu

Imbricated Zone of the Southeast Anatolian Orogenic Belt

MUSTAFA YILDIRIM* ve YÜCEL YILMAZ*

ÖZ

Kahramanmaraş ili kuzeyinde Engizek Dağlarının güney cephesinde yaklaşık E-W doğrultuda ozanao Şaryaj Cephesinde, SE Otoktoounda ve Nap Alanında görülecek birimlerden farklı kaya grupları yer almaktadır. bunlar ekayı bir yapıyı oluşturulan dilimler halindedir. Nap Alanı olsuturan ofiyolitik ve metamorfik napların altında yer alan bu birimlerin tavaoında Üst Kretase (Senomanian)-Alt Eosen yaşlı maro-kireçtaşı ve türbiditik komtaşından oluşan Harami Formasyonu yer almaktadır. Onun altında Berit metaofiyolitinio bir dilimi vardır. Ofiyolitik diliminin altındaki tektonik dilim ve volkanik ve voikaojenik kayalarla temsili edilir. Orta Eosen yaşlı bir istiftir. Helete formasyonu adı verilen bo birim Orta Eoseode bir ada yayı ortamında gelişmiş kalkakaleo türde bir voikaoizmaon türüdür. Voikanik kuşağı Orta Eoseo-Oligosen döneminde büyümlesi onuo öünde türbiditik malzemeye volkanojenik Savran formasyonu ve daha üstte Alacık Formasyonunun gelişmesine odede olmuştur. Şaryaj Cephesine alt en alt dilim Arap Otoktoou ile sınır teşkil eden Alt-Orta Miyoseo yaşlı mavi kütası-şeyimarn ardalanmalı bioklu Hompur formasyonudur. Bo birim, onun daha sağ deoizel eşdeğeri olan Lice Formasyonu üzerine itlimiştir. Şaryaj Cepbesinde görülecek sürükleme imier Alt Serravallien sononda an bulmuştur. Denizel hirimlerin üzerinde yer alan kırmızı karasai çökeillerde bile, tektonizmanı devam eden etkileri kıvrımlar balında kendini göstermektedir. Serravallien sooundan itibaren N-S yönü kompresyon yaral atılmış faylarla tefali edilmiştir.

ABSTRACT

An east-westerly trending frontal thrust belt along the southern part of the southeast Anatolian orogenic belt is present in which rock groups distinct from both of the orogenic belt and of the Arabian platform occur. This zone forms an imbricated structure in which the thrust slices comprise a sequence from the Upper Cretaceous to the Miocene. The imbricated zone represents a portion that is squeezed between the nappe region in the north and the autochthonous region in the south.

Underneath the ophiolitic and metamorphic nappes, Upper-Cretaceous (Ceomanian) - Lower Eocene age Marl-limestone-turbiditic alternations occur as the uppermost slice. It overlies an ophiolitic slice which in turn is underlain by the Middle Eocene-volcanic and volcanogenic units (the Helete fm.). These calc-alkaline volcanics are regarded as the product of an ensimetic Island arc. This volcanic chain developed until the end of the Eocene, and reached above the sea level. It provided detritals to the adjacent basins where volcanogenic flysch and olistostromea (the Savran and Alacik formations) were deposited.

The lowermost slice of the imbricated zone that is in touch with the autochthonous Arabian platform units is the Lower-Middle Eocene shale-marl-alternation (the Hompur fm.). It was thrust on a laterally equivalent autochthonous flysch sequence (the Lice Fm.). The thrusting episode between the easterly-situated allochthons and the Arabian plate lasted to the end of early Serravallian. The first common cover sequence that covered the allochthons as well as the autochthonous continental red beds of the Middle Miocene, was affected by this compression and thus was intensely folded. Since then the north-south intracontinental convergence began to be taken up mostly by sideways; strike-slip movements.

* Y.U. Mühendislik Fakültesi İnş.Müh.Böl. Geoteknik, Yıldız, İst.

** İ.T.U. Maden Fakültesi Jeoloji Müh. Böl., Ayazağa, İst.

GİRİŞ

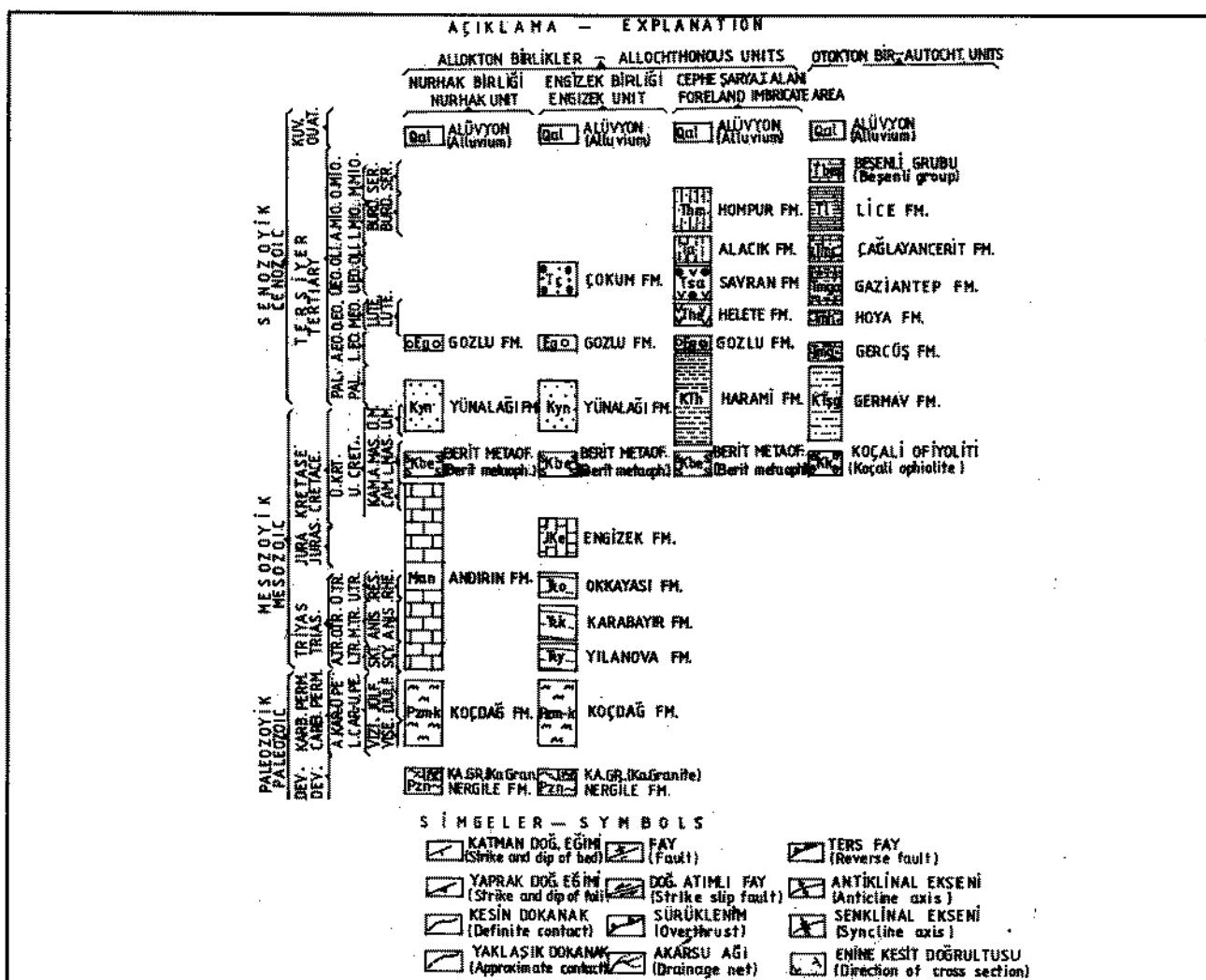
Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağı, farklı tektonik birliklerin biraraya geldiği bir bölgeyi temsil eder. Bu kuşak inceleme alanından doğuya doğru devamlıdır. Çalışma sahanında Kahramanmaraş ili kuzeyini kapsayan Allokton nitelikli Nap alanını oluşturan farklı toplulukların (Gözübol-Gürpınar, 1980; Sungurlu, 1972; Yılmaz 1984; Yılmaz vd., 1985; Yılmaz-Yigitbaş-Yıldırım, 1987) Otokton Arap Platformunun üzerine ilerlemesiyle her iki kıta arasında bir kenet kuşağı ve Şaryaj Cephesi oluşturulmuştur. Bu cephe Arap Levhasının görülebildiği en kuzey ucunun Allokton Engizek Dağlarıyla biraraya geldiği bir hat olup, güney yönde itilmiş doğu-batı doğrultuda uzanan tektonik dilimlerden oluşmaktadır ve bu uzun zonun genişliği 2 km. ile

7 km. arasında değişmektedir (Şekil 1).

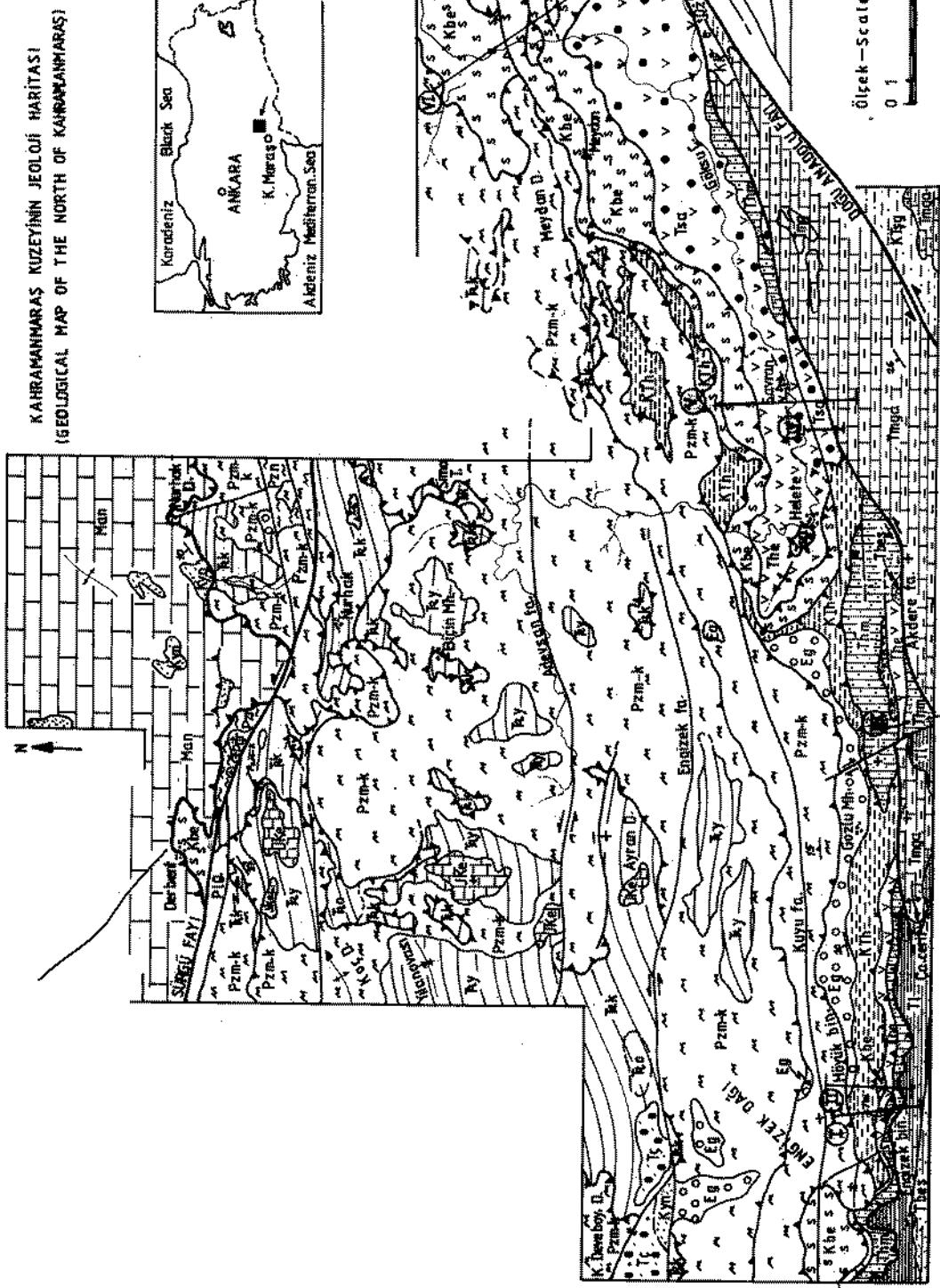
Şaryaj Cephesinin stratigrafik ve yapısal ayırdı Güney-doğu Anadolunun jeolojik birçok sorununu anlama ve çözmede atılacak bir adımı oluşturacaktır.

Bu amaçla çalışma sahası olarak seçilen bu bölge, ilk defa ayrıntılı (1/25000 ölçekli) haritalanmış, kaya birimleri ayırdı edilmiş, bunların kendi aralarında ve farklı tektonik birliklerle ilişkileri, gelişme-zaman ve ortamları tanımlanmıştır.

Engizek Dağları güney cephesini oluşturan Allokton-Otokton sınırında, Allokton Birliklerin önünde gelişmiş Cephe Şaryajları Kuşağı, kuzeyden güneye genleşen bindirmeleri oluşturur. Malatya Metamorfisi nüfus altında yer alan bu kuşaktaki en yaşlı formasyon en üstte, en genci ise en alttadır.



Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağınn Ekaylı Zonu



Şekil 1 : İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 1: Geological map of the investigated area.

STRATİGRAFİ

Şaryaj dilimleri arasında yer alan birimler inceleme alanında, Üst Kretase-Alt Miyosen zaman aralığını kapsayan bir dizi oluştururlar. Bunlar arasında istif her ne kadar terslenmiş ise de, yer yer dilimlerin litoloji kontaklarını takip etmemesi nedeniyle istifte dilimlenme öncesi bir devamlılığın olduğunu göstermektedir. Bu bakımdan bölgede Üst Kretase (Maastrichtien)-Alt Miyosen arası düzenli birimler, bugünkü düzenlerine göre değil, yaşından gence doğru anlatılacaktır.

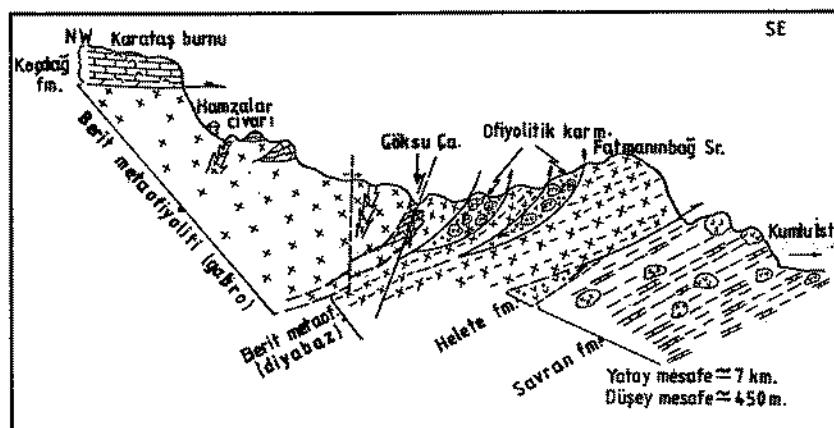
ÜST KRETASE

Berit Metaofiyoliti

Berit metaofiyoliti (Perinçek-Kozlu, 1984), ultramafik kümülat, mafik kümülat, som ve levha dayaklarından oluşan ve metamorfizmaya uğramış Üst Kretase yaşı bir ofiyolit topluluğudur. Nap alanında yaygın olarak yer alan bu birim Şaryaj Cephesinde kendisinden türeme, yanal devamsız tektonik dilimlerden oluşur. İstifin bu konumu, sürekliliği izlenebilen Berit metaofiyolitinden genç itilmelerle koparak Şaryaj Cephesi birimleri arasında yerleşmiş olduğunu belirtmektedir. Bu birimin üzerinde çökelsiz epiofiyolitik çökel

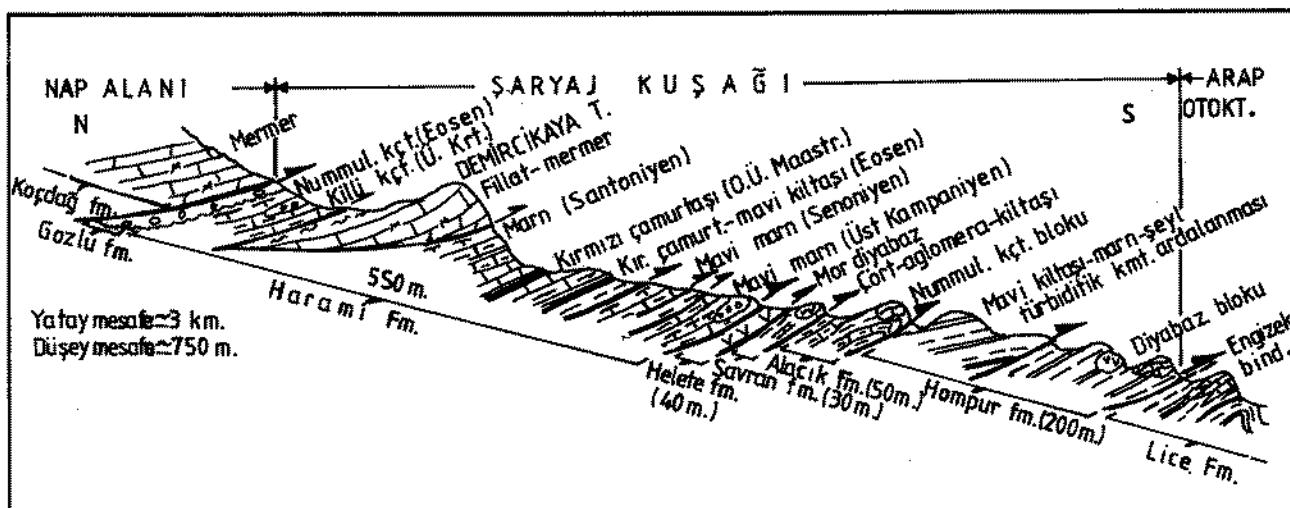
dizi Harami Formasyonu adı verilen birimdir.

Helete Nahiyesi güneyinden başlayıp batı, kuzey ve tekrar doğuya doğru yarınlı daire şeklinde mostra veren tektonik pencerede (Şekil 1) dik şevleri oluşturan Berit metaofiyoliti dilimleri Helete Nahiyesi kuzeyinde kurşuni-mavi renkli bantlı ve masif gabrolardan oluşur ve Helete formasyonu üzerine itilmiştir. Daha doğuda Fatmanınbağ Sırtı civarında ise (Şekil 2), Helete formasyonu ve Savran formasyonu üzerine itilmiş gözlenen



Şekil 2: Berit metaophiolitinin Hamzalar Köyü civarında yapısal konumunu gösterir jeolojik enine kesit (Kesit, şekil 1'deki haritada gösterilen VI kesitine karşılıktır).

Figure 2: Geological cross section showing the tectonic position of the Berit metaophiolite around the Hamzalar village N of Kahramanmaraş (This section corresponds to VI in fig. 1).



Şekil 3: Sarlakderede Şaryaj Cephesini oluşturan formasyonların litolojik özelliklerini ve yapısal konumlarını gösterir jeolojik enine kesit. (Kesit, şekil 1'deki haritada gösterilen I kesitine karşılıktır).

Figure 3: Different litho-stratigraphic units and their tectonic positions along the thrust front near the Sarlak stream (This section corresponds to I in fig. 1).

Berit metaofiyolitinin ince kesit tayinlerine göre, tabandan tavana kısa mesafelerde değişen dilimlerden oluştuğu gözlenmiştir. Tabanda gabro ile başlayan istif üstte doğru diyabaz ve tekrar gabro-gabro amfibolit düzeylerine geçen dilimlerden oluşur. Şaryaj dilimlerinin son bulduğu üst kesimde ise ofiyolitik dilimler üzerine Nap alanını oluşturan Berit metaofiyoliti ile metamorfik napa ait Koçdağ formasyonu (Ü. Permien) düzenli ve kesiksiz izlenebilen tektonik dokanakla oturmaktadır.

ÜST KRETASE - EOSEN

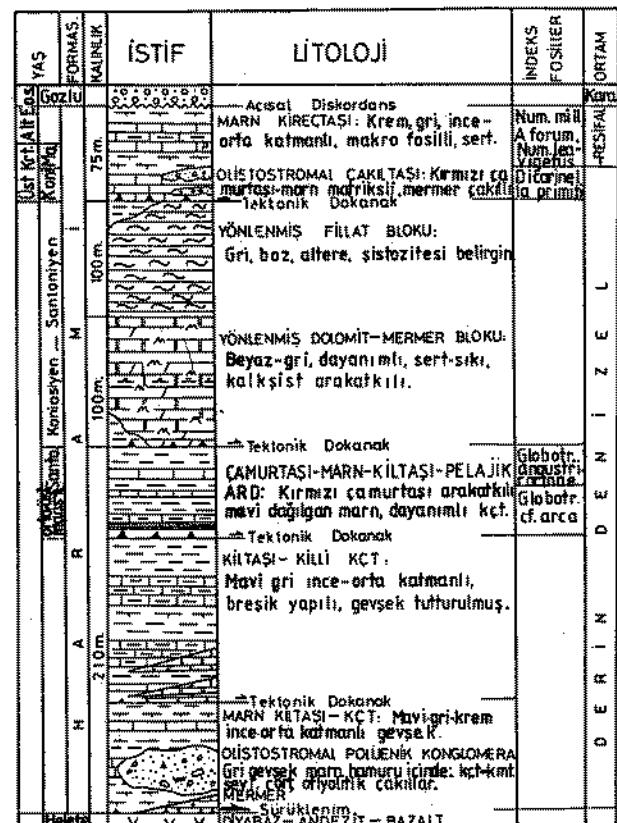
Harami Formasyonu

Harami Formasyonu (Erdoğan, 1975), allokton Engizek Dağlarının güneyini oluşturan dik yamaçlarda Şaryaj Cephesinin en üst birimini oluşturur.

Harami Formasyonunun Şarlak Dere'den itibaren yüzeylenen mostralları (Şekil 3, 4) yaklaşık doğu-batı doğrultuda uzanmaktadır. N5-40 eğimli Harami Formasyonu Şarlak Dere, Topalalı Sırtı, Kozboğazı ve Harami Dere civarında mostra vermektedir.

Harami Formasyonu, birincil olarak ofiyolitik bir temel üzerinde ve bir kıl sevinde çökeliş olup, altındaki Berit metaofiyoliti dilimi ile birlikte Helete formasyonu ve Hompur formasyonu üzerine itilmiştir. İtilmenin taban kesimlerinde tektonik dilim ve olistolitler halinde birçok mermer mercekleri yer almaktadır. Blokların çevresi çoğun marn hamuruyla da sarılmıştır. İstif üstte doğru marn-türbiditik kumtaşı-pelajik kireçtaşı ile devam eder. En üstte gevşek tutturulmuş kırmızı marn-sarımsı kireçtaşı ardalanmasıyla son bulur. Üst kesimlerde bloklar yok denecek kadar azdır. Harami Formasyonunun üzerine Napların, Üst Permien yaşlı Koçdağ formasyonu (Malatya Metamorfitleri) ile Orta-Üst Triyas yaşlı Karabayır formasyonu yer almaktadır. İstifin kalınlığı yaklaşık 200 metredir.

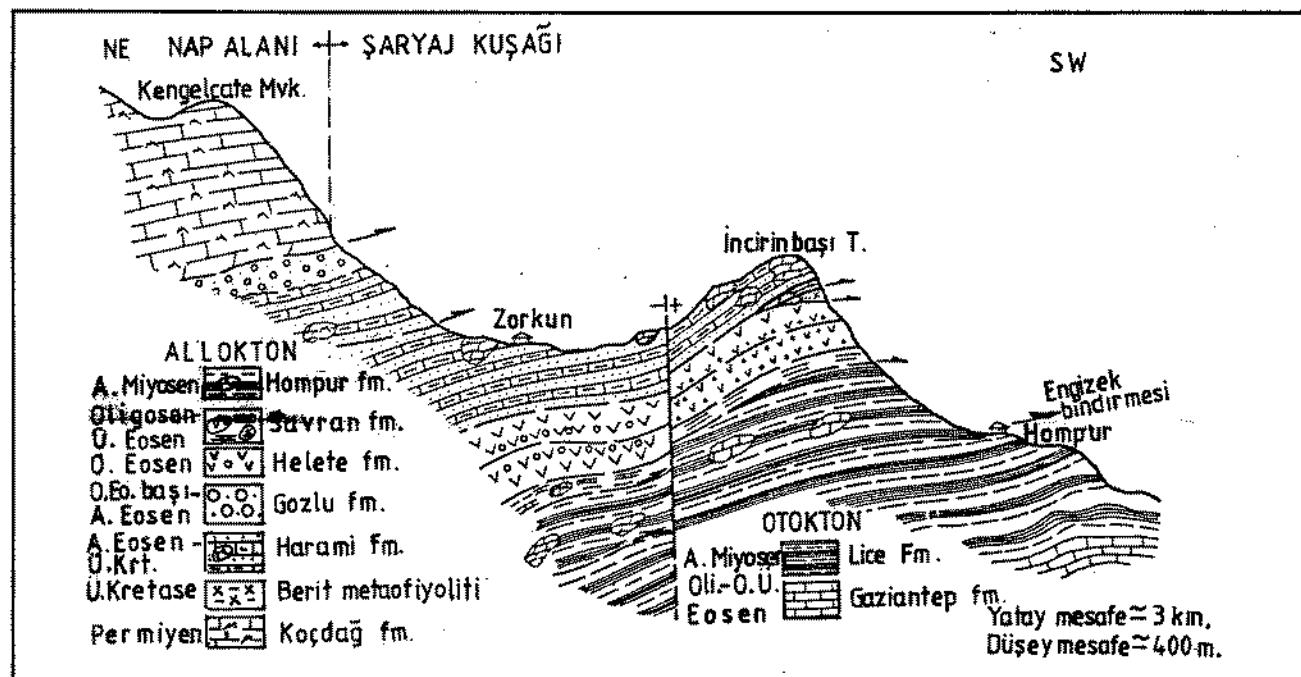
Yukarıda tanıtılan Harami Formasyonunun düzenli sıralanımı çoğu yerde (Şarlak Dere) terslenmiş ya da güney yöne sürükle nimlerle birkaç kez tekrarlanmıştır (Şekil 5). İstifin düzeninin korunıldığı kesimlerde killi seyrek biyomkritler Konasiyen-Santonyen yaşını veren *Globotruncana angusticarinata* (Gon-



Şekil 4: Harami Formasyonunun Şarlak Dere'de ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 4: The Sarlak stream measured stratigraphic section.

dolfi), *Dicarinella primitiva* (Dalbiez), *Rosita fornicalata* (Plummer), *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., üst seviyelere doğru kuvars kırıntılı seyrek biyomkritler üst Kampaniyen yaşını veren *Globotruncanita calcarata* (Cushman), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncanita cf.conica* (White), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi), daba üstteki çamurtaşısı-pelajik kireçtaşları Orta-Üst Maastrichtyen yaşını veren *Globotruncana cf. arca* (Cushman), *Gansserina gansseri* (Bolli), en üst düzeylerdeki marnlar Alt Eosen yaşını veren *Nummulites leavigatus* (Bruguiere), *Nummulites aff. djokdjokartae* (Martin), *Cuvillierina eocenica* Ruiz de Gaona fosillerini içerir. Bu düzeyden itibaren Harami Formasyonunu Ypresiyen-Lütesiyen yaşlı Gozlu formasyonu diskordan örter.



Şekil 5: Harami Formasyonunun İncirinbaşı Tepe civarında gözlenen jeolojik enine kesiti (Kesit, şekil 1 deki haritada gösterilen II kesitine karşılıktır).

Figure 5: Geological cross section around the İncirinbaşı Hill showing the structural position of the Harami formation (This section corresponds to II in fig. 1).

Harami Formasyonu, geç Senomaniyen'de ilk dönemde pelajik bir ortamda çökelen ve düşük enerjili bir ortamı temsil eden mikrit-çört ardalanmasıyla başlar. Bunun üzerine türbiditik fliş benzeri bir kumtaşı-çakıltaşlı şeyl ardalanmasından oluşan kesim gelişmiştir. Bu birimin içine türbiditik çakıl cepleri içinde görülen mermer çakıl ve kumlarının (Şarlak Dere) yanısıra mermer bloklarının da katılması çökelme ortamının yüksek bir alanda yer alan Malatya Metamorfisi kütlesiyle irtibath olmasını gerektirmektedir. Derin denizel marn-çört, fliş benzeri türbiditik kumtaşı-şeyl-marn ardalanması ve mermer blokları gibi farklı kaya gruplarından oluşan Harami Formasyonunda yer alan mermer blokları, çökel istif içine iki yolla karışmıştır. Birincisi, birimin çökelmesi sırasında fliş benzeri türbiditik birimler içine bloklar halinde karışması; ikincisi ise, tektonik mercekler halinde mermerlerin sokulmasıdır. Çökelme ile karışan bloklar bile çoğu kez tektonizma etkisinde kalarak belli bir yönde uzamıştır (Şekil 3).

Mermerlerin tektonik yolla derin denizel Harami Formasyonu içine karışmaları Alt Eosen sonunda geçmiştir. Çünkü Harami Formasyonu çökelimi Üst Kretase'den Alt Eosen sonuna kadar devam etmiş, daha sonra tektonik karmaşma gelişmiş ve bu birimlerin üzerinde Alt-Orta Eosen yaşı Gozlu formasyonu çökelmiştir. Daha sonra güney yönde ilerleyen Malatya Metamorfik kütlesi, kendi dilimleri ile dilimlenmiş olan Harami Formasyonu üzerinde itilerek yerleşmiştir.

ALT - ORTA EOSEN

Gozlu formasyonu

Gozlu formasyonu kırmızı çakıltaşlarıyla temsil edilen bir birimidir. Kırmızı-kızıl-gri, marn-çamurtaşı hamuruyla sarılmış Permo-Triyas yaşı mermerleri, gri-beyaz-kırmızımsı rekristalize kireçtaşları ve Eosen yaşı gri-beyaz Nummulites'li kireçtaşları çakıl ve bloklarını içerir. Tipik özellikleri çalışma sahası içinde Gozlu Mahallesinde görülen istif, bu nedenle tarafımızdan Gozlu formasyonu olarak tanıtılmıştır.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekayılı Zonu

Şaryaj Cephesinde, Kaleköy civarından başlayıp doğuda Helete Nahiyesi kuzey yamaçlarına kadar kesiksiz 20 km. boyunca uzanan, uzaktan tipik kızıl rengiyle dikkat çeken Gozlu formasyonu, Harami Formasyonunun değişik litolojileri üzerine kırmızı kaba konglomeralarla diskordan başlamaktadır. Çakıllar ortalama 5-6 cm. çapındadır. Az görülen bloklar ise birkaç 100 metreye ulaşabilmektedir. Gozlu formasyonunun üzerine Koçdağ formasyonu itilmiştir. Gozlu formasyonu Şaryaj Cephesinin en üst birimini oluşturmaktadır.

Gozlu Mahallesi civarında birimin konglomeralarını izleyen killi seyrek biyomikritler, Orta Eosen yaşı (Lütesiyen) veren *Nummulites millecaput* (A) Boubee, *Nummulites cf. aturicus* Joly-Leymerie, *Assilina granulosa* d'Archiac fosillerini içermektedir. Bu killi seyrek biyomikritler orta-yüksek enerjili iç şelf ortamında çökelmişlerdir.

Gozlu formasyonu, Üst Kretase-Alt Eosen yaşı Harami Formasyonunu, Alt Eosen sonunda diskordan olarak örten ve Lütesiyen sonuna kadar çökelimini sürdürün bir birimdir. Bu birimin tabanı, yamaç molozu gibi karasal bir ortamı temsil etmektedir. Zira kırmızı çamurtaşlı hamurlu bu birimin içinde kötü boyanmış ve köşeli Malatya Metamorfisi çakıl ve blokları egemendir. Daha sonra sıç denizele geçen ve boyanmanın giderek arttığı bu açık gri renkli düzeylerinde *Nummulites* vardır. Fosilli denizel kesim, birimin karasaldan sıç denizele geçtiğini göstermektedir.

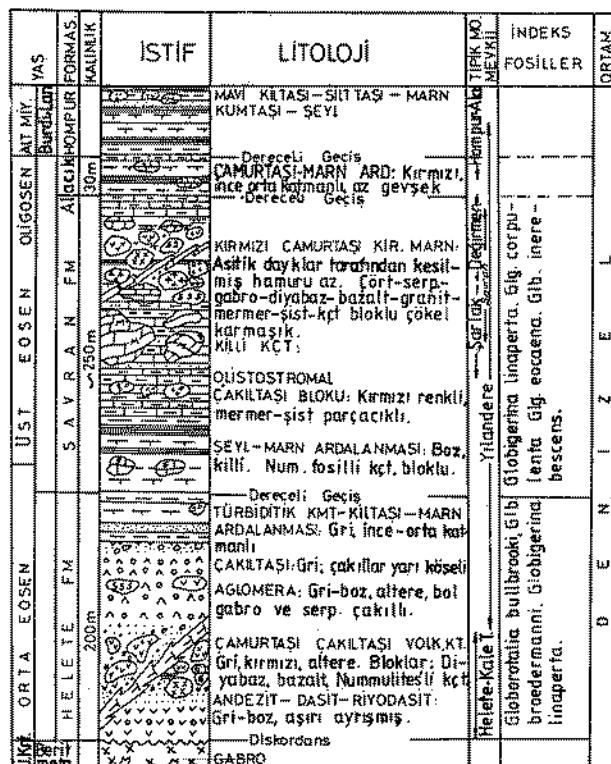
Gozlu formasyonu çakıllarının büyük çoğunluğunu, Malatya Metamorfisinden aktarılan mermer-rekrystalize kireçtaşları oluşturur. Bu veri Gozlu formasyonunun Malatya Metamorfisi kütlesinin öneyinde, bir fay şevi öneyinde geliştiğini yanı yüksek bir alandan hızlı gereç birikmesi sonucunda çökelmiş olduğunu göstermektedir. Bu karasal-sıç denizel hareketli ortamın Malatya Metamorfisi Naplarının güneye ilerlemesile geliştiği söyleyebilir.

ORTA EOSEN

Helete formasyonu

Bu birini, gri-boz-kurşuni renkli bazaltik andezit-andezit-riyolit gibi volkanik kaya-lara, bunlarla birlikte görülen piroklastik

kayalardan oluşmaktadır. Nadiren volkanitlerle arakatkılı çoğunlukla olistostromal çökelleri ve bazı kireçtaşlı düzeylerini de içeren Helete formasyonunda ayrıca diyabaz, serpentinit ve *Nummulites*li kireçtaşlı çakıl ve blokları da görülür. Tüm istif asitik dayklar tarafından sık kesilmiştir (Şekil 6). Tipik özellikleri Helete Nahiyesi civarında görülen birim Helete formasyonu olarak adlandırılmıştır.



Şekil 6: Helete formasyonu ve Savran formasyonun genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 6: Generalized stratigraphy section of the Helete and Savran formations.

Berit metaofiyoliti üzerinde diskordan olarak oturan Helete formasyonunun alt ve üst dokanağı çoğu kez tektonik niteliktedir. Mostra verdiği çoğu yerde Savran formasyonu üzerine itildiği görülen birim üst dokanağında ise değişik formasyonlar tarafından tektonik olarak örtülülmüştür. Helete formasyonu üzerine şaryajla oturan bu birimleri Berit metaofiyoliti diliminin gabro ve lavları, Harami Formasyonu ve Malatya Metamorfislerinin mermerleridir. Helete formasyonunun kalınlığı 20 metre ile 200 metre arasında değişmektedir.

Çalışma alanında doğu-batı doğrultuda uzanan ve 20-30 derece kuzeye eğimli Helete formasyonu yanal ve düşey devamlılığı sık değişen litolojilerle temsil edilmektedir. Helete formasyonunda, volkanik kayalar ve aglomera düzeyleri arasında yer alan olistostromal çakıltaşı düzeylerinden Orta Eosen yaşı tesbit edilmiştir. Birimde yer yer makaslama zonları görülmürse de ileri derecede kataklasizma veya metamorfizma etkileri görülmmez.

Şaryaj Cephesinde yer alması ve metamorfizmaya uğramamış olması yanısıra litolojilerinin de farklı olması ve ayrıca asitik lavlarla kesilmesi gibi nedenlerle nap alanında mostra veren Maden Grubu kayalarından ayrıcalıklar gösteren Helete formasyonu, Helete Nahiyesi güneyinde Saritaş Tepede direkt Berit metaosiyolitinin gabro türü kayaları üzerinde oturmaktadır. Bu gözlem, volkanizmanın birincil olarak osiyolitik bir temel üzerinde gelişğini göstermektedir.

Helete formasyonu Orta Eosen'de okyanusal bir temel üzerinde gelişmiş kalkalkalen-andezitik türde bir volkanizmadır. Bu volkanik kuşağın büyüyerek yükselmesi oluşturduğu şeşlerin önünde birimin içine türbiditik ve olistostromal malzeme gelmesini sağlamış ve gelişimini Orta Eosen sonrası da devam ettirmiştir. Bunun sonucunda üzerinde yer alan Üst Eosen-Oligosen yaşı Savran formasyonunun gelişip oluşmasına da neden olmuştur. Volkanizmanın deniz düzeyine ulaştığı seviyelerde resifal kireçtaşları (Seske formasyonu; Erdogan 1975) gelişmiştir.

Sadece Şaryaj Cephesinde görülen Helete formasyonunun alt ve üst dokanaklarının tektonik olması ve Oligosen-Alt Miyosen yaşı formasyonlar üzerinde güney yönünde ilerlemiş olması, birimin bölgeye Alt Miyosen sonu bir dönemde şaryajlarla yerleştiğini göstermektedir.

Bölgедe Şaryaj Cephesinin en önünde yer alan olistostromal nitelikli allokon birimler önceki çalışmalarda Çüngüş Karmaşığı olarak tanımlanan birimlere karşılıktır. Bu yüzden, Savran formasyonu, Alacık Formasyonu ve Hompur formasyonu adı altında tanıtılacak birimler, Çüngüş eşdeğeri olarak değerlendirilebilirler.

Savran formasyonu

Savran formasyonu kırmızı-mor renkli olistostromal bir çakıltaşlı istifidir. Kırmızı çamurtaşlı, kumtaşlı matriksli bu çakıltaşının çakılları, çoğulukla çok iri boyutlara varabilen granit, mor bazalt, gri diyabaz, andezit lavı, aglomera blok ve çakılları, çört, mermer, kalkşist, *Nummulites*'lı beyaz kireçtaşlı, kırmızı pelajik kireçtaşlı, serpanthinit, bazik lav, gabro ve mikrogabrodan oluşmaktadır. Hamur malzemesi çok az olan bir megabreş görünümündedir.

Tipik özellikleri Savran Köyü civarında görülen birim Savran formasyonu olarak adlanmıştır. Normal stratigrafik diziliminde Helete formasyonu üzerinde konkordan duran bol bloku bu istifin üzerine Hompur formasyonu çökelleri dereceli geçişlidir. Ancak Şaryaj Ceplesinin batı kesimlerinde bu sralanımın topluca terslendiği görülmektedir. Ayrıca Savran formasyonu üzerine çoğu yerde Harami Formasyonu çökelleri sürüklennmiştir. İstifin kalınlığı batıda Şarlak Derede 20-30 metre, Alınca Mahallesi civarında 300 metredir. Helete güneybatisında Saritaş Tepe'de formasyonların birincil ilişkisi görülebilmektedir. Burada Berit metaosiyoliti üzerinde diskordan olarak oturan Helete formasyonu üste doğru Savran formasyonuna normal geçişlidir. Ayrıca Çataltepe ve Hacılar Mahalleleri civarında Alt Miyosen yaşı Hompur formasyonu, Savran formasyonu üzerinde normal konumda durmaktadır (Şekil 7).

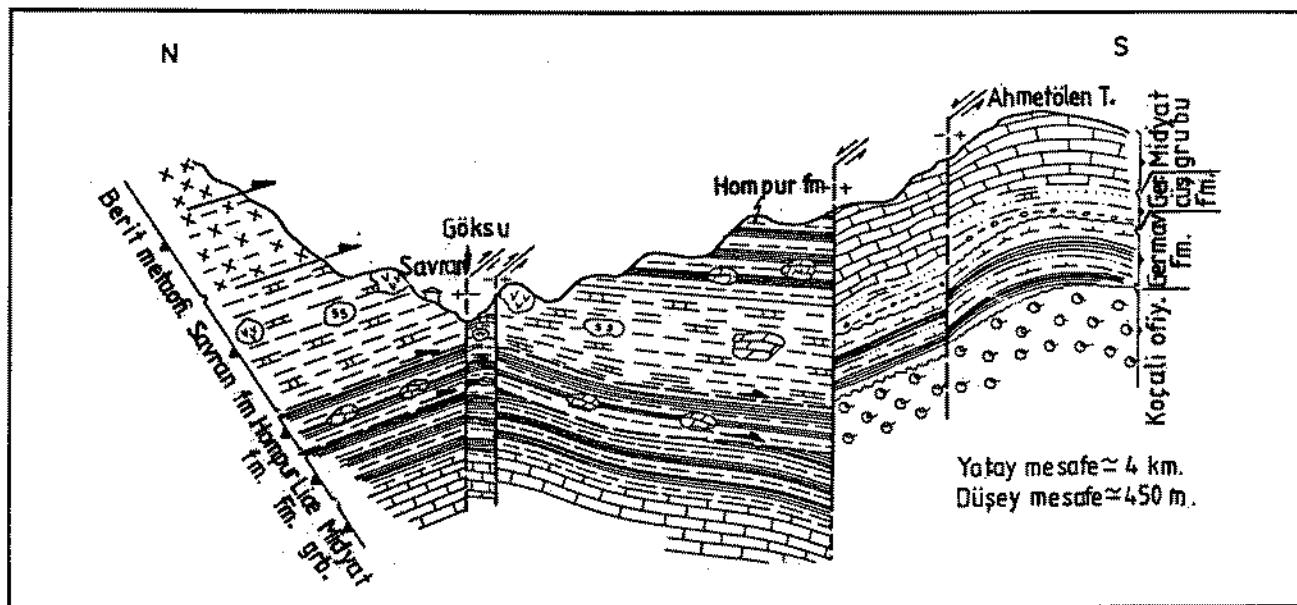
Savran formasyonunun üst seviyelerinde kırmızı çamurtaşlı hamuru Üst Eosen'i karakterize eden: *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina corpulenta* Subbotina, *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globorotalia increbescens* Bandy, fosillerini içerir. Savran formasyonu Alacık Formasyonuna (Oligosen) geçişlidir. Dolayısıyla birim Orta-Üst Eosen-Oligosen yaşı olmalıdır.

ÜST EOSEN - OLIGOSEN

Alacık Formasyonu

Kırmızı çamurtaşlı ve marn hamurundan oluşan bir çökel istiftir. Tipik kırmızı renge farkedilebilen istif içinde kırmızı pelajik kireçtaşlı, manganlı çört, *Nummulites*'lı kireçtaşlı, gabro ve mermer blokları yer almaktadır.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağınn Ekaylı Zonu



Şekil 7: Savran yöresinde Hompur formasyonunun diğer birimlerle yapısal ilişkisini gösterir jeolojik enine kesit [Kesit, şekil 1 deki haritada gösterilen V kesitine karşılıktır].

Figure 7: Geological cross section showing the structural position and relationship with other lithological units of the Hompur fm. around the Savran village, N of Kahramanmaraş (This section corresponds to V in fig. 1).

Alacık mevkii, Şarlak dere, Çataltepe Mahallesi civarında mostra veren Alacık Formasyonu (Erdoğan, 1975), Şarlak Derede doğu-batı doğrultulu ve 30 derece kuzeye eğimle, Hompur Formasyonu üzerine itilmiştir. Kalınlığı yer yer 50 metreye varan istifin üzerine ise Savran Formasyonu itilmiştir.

Şarlak Derede diğer birimlerle birlikte terslenmiş olarak ve tektonik ilişki içinde görülen Alacık Formasyonunun, normal stratigrafik diziliminde Savran Formasyonu üzerinde yer aldığı ve onunla tediçen geçişli olduğu görülmektedir. Savran Formasyonu ile Hompur Formasyonu arasında yer alan bir geçiş birimini oluşturduğu söylenebilir.

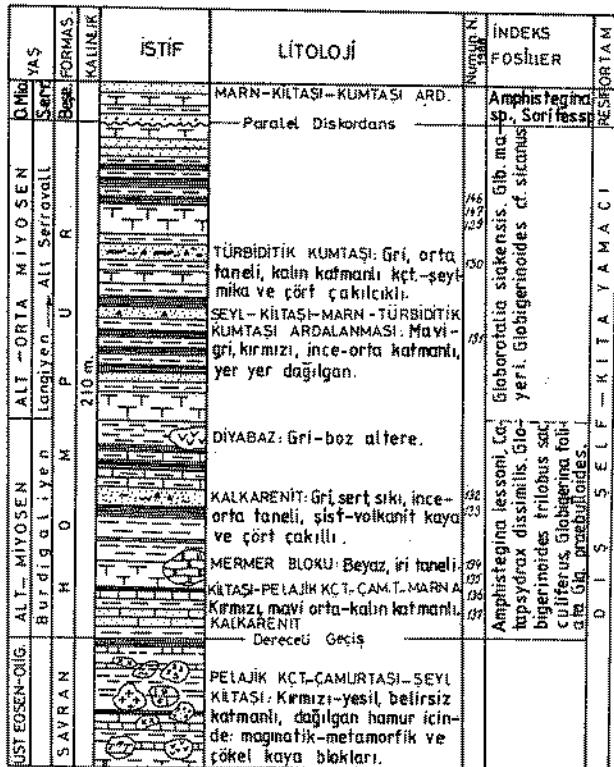
Alacık Formasyonu içindeki kireçtaşları blokları da, Orta-Üst Eosen yaşı vermiştir. Birimin kendi gelişme yaşı ise Üst Eosen-Oligosen olmalıdır. Zira birimin stratigrafik olarak Üst Eosen-Oligosen yaşılı Savran Formasyonu ile Alt Miyosen yaşılı Hompur Formasyonu arasında yer alması bu birimin de bağlı olarak Üst Eosen-Oligosen zaman aralığında çökeliş olduğunu göstermektedir.

ALT-ORTA MIYOSEN

Hompur formasyonu

Ekay zonunda en alta yer alan Hompur formasyonu, kiltası-şeyl ve marn ardalanmasından oluşur. Seyrek bazı türbiditik kumtaşı ve çakıltaşı arakatkılar da içermektedir. Hompur formasyonu içinde ayrıca, Malatya Metamorfítine ait beyaz mermer, gri kireçtaşı, kalkışt blokları ile değişik formasyonlardan aktarılan ince taneli Nummulitesli kireçtaşı, olistostromal çakıltaşı, diyabaz serpantinit ve gabro bloklarını da içerir.

İstifin tipik litolojileri Hompur civarında görüldüğünden birim, Hompur Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şaryaj Cephesi'nin en alt formasyonunu oluşturan birim, Lice Formasyonu üzerine sürüklenemiştir. Bloklu oluştu ve daha az düzenli iç yapısıyla Lice Formasyonundan ayırdedilebilmektedir. Savran-Alacık-Hompur adı verilen birimler topluca Güneydoğu Anadoluda Çüngüş Formasyonu (Sungurlu, 1985) adı verilen birimin eşdeğeriidir (Şekil 7, 8).



Şekil 8: Değirmen ölçülu stratigrafi kesiti (Kesit, şekil 1'deki haritada gösterilen III kesitine karşılıktır).

Figure 8: Değirmen measured stratigraphic section (This section corresponds to III in fig. 1).

Allokton nitelikteki Hompur Formasyonu, otokton Lice Formasyonu üzerine güneye yönünde itilerek yerleşmiştir. Engizek bindirmesi adı verilen bu itilme yer yer düşey ve yanal atımlı faylarla kesilmiştir. Birincil olarak Savran Formasyonu üzerinde ve nor-

mal dokanaklı olan Hompur Formasyonu, Şaryaj Cephesinde itilmelerle, Alacık Formasyonu, Savran Formasyonu ve Harami Formasyonu itilmelerinin altında kalmıştır (Şekil 7, 8).

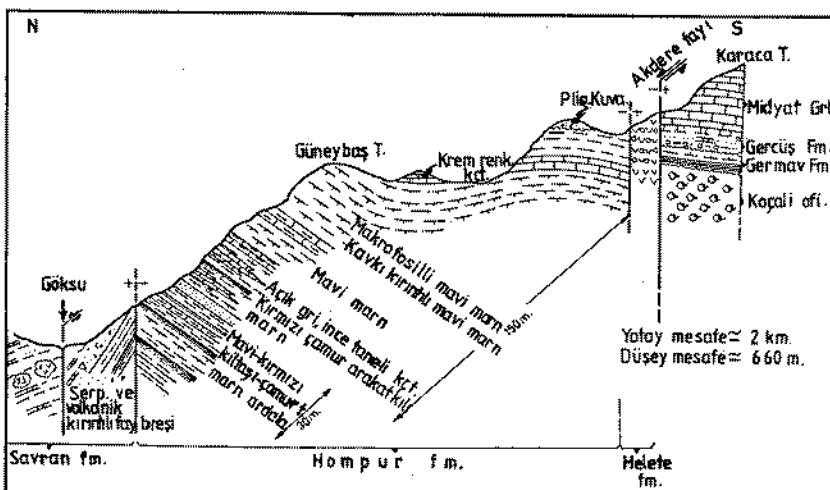
210 metre kalınlığa ulaşabilen istifin tipik mostralardan biri Şarlak Derededir (Şekil 3).

Hompur Formasyonunun taban seviyelerini oluşturan kilitası-marn-şeyl litolojileri Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşı: *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, *Globorotalia (Turborotalia) siakensis* Le Roy, daha üst düzeyler ise, Orta Miyosen (Alt Serravalliyen) yaşı veren: *Globigerinoides trilobus immaturus* Le Roy, *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia mayeri* Cushman-Ellisor, *Globorotalia obesa* Bolli, *Globoquadrina altispira* Cushman-Jarvis, fosillerini içerir (Şekil 9, 10).

Cüngüş Formasyonu (Sungurlu, 1985) gibi, Alloktonların en alt sürükleşim dilimini oluşturan ve aynı litojik-stratigrafik konumda olan Hompur formasyonu, içeriği fosillere ve litolojisine göre kita yamacında çökelmiş bloklı bir birimdir. Bu verilere göre Hompur formasyonu, Lice Formasyonunun kuzadan daha uzağında gelişmiş eşdeğeri bir birimdir.

Hompur Formasyonunun Lice Formasyonu ile mukayesesı

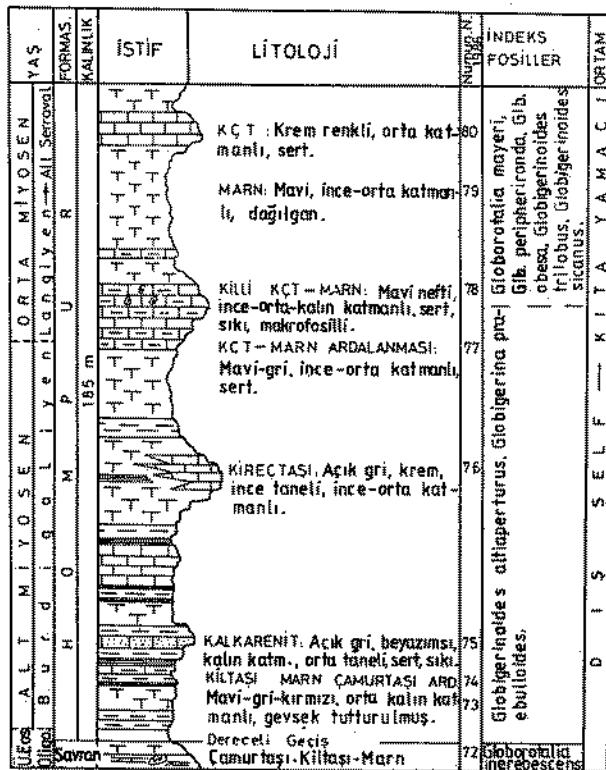
Alt Miyosen'de Allokton ve Otokton Birliklerin ilk ortak örtü birimini oluşturan Hompur formasyonu ve Lice Formasyonu birbirlerinin yanal devamı olan birimlerdir. Ancak Alt Miyosen dönemi sonunda devam



Şekil 9: Hacılar mahallesi Güneybaş Tepede Hompur formasyonunun konumunu gösteren jeoloji enine kesiti (Kesit, şekil 1'deki haritada gösterilen IV kesitine karşılıktır).

Figure 9: Geological cross section showing the stratigraphic position of the Hompur fm. at the Güneybaş Hill, Hacılar Hamlet N of Kahramanmaraş (This section corresponds to IV in fig.1).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağıının Ekyalı Zonu



Şekil 10: Hacılar Mahallesi-Güneybaş tepe ölçülu stratigrafi kesiti.

Figure 10: Hacilar measured stratigraphic section at the Güneybaş hill, N of Kahramanmaraş.

eden güney yönde itilmeler, aynı örtü biriminde, kuzeyde Alloktona yakın kesimdeki litolojilerini etkilemiştir. Böylelikle Şaryaj Cephesinin en alt formasyonunun (Hompur formasyonu) oluşmasına neden olmuştur. Bu oluşum her iki formasyonda temel farklılıklar meydana getirmiştir. Bu farklılıklar şunlardır:

a) Hompur Formasyonu değişik türde ve yaşıta olistostromal bloklar içerir. Lice Formasyonu ise çoğunlukla bloksuz veya az blok içermektedir.

b) Hompur Formasyonu litolojilerinin aşırı konum bozukluğu göstermesine karşılık, Lice Formasyonun oldukça düzenli bir iç yapısı vardır.

c) Hompur Formasyonu Akitaniyen-Alt Serravallien döneminde çökelimiştir. Lice Formasyonu da Akitaniyen-Serravallien döneminde çökelimiştir, ancak bu istif Hompur formasyonu gibi kesiklige uğramadan daha genç Beşenli grubu çökellerine kesiksiz

geçişli olduğu görülmüştür.

d) Hompur formasyonunu, Beşenli grubu çökelleri diskordan olarak örtmektedir (Alacık mevkii güneyi Kale Tepe civarı).

e) Hompur Formasyonu bir kita şevi çökel istifisini temsil etmektedir. Lice Formasyonu ise, kita şevinde, kısmen de daha sıç ve düzenli bir ortamda çökelmiştir. Alt Serravalliyen döneminde, derinden başlayarak yavaş yavaş sıç denizel gökellere geçmiştir.

f) Hompur Formasyonu, Savran Formasyonu üzerinde; Lice Formasyonu Midyat grubu kireçtaşları üzerinde normal geçişlidir. Hompur Formasyonu, Lice Formasyonu üzerinde tektonik olarak oturmaktadır.

ORTA MIYOSEN

Besenli Grubu

Beşenli Grubu, gevşek tutturılmış gri kumtaşı, marn, mavi yeşil renkli kıl, kırmızı-sarı marn, çamurtaşından oluşmaktadır. Genellikle kırmızımsı renkleri içeren litolojisile diğer formasyonlardan ayırdedilebilen Beşenli Grubu Otokton nitelikli Lice Formasyonu üzerinde normal konumlu ve geçişlidir. Geçiş zonunda birkaç düzeyde kalınlıkları 10-20 metreler arasında değişen resifal kireçtaşları yer alır. İstif üsté doğru kumtaşı-kıldaşı-marn-kırmızı çamurtaşı ve gevşek tutturılmış gri kumtaşı ile devam ederek son bulur. İstisin kalınlığı yaklaşık 100 metredir. İstisin tabanından alınan numunelerden derlenen fosiller Orta-Üst Miyosen yaşını veren *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp., *Cibicides* sp., *Heterostegina* sp. fosillerini içerir. İstisin üst seviyeleri fosilsizdir.

Beşenli Grubunun üst seviyelerine karşılık gelen gri, gevşek tutturılmış kumtaşı mostralıları Kaleköy, Kamalakkaya Tepe ve Kale Tepe civarında görüldüğü gibi Allokton Şaryaj Cephesinin Helete, Savran, Alacık ve Hompur formasyonlarını diskordan olarak örter.

Beşenli Grubu yukarıda belirtilen özellikleriyile, sıg denizelden karasala geçen bir ortamı, daha üstte doğru ise karasal bir ortamı temsil etmektedir. Üstteki bu karasal litolojiler Amanos Tektonik Birliği ve Engizek Şaryaj Cephesinde yer alan birimleri ortaklaşa örten bir örtü birimi niteliğindedir.

YAPISAL JEOLOJİ

Bindirmelerin yaşları

Yoğun tektonik hareketlere uğramış Şaryaj Cephesinde güney yönde itilmeler sonucunda yaklaşık doğu-batı doğrultuda uzanan bindirmeler ile bu bindirmeleri keşen süreksizlikler sık gelişmiştir (Şekil 11).

Şaryaj Cephesinin en alt sınırını oluşturan bindirme (Engizek bindirmesi), Hompur formasyonunun Lice Formasyonu üzerine itilmsiyle gelişmiş Allokton-Otokton sınırını oluşturan önemli bindirmelerden biridir. Bu bindirme, üst seviyelere doğru regresif birimlerle temsil edilen Akitaniyen-Alt Serravalliyen yaşı Lice Formasyonu üzerine, Alloktonları yerleştiren bir düzlemdir. Bölgede, Engizek bindirmesinin 1 km. güneyi kadar kısa bir mesafede yer alan 100 metre kahnlığa erişen Alt Serravalliyen'den daha genç, kırmızı-gri renkli karasal çökeller, bu zon boyunca görülmekte olup, bindirme düzleminin altında gözlenmemiştir. Dolayısıyla, Engizek bindirmesi, inceleme alanı içinde Alt Serravalliyen sonunda sürüklenimini tamamlamıştır. Kırmızı karasal çökellerin çökelimi esnasında, bölge sıkışmaya devam etmiş, ancak bu etki, itilmeler hâlinde gelişmemiştir. Bu hareketler, başlıca yanal atımlı faylar, ya da genç birimler içinde gelişen ters faylarla telsiz edilmişdir.

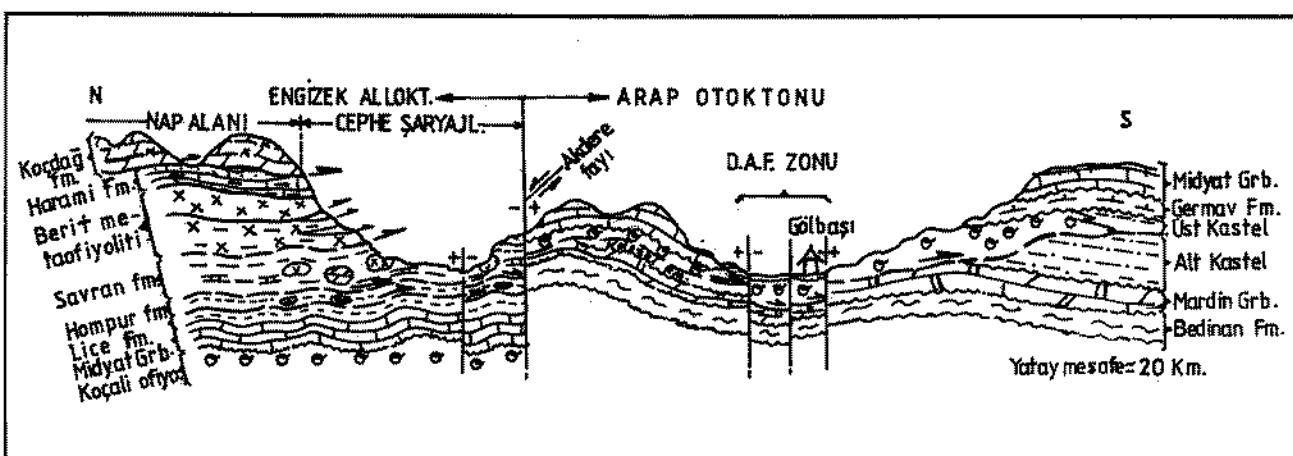
Ekay zonu, en alt sınırını oluşturan Engizek bindirmesi ile başlar. Engizek Dağları

Naplarının altında (Höyük bindirmesi) biter. Engizek bindirmesi ile Höyük bindirmesi arasında tanıtılan ve dar bir kuşakta yer alan tüm bu bindirmeler, ekay zonunu oluşturmaktadır. Bu gelişim süreci, en alta yer alan Engizek bindirmesinden, en üsttekil Höyük bindirmesine kadar yaşı gittikçe yaşlanan birimleri diliğlemiştir.

Şaryajınma yaşı ise,kestikleri en genç birimler dikkate alındığında Alt Serravalliyen sonu-Alt Miyosen dönemi olarak verilebilir. Dolayısıyla en alta görülen Engizek bindirmesi Alt Serravalliyen sonu, Nap alanına ait Koçdağ formasyonunun (Malatya Metamorfisi) tabanını oluşturan Höyük bindirmesi ise, muhtemelen Alt Miyosen sonunda gelişmiştir.

Fayların yaşları

İnceleme alanında ters fay ve şaryajların dışında çok sayıda ve türde diğer faylar da yer almaktadır. Bunların çoğu doğu-batı doğrultulu yanal atımlı faylardır ve çoğu, kilometreler mertebesinde uzunlukta olup bir kısmı Doğu Anadolu Fayına birlesirler. Birleşen bu faylar Hompur formasyonunu ve Engizek bindirmesini kesmektedirler. Dolayısıyla, Serravalliyen sonundan itibaren gelişmişlerdir. Doğu Anadolu Fayının yaşı da Şaryaj Cephesinin alt sınırını oluşturan Engizek bindirmesi ile karşılaşmayla yaklaşım yapılabılır. Şaryaj Cephesinde yer alan düşey fayların tümü Alt Serravalliyen sonu yaşı Engi-



Şekil 11: Ekay zonuna dik yönde geçen bölgenin genel tektonigini gösterir jeoloji enine kesiti.
Figure 11: Geological cross section showing the overall tectonics across the zone of imbrication.

D.A.F. Doğu Anadolu Fayı (East Anatolian Fault)

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu

zek bindirmesini kesmektedir. Dolayısıyla, yöredeki tüm faylar Engizek bindirmesinin güney yöndeki itilme hareketini tamamlandıktan sonra gelişmiştir. O halde Doğu Anadolu Fayı ve bu faya birleşen kolları Serravalliyen sonundan itibaren oluşmuşlardır.

TARTIŞMA VE JEOLOJİK EVRİM

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu, yaklaşık eni 7 km. ye ulaşabilen dar bir kuşak olup bu kuşak kuzeyde yer alan naplarla Arap Kitası arasında sıkıştırılmış bir bölgeyi temsil etmektedir. Bu kuşak içinde tektonik birlikler dilimler halinde yer almıştır. Bu tektonik birliklerin arasında, Arap kitasından, okyanusa uzanan bir ortamın temsilcisi (Harami Formasyonu), bir ensimatik ada yayı kalıntısı (Helete formasyonu) gibi oluşma dönemlerinde kilometrelerce genişlikte yer işgal eden ortamların kalıntıları yer almaktadır. Bunlardan bir kısmı, örneğin ensimatik yay, oluşumundan sonra, önemli bir oranda yitilmiş olabilir. Napların güney yönünde ilerlemeleri ve Arap kitasına çarpmaları süresindeki dilimlenmeler ve sıkışmalar sırasında da belli bir kısımları bütünden ayrılarak napların altında kalmış veya yanal atımlı faylarla, ana kütleden sıyrılarak yanal yönde öteleşmiş ve uzaklaştırılmış da olabilirler. Bu farklı etkilerin hangisinin ne kadar rol oynadıklarını ayırt etmek mümkün değildir. Kuşağın önemli bir kesiminin napların altında yer aldığı da tektonik pencerelerin varlıkları nedeniyle de aslında bilinmemektedir. Kuşağın bugünkü eni ve kalınlığının bu bakımdan bölgemin ne denli şiddetli bir deformasyonlar zincirinin etkisi altında kaldığının iyi bir göstergesidir.

Bölgemin jeolojik evrimini tartışan aşağıdaki bölümün değerlendirilmesi de, kuşağın günümüzdeki darlığının bu çerçeveye içinde gözönünde tutulması yararlıdır.

Aşağıda, bölgemin Üst Kretase'den günümüze kadarki dönemde evrimine, bu dar kuşağın ortaya koyduğu önceki bölmelerde tanıtılan bilgi ve bulguların ışığında bir yaklaşım yapılacaktır.

Malatya Metamorfitinin Üst Kertase'den itibaren güneye ilerlemesi sırasında,

günümüzde Şaryaj Cephesinde gördüğümüz formasyonlar da oluşmaya başlamışlardır. Oluşan ilk formasyon, Üst Kretase-Alta Eosen zaman aralığında çökelimini sürdürmüş Harami Formasyonudur. Sadece Şaryaj Cephesi boyunca yaygınca gelişimi gözlenen, Nap Alanya'da rastlanmayan bu formasyon, Malatya Metamorfitlerinin güneyinde, kuzeye dalaarak kapanma evresine girmiş okyanus kabuğu ile naplar arasında yer alan derin denizel bir ortamda gelişmiş bir birimdir. (Şekil 12). Formasyonun litolojik düzeni, geliştiği ortamı ve zamanı karakterize etmektedir.

Aşırı tektonize bir birim olan Harami Formasyonu, okyanus kabuğu üzerinde, Malatya Metamorfitinin oluşturduğu dik şeve bağımlı olarak gelişmiş bir birimdir. Bu nedenle, içine sayısız mermer blokları almıştır. Birimde sık sık görülen yanal değişimler ve turbiditik düzeyler, Harami Formasyonunun daima tektonik aktivitenin olduğu bir dönem boyunca kesiksiz olarak geliştiğini göstermektedir. Bu veri, ayrıca o dönemde, Malatya Metamorfisi Kütleşinin yüksek bir alan oluşturduğunu da göstermektedir (Şekil 12).

Alt Eosen dönemi, çökelim sürecini tamamlamış Harami Formasyonunun içine Malatya Metamorfitleri mermerlerinin tektonik yolla sokulduğu bir dönemdir. Zira daha önceki dönemde, güneye doğru yaklaştırılmış olan Malatya Metamorfisi mermerleri, yükselim alanından, Harami Formasyonu içine ancak blok verebilirken, Alt Eosen'de Harami Formasyonuyla dokanağa geldiği an, güneye itilmenin devam etmesi sonucu, Harami Formasyonu içine zorlanıp tektonik dilimler halinde yerleşmiştir. Harami Formasyonu litolojilerine ilave olan değişik boyuttaki bu mermerlerden oluşan tektonik dilimlerin, çoğunlukla Berit metaofiyoliti üzerinde yer alan Harami Formasyonunun taban seviyelerinde gözlenmesi, muhtemelen tektonik karışımın tabii olarak zayıflık düzlemleri boyunca gelişmiş olmasının sonucudur. Güney yönde itilmelere bağlı olarak Harami Formasyonu çoğu yerde kendi iç döneminde bile, güney yönde birkaç kez dilimlenmiştir. Tektonik karışmış birimlerin üzerinde, Alt Eosen sonu-Orta Eosen başı dönemde Gözlu formasyonu çökelimiştir

(Şekil 12). Gozlu formasyonu, Alt Eosen sonu-Orta Eosen başı dönemde, Malatya Metamorfitleri çakıllarından oluşan karasal-sığ ortam ürünü olup, Malatya Metamorfitinden hızla gereç gelen, yüksek bir şev önünde gelişmiş bir birimdir (Şekil 12, Yılmaz vd. 1987 den).

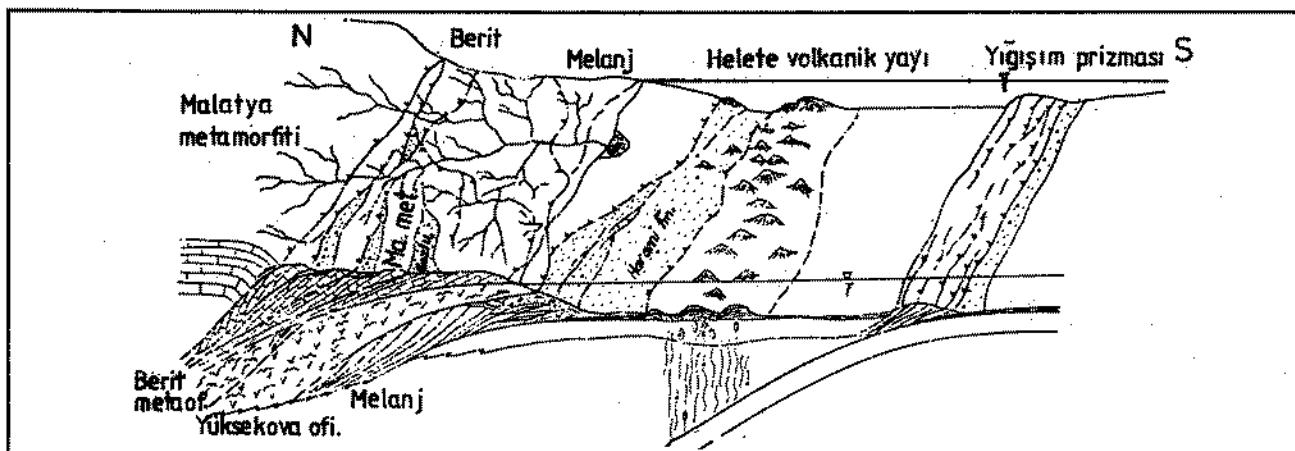
Orta Eosen'de sadece Şaryaj Cephesinde görülen birim Helete formasyonu volkaniteridir. Bu volkanik birimde, denizel ortamda çökelmiş aglomeralar ve akma breşleri tanınmaktadır. Helete volkanik yayı üzerinde yer yer resifler gelişmiştir (Seske Formasyonu, Erdoğan, 1975). Bu arada volkanik yay, güneyindeki havzaya gereç vermeye başlamıştır (Şekil 12).

Üst Eosen, Alloktonlarda güney yönlü nap hareketinin gelişimine devam ettiği dönermdir. Üst Eosen-Oligosen döneminde volkanitler üzerinde, önce Savran formasyonu ve onun üstünde ise, Alacık Formasyonu çökelmiştir. Bölgenin tektonik aktivitesinin, Alt Miyosen başlangıcında kısmen azalmasıyla, daha düzensiz birimlerin üzerinde daha düzenli fliş benzeri türbiditik istifler (Hompur formasyonu) gelişmiştir (Şekil 13). Oldukça düzenli fliş istifleri bölge çapında denizaltı rölyefindeki düzensizliklerin Alt Miyosen'de ani yükselim ve alçalımların azaldığını göstermektedir. Alt Miyosende Hompur formasyonunun eşdeğeri ve daha güneyde yer almasyyla, blokların ulaşamadığı alanda çökelmiş Otokton nitelikli bloksuz Lice Formasyonudur (Şekil 13).

Alt Miyosen, okyanusal ortamın yok olup, Allokton ve Otokton kütelerin yakınlaşarak ilk defa ortak bir örtü birim tarafından örtülmeye başladığı dönemdir. Bu dönemde, kuzeyden güneye ilerleyen Allokton Kütelerin ilerlemeye devam etmesi, bölgede sıkışma ve kısalma meydana getirmiştir. Bu, yükselmeye ve denizel ortamın sağlaşmasına neden olmuştur (Şekil 13).

Alt Miyosen sonu - Orta Miyosen başı, Otokton ve Allokton Birliklerin birbirine çok yaklaştığı bir dönemdir. Lice Formasyonu bu dönemde bölgenin yükselimine bağlı olarak daha çok sağlamıştır. Allokton Engizek Birliğinin (Nap Alanı) güneye ilerlemesi devam etmiş, Serravalliyyen'de Engizek Şaryaj Cephesi bugünkü yapısal konumunu kazanmıştır. Bu ilerleme sonucunda, cephede yer alan çoğu birimler terslenerek bölgeye yerleşmiştir. Şaryaj Cephesinde oluşmuş tüm birimlerin tektonik dokanakları, Orta Miyosen (Serravalliyyen) döneminde değişikliğe uğramıştır (Şekil 14).

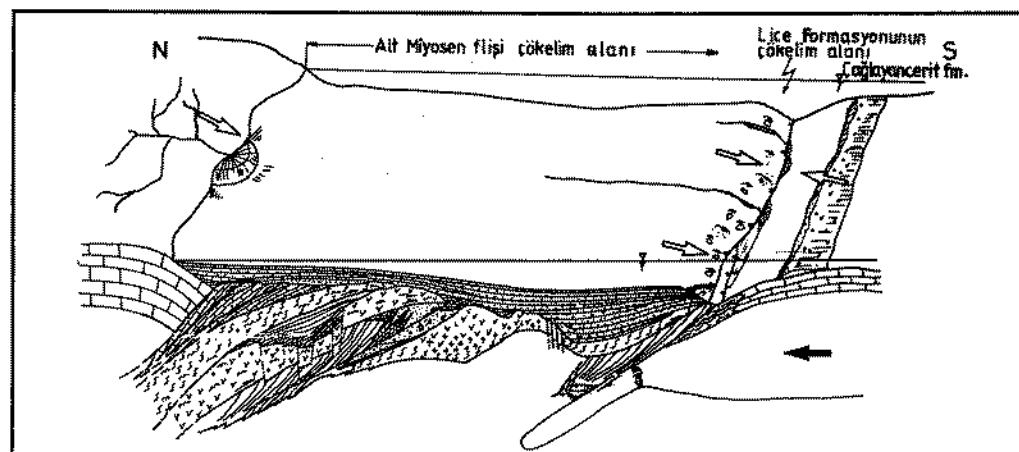
Allokton-Otokton sınırını oluşturan Engizek bindirmesi saba gözlemlerine göre, Alt Serravalliyyen sonu yaşlıdır. Serravalliyyen dönemi ile birlikte bölge yükselmiş, son denizel alanlar yerini yavaş yavaş karasal ortama (Beşenli grubu) bırakmıştır. Böyleslikle iki kıtasal birliğin (Engizek Birliği ile Arap Kıtası) çarpışmaya, Paleotektonik evre son bularak yerini Neotektonik evreye bırakmıştır.



Şekil 12: Bölgenin Orta Eosen'deki paleojeolojisini gösteren blok diyagram (Yılmaz vd. 1987'den).

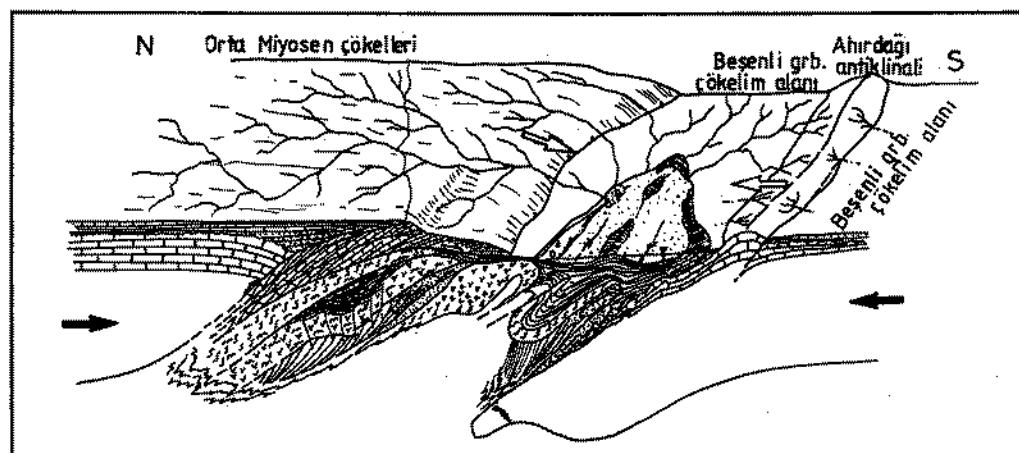
Figure 12: Block diagram showing the paleogeology of the region during the Middle Eocene (After, Yılmaz et. al. 1987).

Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağının Ekay Zonu



Şekil 13:
Bölgemin Alt Miyosen'deki paleojeolojisini gösteren blok diyagram (Yılmaz vd. 1987'den)

Figure 13:
Block diagram showing the paleogeology of the region during the Early Miocene (After, Yilmaz et. al. 1987).



Şekil 14:
Bölgemin Ortı Miyosen'deki paleojeolojisini gösteren blok diyagram (Yılmaz vd. 1987'den).

Figure 14: Block diagram showing the paleogeology of the region during the Middle Miocene (After, Yilmaz et. al. 1987).

Serravalliyen sonunda, sıkışma sisteminin şaryajlarla daha fazla telafi edilemeyecek bir düzeye ulaşması sonucu yanal atılım faylar gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983). Neotektonik evre olarak adlandırılan bu dönemde, Şeryaj Cephesi ve güneyindeki Otokton Birliklerde yer alan faylar ve Doğu Anadolu Fayı gelişmiştir.

Serravalliyen sonunda, bölgelin hızla yükselmesi, Şaryaj Cephesini karasal ortam haline getirmiştir. Güneybatı yönünde çekilen deniz, Arap Otoktonunda sıç denizel-karasal geçiş ortamının gelişmesine yol açmıştır. Pliyosen döneminde göl ve akarsu çökelleriyle temsil edilen Beşenli grubunun yayılmış alanı, güneybatı yönünde çekilen denizin terkettiği alanlar olup, istif bu yönde genleşmektedir. Bu karasal ortam, İskenderun Körfezinde henüz kapanmamış bugünkü Akdeniz'in (Neotetis) denizel ortamıyla

birleşmektedir. Gerçekten de Maraş Ortı Miyosen istifi, İskenderun Ortı Miyosen istifi ile ortak özellikler sunmaktadır. Dolayısıyla bunların birbirleriyle ilişkili oldukları ve aynı denizin körfez boyunca genleşen yanal eşdeğerleri oldukları söylenebilir.

Serravalliyen sonundan itibaren sıkışıp hızla yükselen bölge, Pliyosen'den itibaren bugünkü morfolojik yapısını kazanmıştır. Bölgede, yanal atılım faylar, etkilerini günümüzde de sürdürmektedir.

SONUÇLAR

Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağı 3 doğu-batı gidişli tektonik kuşaktan oluşmaktadır. Bunlar güneyden kuzeye doğru, Arap Otoktonu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi olarak tanıtlabilir.

Ekay zonu, Allokton-Otokton arasındaki dilimli bir zon olup, napların otokton bö-

geye yerleşmeleri sırasında onların öneyinde sürüklendiği diliplenmiş kesimi temsil eder. Bu nedenle, Allokton-Otokton sınırında oluşan Cephe Şaryajları niteliğinde olan bu kuşakta yer alan değişik kalınlıklardaki tektonik dilimlerin dokanakları ezik zonlar halindedir. Şaryajlar kuzeye eğimli olup, eğim açıları 0-35 derece arasında değişmektedir. Şaryajlar, yer yer doğu-batı doğrultuda uzanan genç düşey faylarla kesilmiş olup, bazı alanlarda düşey atım nedeniyle derine gömülmerek gizlenebilmiştir.

Çoğunlukla her bir şaryaj dilimi ayrı bir litoloji grubundan oluşmaktadır ve kendi içinde tabandan tavana doğru genellikle düzenlidir.

Her bir dilimin üst kesimi genellikle alttaki dilimin alt kesiminin devamı halindedir. Böylece, şaryajlanma öncesinde bu dilimler, arasında birincil bir stratigrafik ilişki olduğu görülmektedir.

Şaryaj dilimlerindeki istiflerin yaşları en üst dilimden, en alt dilime doğru genleşmektedir.

Şaryaj dilimleri içinde yer alan istifler topluca Üst Kretase-Alt Serravalliyen dönemini eksiksiz olarak kapsamaktadır. İstiflerde, diskordans vb. gibi bir çökelmezkilik dönemi gözlenmemiştir. Alloktonların eksiksiz ve eksiksiz bu dizilimi, oluşturukları bölgeyi temsil eden, Arap Otoktonunun üzerinde yer alan alanlarda denizel ortamın, Alt Serravalliyen sonuna kadar varlığını koruduğunu ortaya koymaktadır. Bu denizel ortam, Üst Kretase-Orta Eosen arasında okyanusal niteliktidir.

Ekay zonunda yer alan şaryaj dilimlerindeki istif, Üst Kretase-Üst Eosen dönemi açısından Otoktondaki ve Nap Alanındaki eş zamanlı istiflerden farklıdır. Üst Eosen'den itibaren Nap alanı ile, Alt Miyosen'den itibaren ise Otoktondaki istifle ortak hale gelir. Buna göre, Napların Ekay Zonunu temsil eden birlükler ile biraraya gelmeleri Üst Eosen başında olmuş, Nap paketinin Arap kitası üzerine bindirmeye başlaması ile Alt Miyosen'de gelişme göstermiştir.

Dilimlerin gelişimi Alt miyosen sonunda ortaya çıkmış, bu döneme kadarki bütün birimler, Nap Cephesi önünde ekaylanarak bugünkü dizilimlerini kazanmıştır. Orta

Miyosen çökelleri bu dilimli konumun üzerinde gelişmiş ilk çökel örtüdür. Ancak dilimlenmemeyi izleyen dönemde devam eden kuzey-güney yönlü sıkışma, Orta-Üst Miyosen çökellerini de kıvrarak biçim değişime uğratmıştır.

Serravalliyen sonu, Güneydoğu Anadolu Bölgesinde, denizel ortamın, bölgesel sıkışma ve yükselmeye bağlı olarak kaybolduğu dönemdir. Sıkışma sisteminin, yanal atımlı faylarla giderilmeye başlamasıyla, Paleotektonik evre yerini, Neotektonik evreye bırakmıştır.

Kuzey-güney sıkışma, doğu-batı genişlemeye, yanal atımlı faylarla telafi edilmeye başlayınca en-echelon fayları ve bunlara bağlı yerel yapıları oluşturmuştur.

Halen sıkışmaya devam eden bölge bugünkü morfolojisini Pliyosen'den itibaren kazanmaya başlamıştır.

KATKI BELİRTME

Çalışmaya maddi destek veren ve gerçekleştirmesine imkan sunan TPAO'ya şükranlarımız sonsuzdur.

1984-1987 tarihleri arasında Kahraman Maraş dolayında Güneydoğu Anadolu Orogenik Kuşağının çerçevesinde gerçekleştirilen bu çalışmaya diğer proje elemanlarının pek çok katkısı olmuştur. Bu nedenle: Prof. Dr. Okay Gürpinar, Dr. Erdinç Yiğitbaş, Jeoloji Mühendisleri sayın Can Genç, Hüseyin Koçlu ve M. Ali Güle; Paleontolojik tayinlerde katkılarında bulunan Prof. Dr. Atife Dizer, Prof. Dr. Engin Meriç, Prof. Dr. Vedia Toker, Yrd. Doç. Dr. İzver Tansel, Yrd. Doç. Dr. Mehmet Sakınç'a teşekkürlerimizi sunarız.

Ayrıca katkıları nedeniyle merhum Ozan Sungurlu, Türksen Erdoğan ve Doğan Perinçek'e minnetlerimizi belirtiriz.

Makalenin geliş tarihi: 25.10.1990

Manuscript received: 25.10.1990

Yayın kurulunun onayı: 27.3.1991

Revised manuscript received: 27.3.1991

DEĞİNİLEN BELGELER

- Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı Civarının Jeoloji-
si TPAO Rapor No. 929, 18s.
- Gözübol, A.M., Gürpinar, O. 1980, Kahraman-
maraş Kuzeyinin Jeolojisi ve Tektonik
Evrimi. Türkiye 5. Petrol Kongresi, 21-
29.
- Perinçek, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçalı
(Adiyaman İli) Alanının Jeoloji
İncelemesi ve Petrol Olanaklarının
Araştırılması. Doktora Tezi. İ.Ü. Fen
Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü sa. 25.
- Perinçek, D. and Kozlu, H., 1984, Stratigra-
phy and structural relations of the units
in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir re-
gion (Eastern Taurus). Geology of the
Taurus belt proceedings, Ed. Tekeli, O.
and Gönçüoğlu, M.C., p. 181-198, MTA
Ankara.
- Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger
Arasındaki Sahanın Jeooljisi, TPAO
Rapor No: 802 (Yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de
Tetis'in Evrimi, Levha Tektoniği
Açısından Bir Yaklaşım. TJK Yerbilim-
leri Özel Dizisi No. 1 71 s. Ankara.
- Yılmaz, Y., 1984, Amanos Dağlarının Jeoloji-
si Cilt 1. (Giriş ve Stratigrafi) TPAŞ
Arşivi Sa. 146 Ankara.
- Yılmaz, Y., Gürpinar, O., Kozlu, H., Gül, M.A.,
Yıldırım, M., Yiğitbaş.. E., Genç, C., Kes-
kin, M., 1985, Maraş Kuzeyinin Jeolojisi
Cilt I-II-III TPAO Raporu, Rapor No:
2028 (Yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım M., 1987,
Güneydoğu Anadoluda Triyas Sonu Tek-
tonizması ve Bunun Jeolojik Anlamı.
Türkiye 7. Petrol Kongr. Sa. 65-77, An-
kara.

Devrekani Havzası (Kastamonu Kuzeyi) Üst Jura-Alt Kretase Yaşı Karbonat İstifinde Mikrofasiyes Analizleri

*Microfacies Analysis of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous
Carbonate Sequence of Devrekani Basin (Northern Kastamonu)*

CEMAL TUNOĞLU*

Öz

Üst Jura-Alt Kretase yaşı kireçtaşları olarak tanımlanan Yahanlıdere formasyonu, Devrekani havzası kuzey kesiminde geniş hir yayılma sahiptir. Bu formasyonda gerçekleştirilmiş olan mikrofasiyes analiz çalışmaları ile, istifi oluştururan kayaçları başlıca; intrahiyosparit, intramikrit, oointrasparit, biyolitit, hiyopeimiktrit, intrapeimikrit, intrasparit, hiyomikrit ve onkomikrit olarak tanımlanabilen kireçtaşı türevlerinde oluştuğu saptanmıştır. Bu kayaçlarda mikritic seviye ve sparitik çimeoto ardalanmaları izlenmektedir.

Tüm mikrofasiyes analiz sonuçları, arazi göziemieri ve fosili fauna-flora içeriği ile hırlikte değerlendirildiğinde, istifi "az çok çalkantılı" ile "kuvvetli çalkantılı" bir çökelme ortamında, başlaogrıça sınırlı hir platformda, şelf ve gelgit düzüğünde çökelmiş; bazı kesimlerin ise şelf lagüdü ortamının niteliklerini yansıtışı ortaya kooulmıştır.

ABSTRACT

The late Jurassic-Early Cretaceous Yabanlıdere formation has a wide expension in the oorih of Devrekani Basin. Yabanlıdere formation generally comprises intrahiosparite, intramicrite, oointrasparite, biolitite, hiyopemicrite, intrapeimicrite, oointrasparite, intrasparite, oocomicrite and hiomicrite characterised limestone types. Micritic levels and sparitic cement have been found alternatively in these limestone.

Yahaoiidere formatioo was deposited within slightly to highly agitated depositional

environments, based on field observation, fossil fauna and flora content, and microfacies analysis at the beginning of the limited platform, shelf and tidal flat but some of the locations reflect shelf lagune environment character.

GİRİŞ

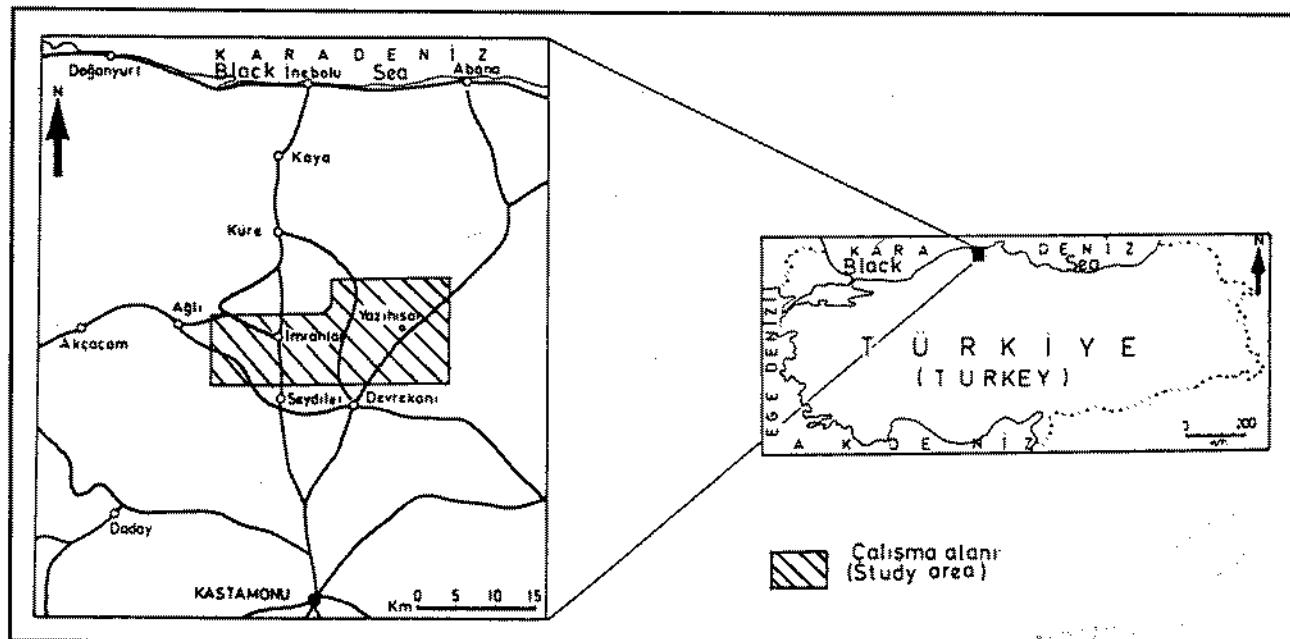
Kastamonu E31 c1, c2 ve d2 pastalarını kapsayan inceleme alanı, Devrekani, Seydiler, Ağlı ve Kûre ilçeleri arasında yer almaktadır (Şekil 1).

Tüm Batı-Orta Pontidlerde, Jura-Eosen zaman aralığında, başlıca üç farklı dönemde çökelmiş, bir bütün halinde karbonat istifi mevcuttur. Bunlar; Üst Jura-Alt Kretase döneminde çökelmiş Yabanlıdere (= İnalı = Yukarıköy), Mastrichtien döneminde çökelmiş Tomalar (=Kapanboğazı= Kirensöküsü) ve Üst Paleosen, Alt-Orta Eosen döneminde çökelmiş Gürleyikdere (Atbaşı=Boyabat) formasyonlarıdır.

Her üç lithostratigrafi birimi bu zamana degen, Blumenthal (1948), Göktunalı (1955), Ketin (1962), Gedik ve Korkmaz (1984), Aydın vd. (1986), Akyol vd. (1974), Yılmaz (1979, 1980), Besbelli (1984), Terlemez ve Yılmaz (1980), Boztuğ (1983), Dilaver (1984), Yılmaz ve Boztuğ (1986, 1987), Sarı (1990), Derman (1990), Tüysüz vd. (1990), Tunoğlu (1991a) tarafından inceleme alanı ve dışındaki lokalitelerde gerçekleştirilmiş çalışmalarla ele alınmıştır.

Yukarıdaki çalışmaların pek çoğunda, bu makalenin konusuna giren Yabanlıdere formasyonu hakkında, bölgesel kapsamda degenilmiş, bazlarında ise doğrudan ilgi alanları dışında kaldığı için yüzeysel olarak geçilmiştir. Bu çalışmada, Üst Jura Alt Kre-

*H.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 06532 Beytepe/Ankara



Şekil 1: İnceleme alanı bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the study area.

tase yaşı Yabanlıdere formasyonunda gerçekleştirilen mikrofasiyes analiz çalışmaları ile söz konusu birimin çökelme dönemi ve şartlarına ayrıntılı bir yaklaşım getirilmiştir.

Yabanlıdere formasyonunda gerçekleştirilen mikrofasiyes analiz çalışmaları, bu formasyona ait üç adet Ö.S.K.'ne (Şekil 3) ait örnekler üzerinde, kireçtaşı petrografisi ve mikrofasiyes analiz çalışmaları olarak yürütülmüştür.

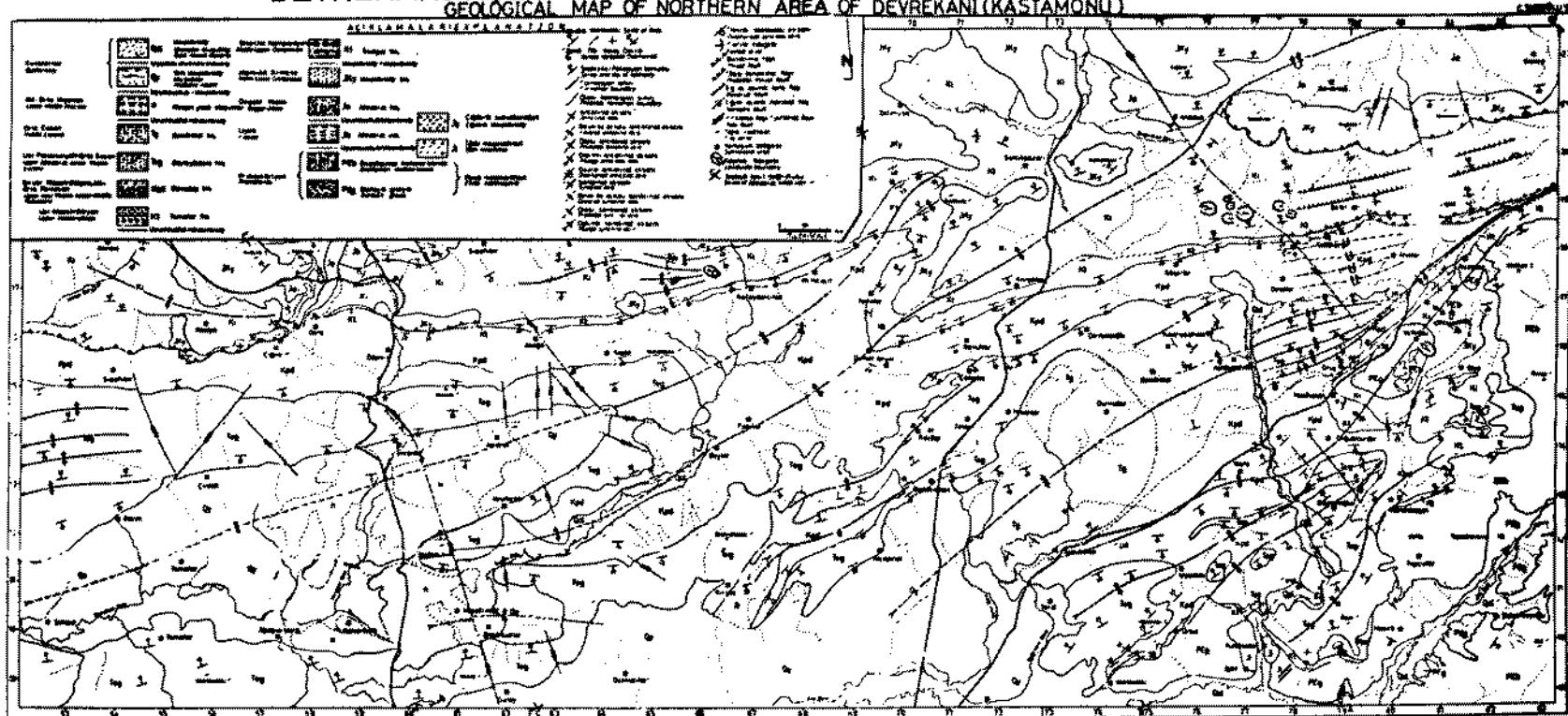
Kireçtaşlarının petrografik tanımlamasında Folk (1959, 1962) ve Dunham (1962) sınıflandırmaları kullanılmıştır. Çalışmalarda her iki yöntemin birbirini tamamlayan yönleri birlikte değerlendirilmiş ve adlandırmada ele alınmıştır. Kireçtaşlarının ortamsal özelliklerinin belirlenmesi için Plumley et.al. (1962) ve Flugel (1982) enerji indeks sınıflamaları kullanılmıştır. Böylece kireçtaşlarının litolojik tanımlamalarında arazi verilerinin yanısıra mineralojik özellikleri de birlikte değerlendirilmiştir.

İncekesitteki fauna ve floranın tanınması ve incelenmesinde, uzman araştırmacıların ayrıntılı tanımlamaya yönelik yardımları beraberinde, Johnson (1951, 1961), Bathrust

(1971), Horowitz and Potter(1971), Flugel (1982), Clark et al (1984) ve Köylüoğlu (1986)'nın çalışmalarından da yararlanılmıştır. Wilson'un (1975) fasties zonları (FZ) ve standart mikrofasiyes zonlarının (SMF) kullanıldığı bu çalışmada, Flugel'in (1982) tanımlama ve uygulamalarından da yararlanılmıştır.

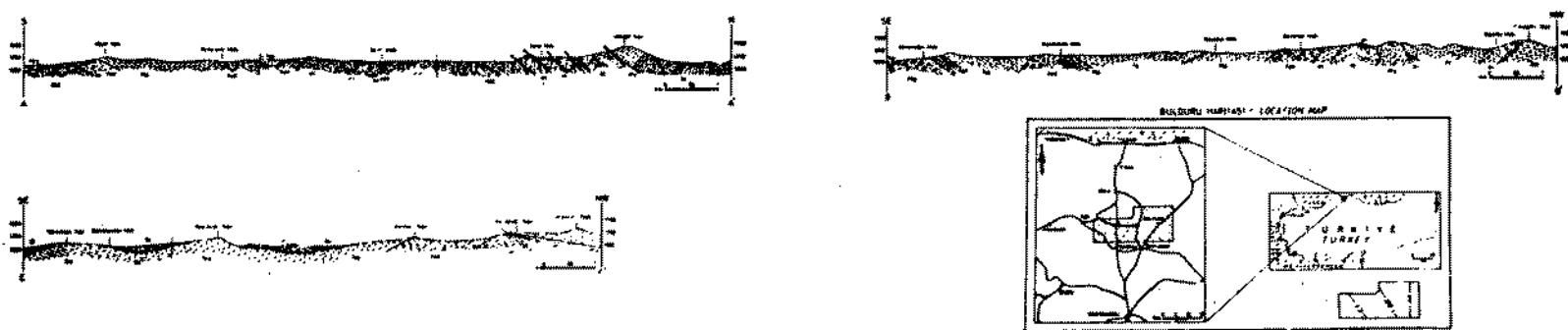
Kireçtaşlarını oluşturan bileşenlerin yüzdeğerinin belirlenmesinde kalitatif ve yarı kantitatif-tahmin metodu ile karşılaştırma tablo ve kartları kullanılmıştır (Bacella and Basselini, 1965; Schafer, 1969; Flugel 1982'den). Mikrofasiyes karakteristiklerini oluşturan tüm bileşen yapı-doku özellikleri Chiltgar et.al. (1967) ve Köylüoğlu (1986)'nın çalışmalarından, cimentolanma ve diyajenetik özellikler ise Bathrust (1971) ve Flugel (1982)'den yararlanılarak belirlenmiştir.

Mikrofasiyes analiz çalışmaları esnasında paleontolojik ve sedimentolojik özelikler de birlikte değerlendirilmiştir. Belirlenen fauna, flora ve diğer bileşenlerin ne tür ortamlara özgü olabileceği, hangi paleoklimatik şartlarda ve derinliklerde bulunması gereği göz önünde tutularak, çökelme ortamanının yorumu yapılmıştır.



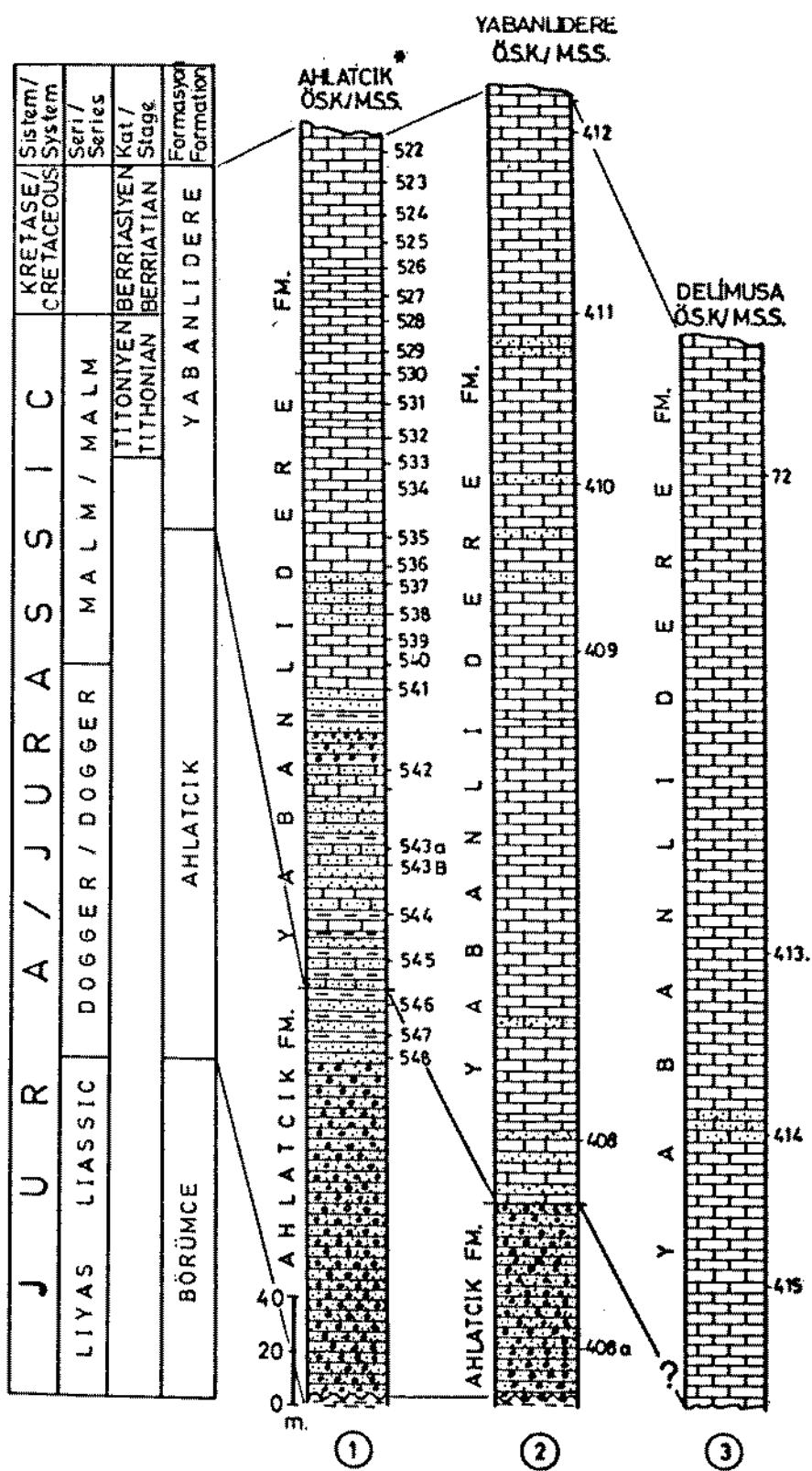
Şekil-2 İnceleme alanının jeoloji haritası

Figure 2 Geological map of the studied area



Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası
Figure 2: Geological map of the study area.

Devrekani Havzası Mikrofaziyes Analizleri



Şekil 3: Ölçülü stratigrafi kesitleri.

Figure 3: Measured stratigraphic sections.

Mikrofasiyes analiz çalışmaları sırasında, kayacı oluşturan taneler ve matriks, dokusal özellikler, fauna flora içeriği, petrografik ve enerji indeks sınıflaması, karbonat Diyajenezi, fasiyes kuşağı/fasiyes zonu (FZ), standart mikrofasiyes zonu (SMF) ve modeli ile oluşum, köken, karşılaşturma ve yorum kavramlarının ortaya konulmasına çalışılmıştır.

Yabanlıdere formasyonunun ölçümünün yapıldığı her üç ölçülü stratigrafik kesitte toplam 40 örnek incelenmiş ve bazı örneklerden iki farklı yönde olmaz üzere, toplam 73 adet mikrofasiyes çalışmalarına uygun incekesitlerde gerekli incelemeler tamamlanmıştır.

STRATIGRAFI

Yabanlıdere formasyonu, inceleme alanının kuzyeyinde ve topografi olarak en yüksek kesimlerinde yer almaktadır (Şekil 2). Birim, çalışma alanının kuzyey ve kuzyeydoğusuna doğru daha yaygın ve kalınlaşarak devam etmektedir.

İnceleme alanında, Yabanlıdere formasyonu, genelde paraotokton ve yer yer allokton küteler olarak izlenmektedir. Paraotokton küteler megabloklar olarak gözlenirken, daha küçük bloklar Kampaniyen yaşı İnciğez formasyonu içerisinde allokton küteler halinde yer almaktadır. Birim; başlıca Hasandağı, Dervent Tepe, Hirakaya Tepe, Kuşkaya Tepe ve Çiğbaşı Tepe gibi yükseltileri oluşturmaktadır. Özellikle, Devrenicik ve Güney Mahalleleri ile bunların inceleme alanı dışındaki doğu ve kuzyeydoğu devamı olan Yaralığöz Dağı çevresinde, son derece dik yarlar ve salezler oluşturulmuştur. Batıya doğru ise birimin kalınlığında belirgin bir azalma söz konusudur. Bu kesim aynı zamanda Yaralığöz Dağı kompleksi ile birlikte Jura-Alt Kretase döneminden sonra, Kampaniyen dönemine kadar bir yüksəlim alanı olarak yer almış ve Kampaniyen denizi ile bu denize ait çökeller, bu yüksəlim ve aşınım bölgesinin boşluklarını doldurarak aşmalı sedimentasyonla çökelmiştir.

Yabanlıdere formasyonu içerisinde mağaralar, karstik karenler, dolinler, uvalalar ve kokurdanlar gibi karstik oluşumlar

yaygın olarak izlenmektedir. Yüzeyde oluşan pekçok karstik yapı, büyük ölçüde hava fotoğraflarından da takip edilebilmektedir. İnceleme bölgesinde ve çevresinde karstik akifer niteliğindeki Yabanlıdere formasyonu, yılın dört mevsimi aktif olarak kaynaklarla boşalmaktadır.

Ayrıntılı tanımı Tunoğlu (1991 a,b)'de verilmiş olan bu formasyonda başlıca üç adet ölçülu stratigrafi kesiti (Ö.S.K.) alınmıştır. Bunlardan Ahlatçık Ö.S.K'ı tip kesit, Yabanlıdere ve Delimus Ö.S.K.'ları ise referans kesit olarak değerlendirilmiştir (Şekil 3).

Ahlatçık ölçülu stratigrafi tip kesitinde taban ilişkisi, alttaki Ahlatçık formasyonu ile uyumlu olarak, Yabanlıdere formasyonuna doğru tedrici bir geçiş şeklinde izlenmektedir. Yabanlıdere formasyonunun olduğu kadar, Ahlatçık formasyonunun da kahn bir istiflenme olarak izlendiği inceleme alanının KD kesimine karşın, KB kesimi daha az kalınlıklarda izlenmektedir. Formasyon, inceleme alanında 200-400 metre arasında bir kalınlıkta gözlenmektedir.

Birim tabanda, kireçtaşlı, kumtaşlı ve marn ardalanması ile başlayıp, kireçtaşlarının tamamen baskın olduğu bir istiflenme haliinde devam etmektedir. Daha üstte mikritik nitelikte, desimetrik kalınlıkta, iyi tabakaalanmalı kireçtaşlı seviyelerinin gözlendiği formasyon, en üstte masif görünümlü kireçtaşları ile tamamlanmaktadır.

Yabanlıdere ormasyonunun taban seviyelerinden alınan örneklerde, aşağıdaki mercan formları Sevim TUZCU (MTA) tarafından tayin edilmiş ve *Axosmillia sp.*, *Actinostraea sp.*, *Celamophylloipsis sp.* formları ile birime Üst Jura yaşı verilmiştir.

Tüm kireçtaşlı istifinde bol miktarda gözlenen bentik foraminifera örnekleri Demir ALTINER (ODTÜ) tarafından tanımlanmış ve alta verilen ayırtman türlerle birime Portlandiyen (Titoniyen) - Berriasiyen yaşı verilmiştir. *Evertacyclammina virgulina* (KOECHLIN), *Pseudocyclammina lituus* (YABE and HANZAWA), *Naufragocyclina oolithica* (MOHLER), *Protopenoroplitis trochoangulata* SEPTFONTAINE, *Conicosprillina bassilensis* (MOHLER), *Trocholina gr. alpina* (LORENZ), *Kastamonina abanica* SİREL

MİKROFASIYES ANALİZLERİ

Matriks ve taneler: Yabanhidere formasyonu, Ahlatçık Ö.S.K.'nde taban kesiminde mikritik niteliktir. Daha üstte sparitik çimento özelliğinde izlenen istif, tekrar mikritik seviyelere geçmektedir (Levha 1; Şekil 3, Levha 2; Şekil 1,2). kesitin orta seviyelerinde sparitik çimento, mikritik matrikse tediçi geçiş gösterirken, kayaç taneli bir özellik de kazanmaktadır (Levha 1, Şekil 1,2). En üst seviyelerdeki sparikalsit çimento ise fibrilli, mozayık, köpekdişi ve işinsal lîfsi özellikler göstermektedir (Levha 1, Şekil 4). Bu matriks içerisinde yer alan taneler, tabanda özellikle çok az oranda silt boyu detritik kuvars taneleri ile onkoid, ooid, pellet, lito, intra ve ekstraklastların bulunduğu karmaşık bir nitelik göstermektedir (Levha 1, Şekil 1,2,3; Levha 2, Şekil 2,3,4). Yer yer çapları cm ve mm mertebesindeki onkoid tanelerin oluşturduğu yiğisimlar ve merceklenmeler 2-3 m kalınlığa kadar tabakalar halinde arazide izlenmektedir (Levha 2, Şekil 5,6). Bu kesimin üzerindeki seviyelerde sparikalsit çimento içerisinde ekstraklastlar, intraklastlar, mikropelletoidler ile en az oranda ooidler de gözlenmektedir (Levha 2, Şekil 3,4). Benzer nitelikler Yabanhidere ve Delimus Ö.S.K.'lerinde de izlenmektedir. Ancak Ahlatçık Ö.S.K.'nde pelletler ve onkoidler ekstrakastlara nazaran baskındır.

Dokusal Özellikler: Yabanhidere formasyonu kireçtaşlarının bileşenlerini oluşturan taneler genelde mikritik bir zarf ile kaplanmış durumda izlenmektedir (Levha 1, Şekil 1; Levha 2, Şekil 2). Ahlatçık Ö.S.K.'nde sadece iki örnekte biyotürbasyon yapısı izlenmiştir. Bu tür yapılar içinde bulundukları ortamı oluşturan tanelere göre daha iri malzemenin, bu tanelerle birlikte oluşturdukları yumakiar şeklinde gözlenmektedir. İlk bakışta oldukça iri, granüler kavaklı yapısında fauna formları izlenimi veren bu oluşukların biyotürbasyon ürünü detritik malzemenin toplanması ve mikritik bir matriks ile tutturulması ile oluşukları belirlenmiştir.

Fosil içeriği: Ayrıntılı cins ve tür tanımlamaları litostratigrafi bölümünde verilen fosil örnekleri başlıca Ahlatçık Ö.S.K. boyunca izlenmiş ve tanımlanmıştır. Tüm kesitler boyunca formasyonda bentik for-

miniferler baskındır (Levha 1, Şekil 1; Levha 2, Şekil 1). Bununla beraber mercanlar, gastrapoda, bryozoa, alg ve bunlara ait kavaklı parçaları da yer almaktadır (Levha 1, Şekil 1,3,5,6; Levha 2, Şekil 2).

Petrografi ve enerji indeks sınıflaması: Ahlatçık Ö.S.K.'nde Yabanhidere formasyonu, tabandan itibaren üstle doğru vaketaşı, bağlamtaş, istiftaşı ve tanetaşı olarak izlenirken (Dunham, 1962), Folk (1962) sınıflamasına göre intrabiyosparit, intramikrit, oointrasparit, biyolitit, biyopelmikrit, intrapel-mikrit, intrasparit, onkomikrit ve biyomikrit olarak izlenmektedir (Levha 1,2). Yabanhidere Ö.S.K.'nde ise Dunham (1962) sınıflamasına göre istiftaşı, Folk (1962) sınıflamasına göre ise intrabiyomikrit ve intrapelmikrit olarak adlandırılabilen litoloji türevleri sergilenmektedir. Benzer özellikler Delimus Ö.S.K.'nde de mevcuttur.

Plumley et al. (1962) enerji indeks sınıflamasına göre, söz konusu çökeller hiçbir zaman sakin su ortamında çökelmemiştir. Mikritik ve sparitik çimentonun hemen hemen ardalanmalı yer olması, ortamın duraylı olmadığını, çökelmenin "az çok çalkantılı" ile "kuvvetli çalkantılı" sıg denizel koşullarda gerçekleştiğini göstermektedir. Ortamda şiddetli akıntı ve çalkantıların olmadığı dönemlerde, mikrokristalın kalsit çamuru, kayaç bileşiminde etkin olmuş, bu dönemde ortamda daha serbest olarak taşınmış intraklastlar ve fosiller yer almıştır. "az çok dalgalı", "çalkantılı" ve "kuvvetli çalkantılı" su ortamında sparitik çimentolu ürünler, hareketlilik ile yıkanılmışlığın simgesi olarak, sıg dalgalı ortamları belirlemektedir. Bu nedenle Plumley et al. (1962) enerji indeks sınıflamasına göre Yabanhidere formasyonu IV2 ve V3 numaralı kireçtaşçı tipinde çökelmiştir. Kalsitin baskın olduğu bu kireçtaşçı tipinde, kaba taneli karbonat kumları yoğunluktadır. Bu malzeme "az" ve "iyi" yuvarlak arasında derecelenmekte ve bununla beraber yer yer ooidlere de rastlamaktadır (Levha 2, Şekil 3). Az çok bentik foraminifera topluluklarının da yer aldığı bu grupta, kolonial mercan ve alg oluşumları da birlikte izlenmektedir (Levha 1, Şekil 1,5,6).

Karbonat diyajenezi: Yabanhidere formasyonuna ait örneklerin pek çoğu mikritik

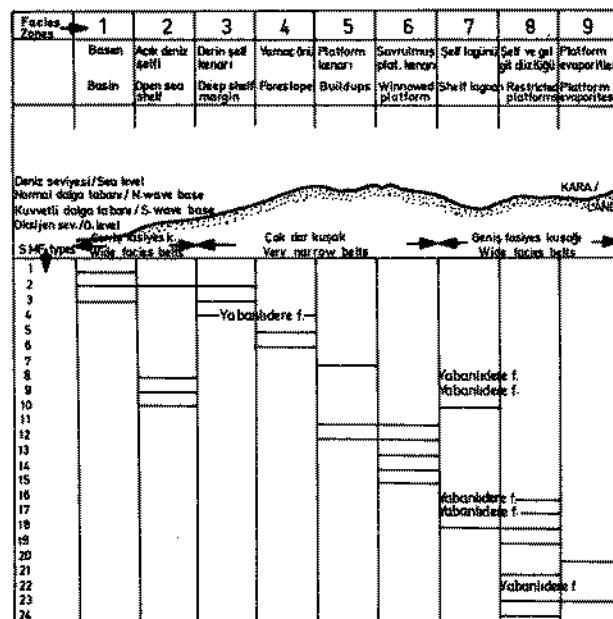
matrikslidir (Levha 1, Şekil 3.6; Levha 2, Şekil 1,2). Criptokristalin kalsit özelliğindeki bu matriks, kayacın sedimentasyon hızının düşük olduğu, denizaltı ortamında oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca Yabanidere formasyonu kireçtaşlarında lıfsı ve taneli çimento tipi de izlenmektedir (Levha 1, Şekil 1,4,6). Taneli tip kristallerde yönlenme söz konusu değildir. Bu tip çimentoada boşluk cepherleri boyunca gelişen lıfsı çimento (erken diyajenetik A" tipindedir (Levha 1, Şekil 4). Bu tip çimento denizaltı ve genellikle sıçan denizel karakteri işaret etmektedir. Boşluğun diğer merkezi kısmı ise "çimento B" ile doldurulmuştur (Levha 1, Şekil 4). Diyajenez sırresince oluşan taneli tip çimento, denizaltı ortamlarında sıkışma sonrasında A tipi çimentodan itibaren de türeyebilmektedir (Flügel, 1982).

Fasiyes zonu (FZ), standart mikrofasiyes zonu (SMF) ve modeli: Yapılan tüm mikrofasiyes analiz çalışmaları, makro gözlemlerde değerlendirilmeye alınması ile, Wilson (1975) fasiyes zonu (FZ) ve standart mikrofasiyes zonu (SMF) değerlerine göre yerlerine konulduğunda, Yabanidere formasyonu, Ahlatçık Ö.S.K.'nde tabandan tavana doğru yer yer ardalanmalı 3 ayrı fasiyes zonunda, toplam altı adet mikrofasiyes zonu ile temsil edilmektedir (Şekil 4).

Bu çalışmada belirlenmiş mikrofasiyes zonları özel olarak ayrıca adlandırılmasız, Wilson (1975)'in standart numaralandırımları ile yetinmiştir.

Formasyon başlangıçta sınırlı bir platformda, şelf ve gel-git düzüğünde çökelmiştir. Çökelmeninoluştuğu 7 ve 8 nolu fasiyes zonunda 8, 9, 16, 17 ve 22 SMF zonları saptanmıştır. SMF 22 zonu bol mercanlı, onkoidal niteliktedir. 3 ve 4 nolu fasiyes zonunda yer alan tabakalar SMF 4 tipini karakterize etmektedir. SMF 16 ve 17 zonlarında ise şelf lagünü ortamında olmuş, istiftaşı nitelikinde kireçtaşları bulunmaktadır.

Oluşum, köken, karşılaştırma ve yorum: Tüm mikrofasiyes analiz verileri ile birlikte, arazi gözlemleri de değerlendirildiğinde, Yabanidere formasyonu başlangıçta oldukça sıçan olan ve gel-git ortamını yansitan şelf bölgesinde çökelmiş platform karbonatları



Şekil 4: Yabanidere Formasyonunun Wilson (1975)'e göre fasiyes zonları (FZ) ve standart mikrofasiyes zonlarına (SMF) ait çökelme ortamları (Flügel 1982'den uyarlanmıştır).

Figure 4: Deposited environments of Yabanidere Formation according to Wilson's (1975) Facies Zones (FZ) and standart microfocies zones (SMF). (Adaptation from Flügel, 1982).

niteligididir. Burada şelf ortamına özgü kayaçlar yer almaktadır. Bu kayaçlarda yer yer şelf lagünü ortamını da gösteren ve açık sirkülasyonu yansitan hareketli bir çökelme ortamının izleri de gözlenmektedir.

Standart mikrofasiyes kuşağı 22, sakın su sedimanlarının karakteristiği olduğu kadar, yer yer hareketli su sedimanlarıyla da belirgindir. B kuşaktaki birikim yelpazeleri, iç gel-git bölgelerindeki yükseltilerin kenarlarında bulunmaktadır. Bu yelpazeler ayrıca, sıçan denizel kıyı özelliğindeki ortamlarda da oluşabilemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, Yabanidere formasyonu olarak tanımlanan Üst Jura Alt Kretase yaşı birimde gerçekleştirilen mikrofasiyes analiz çalışmalarının, arazi gözlem ve verilere ile deneştirilmesi, sonuçların elde edilmesini sağlamıştır.

Formasyona ait kireçtaşlarında, sig deniz-el-platform karbonatlarının bir özel-ligi olarak, mikritik ve sparitik seviyeler yer yer bir arada ve bazende ardalanmalar halinde izlenmektedir.

Mikritik ve sparitik çimento içerisinde başlica, onkoid, ooid, ekstra ve intraklastlar ile fosil fornlarından oluşan bir tane içeriği, yer almaktadır.

Biyotürbasyon yapısı olarak nitelendirilebilecek, tane kümelenmelerinin izlendiği bir kaç örnek beraberinde, genelde taneler mikritik bir zarf ile kaplanmış durumdadır.

Petrografik sınıflama sonucu, birimi oluşturan kireçtaşı türevleri başlica; intra-biyosparit, oointrasparit, biyolitit, biyopel-mikrit, intrapelmikrit, intrasparit, onko-mikrit ve biyomikrit olarak saptanmıştır.

Plumley et al. (1962) enerji indeks sınıflamasına göre, çökelme ortamının IV2 ve V3 numaralı kesimlerde ve "az çok çalkantılı" ile "kuvvetli çalkantılı" su ortamında gerçekleştiği belirlenmiştir.

Mikritik ve sparitik oluşumlar şeklinde izlenen karbonat diyajenezinde, kriptokristalin kalsit niteliğinde izlenen mikritik çimento, sedimentasyon hızının düşük olduğu denizaltı ortamında olduğunu yansıtmaktadır. Çözelme hızının daha yüksek olduğu kesimlere ait liliçi ve taneli çimento tipindeki sparitik oluşumlar ise, erken diyajenetik çimento A ve B türlerinde izlenmektedir.

Yapılan mikrofasiyes analiz çalışmaları sonucu, Yabanlıdere formasyonunda dört ayrı fasiyes zonunda (FZ), altı adet standart mikrofasiyes tipi (SMF) ayırtedilmiştir. Bunlar: başlıca şelf kenarı, yamaç önü ve şelf lagünü ile gel-git düzluğu ortamlarında, SMF 3,4, 4, 9, 16, 17 ve 22 SMF tipleridir.

İçerdiği bol bentik foraminifera, gastropoda ve mercan fosilleri de, birimin çökelme ortamının sig denizel litoral koşulları yansıtığını göstermektedir. Formasyon başlangıçta, sınırlı bir platformda, şelf ve gel-git düzüğünde çökelmiştir. Yer yer derin şelf kenarı ve yamaç önü karakteri de kazanan ortam, resif ve şelf lagünü gibi resif gerisi karakteri niteleyen çökel oluşumlarını da içermektedir.

Makalenin geliş tarihi: 27.9.1991

Manuscript received : 27.9.1991

Yayın kurulunun onayı : 26.11.1991

Revised manuscript received : 26.11.1991

DEĞİNİLEN BELGELER

- Besbelli, B., 1984, Bafra (NW Samsun) güneyindeki Üst Kretase Alt Tersiyer istrisının sedimentolojik incelenmesi: H.Ü. yük. Müh. Tezi, Ankara, 154 s., (yayınlanmamış.)
- Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilerinin jeolojisi: MTA Enst., B13, Ankara
- Boztuğ, D., 1983, Daday-Devrekani Masifi kuzeyindeki Büyükkçay, Elmaliçay granit sokulumu: H.Ü. Yük. Müh. Tezi, Ankara, 149 s. (yayınlanmamış).
- Chilingar, G.V., Bissell H.J., and Fairbridge, R.W., (Eds), 1967, Carbonate rocks, origin, occurrence and classification: Developments in sedimentology, Elsevier, 9A, 469p.
- Clark, D.N., Dickson, J.A.D., Skelton, P.W., Tucker M.E., Wilson, R.C.L., and Wright V.P., 1984, Carbonate Geology: The Open Univ., 151 p.
- Derman, A.S., 1980, Batı Karadeniz bölgesinin Geç Jura- Erken Kretase'deki Jeolojik evrimi: Türkiye 8. Petrol Kong. Bildiriler. s.328-340.
- Dilaver T., 1984 Kastamonu kuzeyindeki Dikmendağ Granitoidinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: H.Ü. Yük. Müh. Tezi, Ankara, 66 s. (yayınlanmamış).
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: In Ham, W.E. (Ed.): Classification of carbonate rocks, AAPG, Memr., 1, p.108-121.
- Flügel, E., 1982 Microfacies analysis of limestone: (Translated by K. Christenson) SpringerVerlag, Berlin-Heidelberg, 633 p.

Cemal TUNOĞLU

- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestones types In: Classification of carbonate rocks, Horn, W.E. (Ed.), AAPG Memr., 1, p. 62-84.
- Gedik, A., Korkmaz, S., 1984, Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları: TMMOB Jeoloji Müh. Odası Yayın Organı, 19, s. 53-79
- Göktunalı, K., 1955, Devrekani-Daday-Küre ilçeleri arasında kalan Ağlıpazarı-Seydiler bölgesi hakkında jeolojik rapor: MTA Enst., Rapor No: 2533, Ankara, (yayınlanmamış).
- Horowitz, A.S. and Potter, P.E., 1971, Introductory petrography of fossils: 302 p.
- Johnson, H.J., 1951, An Introduction to the study of organic limestones: Quarterly of the Colorado School of Mines, 297p.
- Johnson, H.J., 1961, Limestone-Building Algea and Algal limestones: Colarado School of Mines, 297 p.
- Ketin I., 1962, 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Sinop paftası ve izahnamesi: MTA Enst. yayımı, Ankara.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu otokton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyesi ve mikrofosilleri: T.P.A.O., Ankara
- Plumley, W.J., Risley, G.A., Graves, R.V. and Kaley M.E., 1962, Energy Indeks for limestone interpretation and classification: AAPG Memr., 1, p. 85-107.
- Sarı, A., 1990, Boyabat (Sinop) kuzey-doğusunun petrol imkanlarının incelemesi: A.Ü. Doktora Tezi, 312 s, (yayınlanmamış).
- Terlemez, İ., Yılmaz A., 1980, Ünye, Ordu, Koyulhisar, Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: TJK Bult., 23, 2, s. 179193.
- Tunoğlu, C., 1991 a, Devrekani kuzey yörenin (Kastamonu) jeolojik incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 269 s, (yayınlanmamış).
- Tunoğlu, C., 1991 b., Orta pontidlerde Devrekani Havzasının (Kastamonu kuzeyi) Litostratigrafik Birimleri: Suat Erk Sempozyumu, Bildiri Özleri, 2-5 Eylül, Ankara.
- Tüysüz, O., Yılmaz Y., Yiğitbaş, E., Serdar, H.S., 1990, Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve tektonik anlamları: Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildirileri, s. 340-351.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies In Geologic History, Springer Verlag, Newyork, 471 p.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekani Masifi Kuzyey Kesimi Litostratigrafi Birimleri ve Tektoniği: H.Ü. Doçentlik Tezi, Ankara, 243 s. (yayınlanmamış).
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrekani Masifi kuzyey kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği: H.Ü. Yerbilimleri Derg. 5-6.s.101-135.
- Yılmaz, O. and Boztığ, D., 1987, Petrography, petrochemistry and solidification sequences of the Ağrı Pluton from the Kastamonu Granitoid Belt, Northern Turkey: Yerbilimleri: Gürol Ataman Özel Sayısı, 14, p. 91-107.

Devrekani Havzası Mikrofasiyes Analizleri

LEVHA AÇIKLAMALARI / PLATE EXPLANATIONS

Fotoğraflarda kullanılan simgeler/ Symbols used in the photomicrographs;

A	: alg/algea
E	: ekstraklast/extraclast
I	: intaklast/intraclast
B	: bentik foraminifera/benthic foraminifera
S	: sparit cimento/sparite cement
m	: mikrit matriks/micrite matrix
GS	: granuler cimento/granular cement
FS	: lifsi cimento/fibrous cement
G	: gastropoda
PI	: pelecypoda
K	: koral/coral
o	: ooid
on	: onkoid/oncoid
p	: pellet

LEVHA - 1 Yabanlıdere Formasyonu kireçtaşı tiplerinin mikroskopik görünümleri (tek nikol)

PLATE - 1 Photomicrographs of limestones types of Yabanlıdere formation (single Nicol)

Şekil 1: Intrabiyosparit, Örnek no: 412, Yabanlıdere Ö.S.

Figure 1: Intrabiosparite, Sample number, 412, Yabanlıdere M.S.S.

Şekil 2: Intrabiyosparit, Örnek no: 410, Yabanlıdere Ö.S.K.

Figure 2: Intrabiosparite, Sample number; 410, Yabanlıdere M.S.S.

Şekil 3: Gastropodali İntrapelitmikrit, Örnek no: 409, Yabanlıdere Ö.S.K.

Figure 3: Intrapelitmrite with gastropoda, sample number: 409, Yabanlıdere M.S.S.

Şekil 4: Bağlamtaşı içinde gelişmiş taneli ve lifsi cimentolanma, örnek no: 523, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 4: Granular and fibrous cement in boundstone, sample number: 523, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 5: Bağlamtaşı içinde tayin edilmemiş faviid tip korallit, Örnek no: 524, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 5: Undetermined faviid type coral in the boundstone, sample number, 524, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 6: Biyolitit içinde algler ve pelleler, Örnek no: 525, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 6: Biolthite with algae and pellets, sample number: 525, Ahlatçık M.S.S.

LEVHA - 2 Yabanlıdere Formasyonu kireçtaşı tiplerinin mikroskopik görünümleri (Tek nikal)

PLATE - 2 Photomicrographs of limestones types of Yabanlıdere Formation (single Nicol)

Şekil 1: Biyopelmikrit içinde bentik foraminiferler, örnek no: 526, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 1: Biopelmicrite with benthic foraminifera, sample number, 526, Ahlatçık Ö.S.K.

Şekil 2: İntramikrit, örnek no: 532, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 2: Intramicrite, sample number: 532, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 3: İntrasparit, örnek no: 533, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 3: Intrasparite, sample number: 533, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 4: Biyopelmikrit, örnek no: 536, Ahlatçık Ö.S.K.

Figure 4: Biopelmicrite, sample number: 536, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 5: Onkomikrit, örnek no: 539, Ahlatçık Ö.S.K.

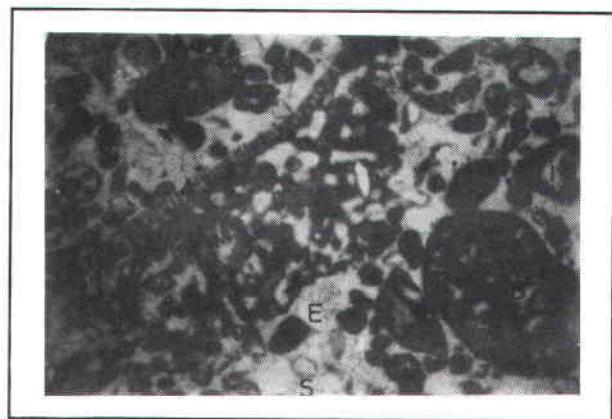
Figure 5: Oncomicrite, sample number: 539, Ahlatçık M.S.S.

Şekil 6: Onkomikrit, pelecypoda ve ekstraklast tanelerinden itibaren oluşan, örnek no: 541, Ahlatçık Ö.S.K.

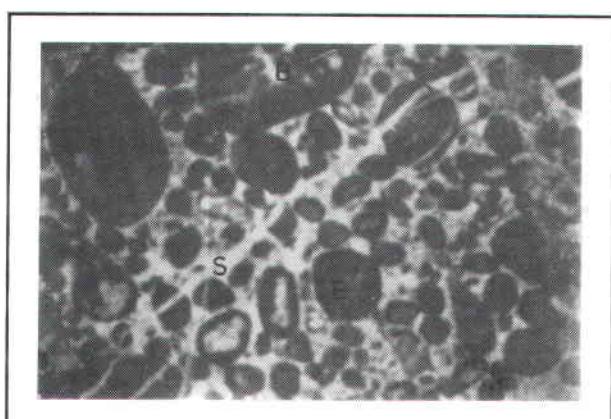
Figure 6: Oncomicrite, The nucleus of them have pelecypoda shell fragments, gastropoda or ekstraclast, sample number: 541, Ahlatçık M.S.S.

LEVHA - 1

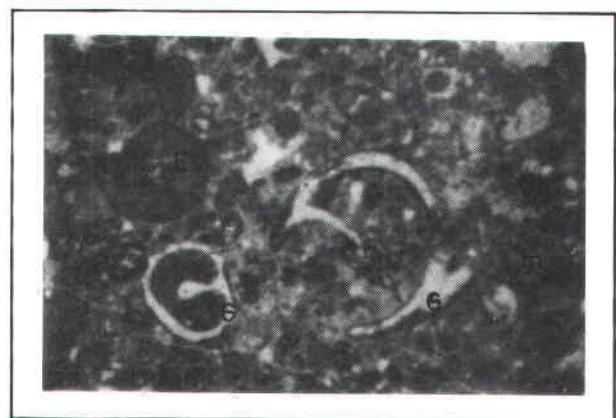
PLATE - 1



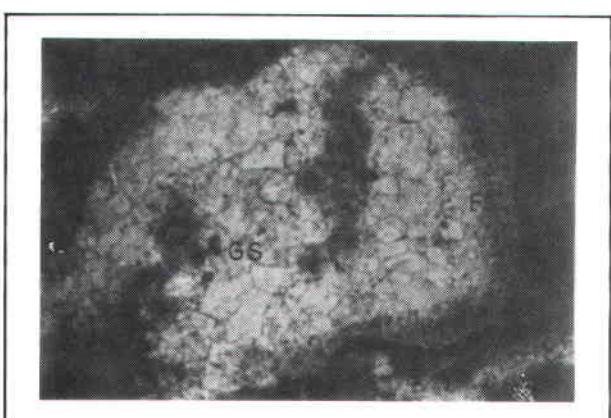
Şekil 1
Figure 1



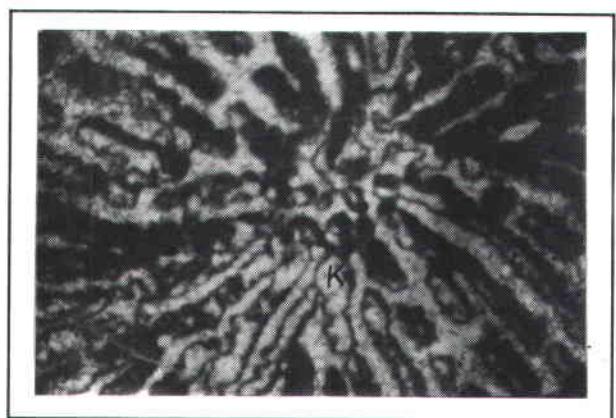
Şekil 2
Figure 2



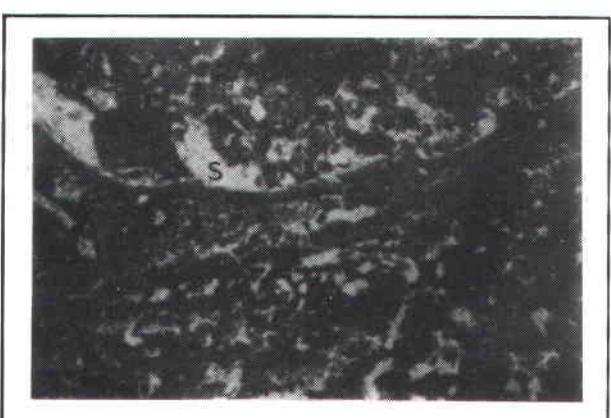
Şekil 3
Figure 3



Şekil 4
Figure 4



Şekil 5
Figure 5

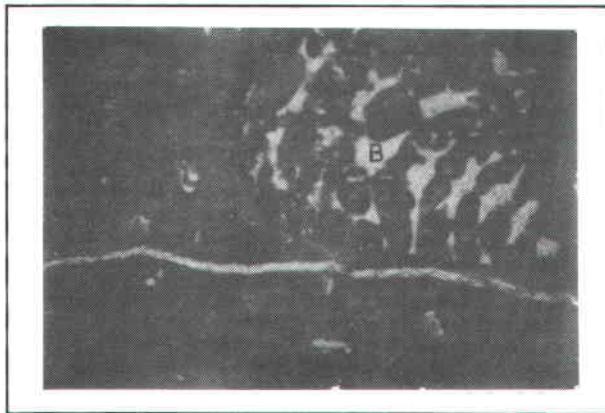


Şekil 6
Figure 6

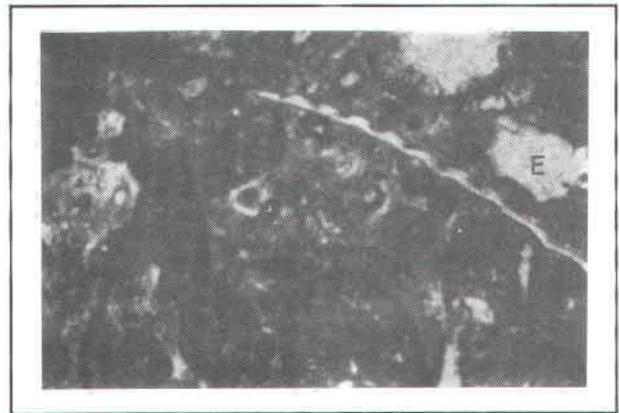
1.8 mm

LEVHA - 2

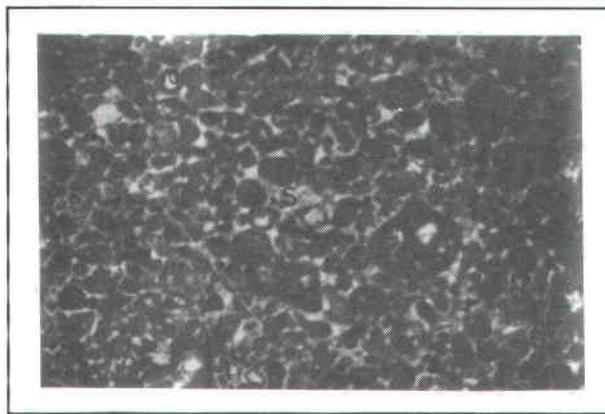
PLATE - 2



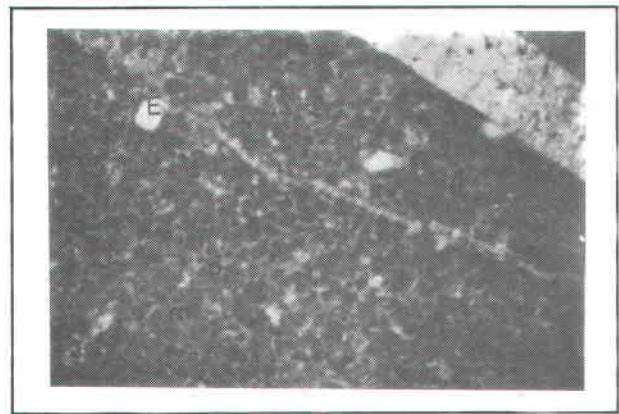
Şekil 1
Figure 1



Şekil 2
Figure 2



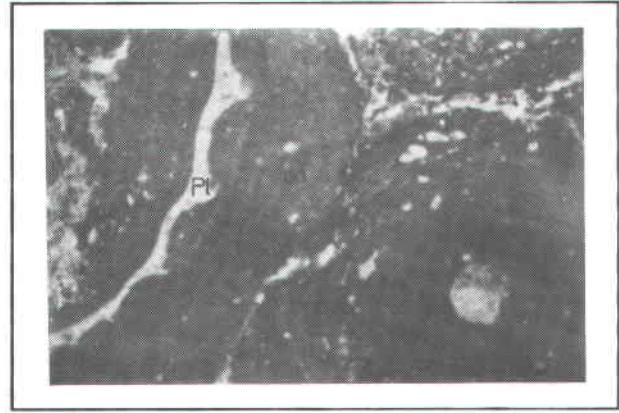
Şekil 3
Figure 3



Şekil 4
Figure 4



Şekil 5
Figure 5



Şekil 6:
Figure 6

1.8 mm

Trakya'da Kuzey Anadolu Transform Fay Zonu'nda Gelişmiş Normal Fayların Oluşumuna Yaklaşımlar

Some Approaches on the Occurrence of the Normal Faults
Developed within the North Anatolian Transform Fault Zone,
Thrace, Türkiye

TEVFİK ERKAL*

ÖZ

TürkİYE'yi Doğu-Batı yönünde kateden 1200 km uzunlukundaki, sağ-yanal doğrultu atılımlı Kuzey Anadolu Transform Fayı Avrasya ve Anadolu levbalarının sınırını oluşturmaktır ve Marmara Bölgesinde üç kola ayrılmaktadır. Bunlardan en kuzeydeki kol Marmara Denizi'ni aşıp batıda, Trakya'da Gazıköy'de karaya girmekte, DKD-BGB yönünde 45 km kadar uzandıktan sonra Saros Körfezi'nde ülkemizi terkettmektedir. Kuzey Anadolu Transform Fayı Gazıköy ile Saros Körfezi arasında kalan çalışma alanında ayrılan, tamamlayıcı ve kısiyoteli faylarıyla Geç Neojen ve Kuvaterner birimlerini etkilemekte ve bir zon oluşturmaktadır. Bu zon içinde Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın bilinen sağ-yanal hareketiyle ilişkili R_1 , R_2 , P ve Y yırtılmaları olarak yorumlanan ikincil formların yanısıra, KB-GD doğrultulu bazı normal faylar da gözlenmektedir.

Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın bilinen bu sağ-yanal hareket mekanizması içinde yorumlanması zor olan ve morfolojiyi etkileyen KB-GD doğrultulu ikincil normal fayların oluşumuna bazı neotektonik yaklaşımlar getirilmektedir. Bu neotektonik yaklaşımda dözkonusu normal faylar a) Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın oluşturduğu zondaki bir transpreayonla ilgili olabilir, b) Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın Marmara Denizi altında uzanan kuzey kolu üzerindeki pull-apart havza dizisini oluştururan fayların batıdaki uzantıları olabilir, c) çalışma alanı kuzeyindeki Ergene Havzası altında uzandığı varsayılan Makedonya-Karadeniz mikrolevhaları sınırının uzanım alanı ürünlerini olabilir.

ABSTRACT

1200 km length right-lateral North Anatolian Transform Fault extending E-W in the north of Türkiye forms the boundary between the Eurasia and Black Sea plates. The main trace of the North Anatolian Transform Fault is divided into three branches in the Marmara region. Its northern branch cuts across the Sea of Marmara and extends about 45 km in ENE-WSW direction in the south of Thrace before entering the Gulf of Saros. The North Anatolian Transform Fault which forms a broad ahear zone has affected Neogene-Quaternary sediments in the studied area where the North Anatolian Transform Fault has splay, complementary and offshore faults. Apart from R_1 , R_2 , P and Y shears related to well-known right-lateral motion of the North Anatolian Tranform Fault some NW-trending secondary normal faults have also been observed.

In this study some neotectonic interpretation of the NW-trending secondary normal faults which are not related to the right-lateral movement of the North Anatolian Transform Fault and are effective on the morphology of the Şarköy area was made. According to this neotectonic interpretation three alternatives for the development of the NW-trending normal faults are proposed. a) These faults can be related to a transpressive regime in the North Anatolian Tranform Fault, b) NW-trending normal faults can be onshore expresations of the faults forming a range of pull-apart basin beneath the Sea of Marmara on the northern branch of the North Anatolian Tranform Fault and c) normal faults can be products of a strain field related to a putative extensional boundary between the Macedonian and Black Sea microplates under the Ergene Basin to the north of the studied area.

* M.T.A. Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi,
06520 Ankara

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı Kuzey Anadolu Transform Fayı (KATF)'nın Marmara Bölgesi'nde üç kola ayrılmasıyla ortaya çıkan kuzyey koluunu oluşturduğu zon içindeki neotektonik kökenli normal fayların varlığından, oluşum nedenlerinden, karakteristiklerinden sözetmek ve bölgese tektonik yorumlamalara katkı koymaktır. Trakya'yı DKD-BGB yönünde kateden KATF'nin bu kesiminde gözlenmiş normal faylar, daha doğuda, KATF'nin Anadolu'daki kesimlerinde, yaklaşık 45° lik açı ile konumlanan normal faylardan farklıdır. Çünkü Anadolu'dakiler KATF'nin basit makaslama zonundaki (simple shear zone) sağ-yanal hareketiyle ilişkili normal faylardır ve geometrileri de bunu doğrulamaktadır (Barka ve Hancock, 1985; Dewey ve diğ., 1986; Hancock ve Barka, 1981). Trakya kesiminde gözlenmiş normal faylar ise fay zonu ile hemen hemen dik açı yapmakta, geometrileri sağ-yanal hareket mekanizmasına uymamaktadır.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanı, Türkiye'de "neotektonik" kapsamına giren Serravaliyen sonrası (Dewey ve diğ., 1986) kayaçlar içermektedir. Temelde mermere, serpentinit, şist, radyolarit ve çakıltaşlarından oluşan Kretase-Paleosen kayaları bulunmakta, buruların üzerine 4000 m kalınlıkta bir Eosen-Oligosen flişi gelmektedir (Platt, 1959).

Temel üzerine çeşitli çökel ortamlarında (örneğin deniz, göl, lagün, delta ve akarsu) gelişmiş çakıl, kum, kil, linyit ve ender olarak kireçtaşlarından oluşan bir istil uymusuzlukla gelmektedir (Turgut ve diğ., 1987). Yer yer birbirleriyle gırık bu çökel kaya birimleri 1775 m kalınlıktadır (Saner, 1985; Erkal, 1987; Ternek ve diğ., 1987; Turgut, 1987). Tektonik yönünden hareketli bir çukur-lukta çökelmiş bu klastiklerin yaşı Ünay ve deBrujin (1984)'a göre Miyosen'dir. Saner (1985) yaşı Miyosen-Erken Pliyosen arasında olabileceğini belirtmekte, fakat bu çökellerin batıdaki devamını çalışan Sümengen ve diğ. (1987) ise Ünay ve deBrujin (1984)'nın yaşlandırmasına katılmaktadır. Geç Neojen yaşı konağına giren bu çökeller üzerine gelen birim, Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen ya-

taki sıg deniz oolitik kireçtaşları ile kalkerli kumtaşlarıdır (Erkal, 1983, 1987). Daha da üstte Orta-Geç Pleyistosen'e ait denizel seki çökelleri yer almaktadır (Ternek ve diğ., 1987). Holosen ise alüvyon yelpazeleri, delta ve kıyı ovası çökelleri ile temsil edilmektedir.

TEKTONİK KONUM

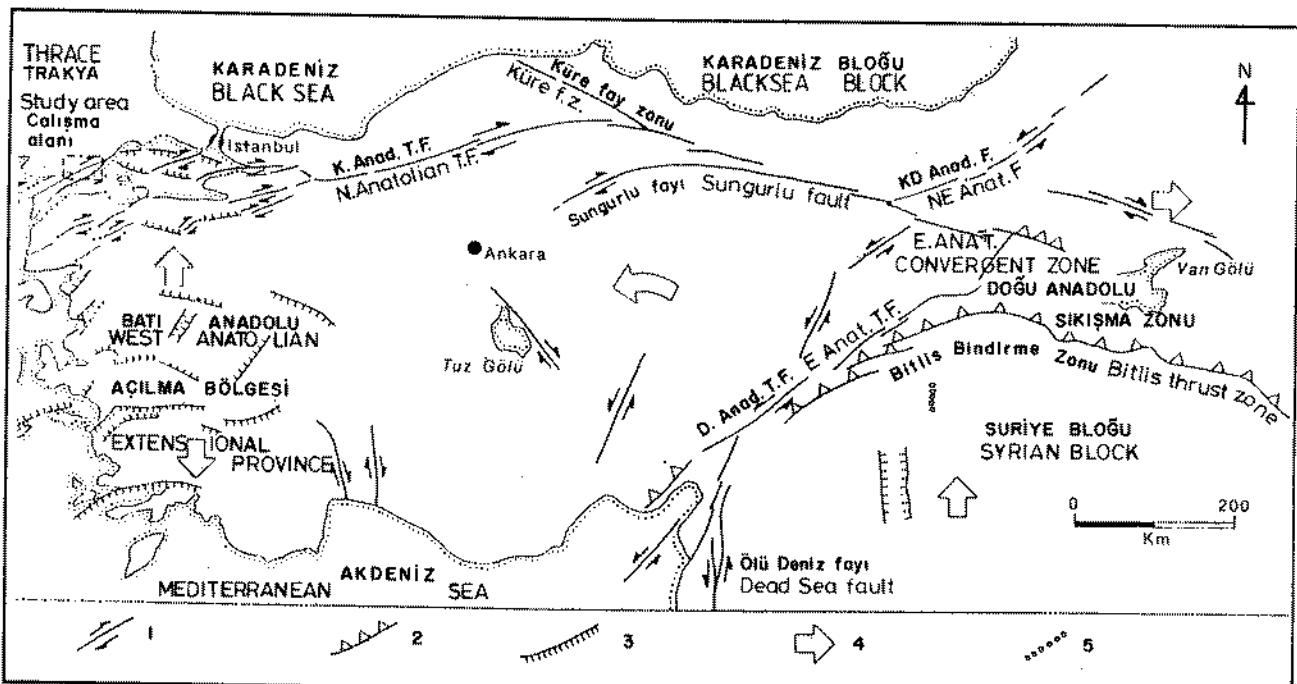
Anadolu Yarımadası, Doğu Anadolu Transform Fayı ile Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın (Şengör, 1979) sınırladığı bir mikrolevha (Dewey ve Şengör 1979'a göre *scholle*) olup batıya doğru kaçış hareketi göstermektedir (McKenzie, 1972; Dewey ve diğ., 1973). Anadolu mikrolevhاسının bu hareketi, Arabyan ve Avrasya levhalarının hareketine bağlı olan Suriye ve Karadeniz bloklarının çarpışması sonucunda ortaya çıkmaktadır (Dewey ve diğ., 1986; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Bilindiği gibi KATF, Marmara Bölgesi'nde üç kola ayrılmakta, bunlardan en kuzyeydeki Marmara Denizi'ni geçtikten sonra Ergene Havzası'nın güneyinde Trakya'yı ikiye bölmektedir (Şekil 1). KATF bu kesimde DKD-BGB doğrultusunda 45 km kadar uzandıktan sonra Saros Körfezi'ne ulaşmaktadır. Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'e göre Gelibolu Yarımadası'nın kuzyey kıyısını izleyen fay, buna 50 km kadar kuzyeybatıda ikinci bir kola ayrılmaktadır.

Güneyde Trakya'yı ikiye bölen KATF, kuzyede kalan Ergene (Trakya) Havzası'nda EKB-DGD doğrultulu Kırklareli, Lüleburgaz ve Babaeski fay zonlarıyla kesilir. Sağ-yanal doğrultu atımlı olan bu fay zonları Orta Miyosen'de KATF'nin bir kolu olarak ortaya çıkmış, daha sonra aktivitesini kaybetmişler ve KATF güneye, Marmara Denizi'ne doğru yer değiştirmiştir. Trakya fay sistemi KATF'nin en yaşlı batı uzantısı ve atkuyruğunun "horsetail" üyeleri olup KATF'nin kolları bu havzanın içine girmiştir (Perinçek, 1987, 1991).

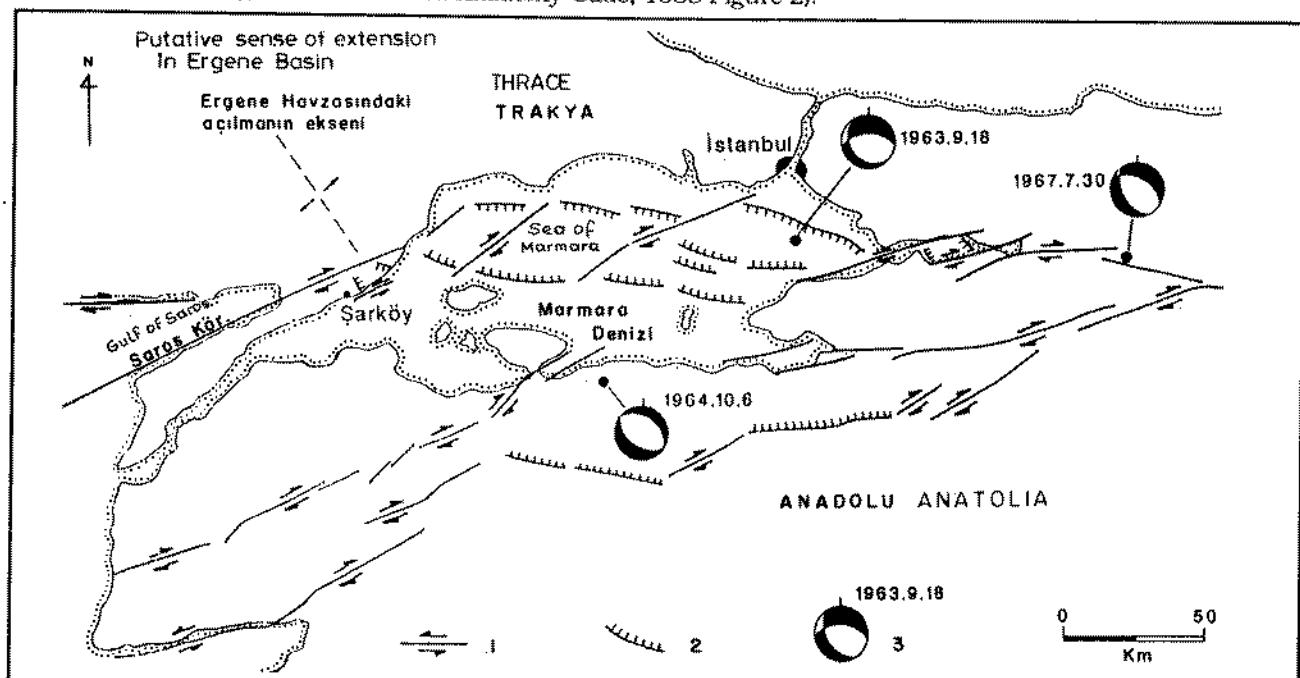
Yaşı ve toplam atımı konusunda pek çok farklı görüş üretilen KATF en yeni bir görüşe (Barka ve Gülen, 1988) göre Geç Tortoniyen'de geniş bir zon halinde oluşmaya başlamış, giderek daralarak Erken Pliyosen'de göreceli dar bir zona dönüşmüştür. Barka ve Gülen (1988)'e göre KATF'nın Marmara

Trakya'da Normal Fayıların Oluşumu



Şekil 1: Çalışma alanını ve tektonik konumunu gösterir harita. 1) Doğrultu atımlı fay, 2) bindirme, 3) normal fay, 4) blok hareketi, 5) volkanik gereç çıkış hattı (Dewey ve dig., 1986 Şekil 8; Hancock ve Barka, 1987 Şekil 1; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 Şekil 2'den değiştirilerek).

Figure 1: Map showing the location of the studied area and its tectonic setting. 1) Strike-slip fault, 2) thrust, 3) normal fault, 4) block motion, 5) line of volcanic center (modified from Dewey et al., 1986 Figure 8; Hancock and Barka, 1987 Figure 1; Barka and Kadinsky-Cade, 1988 Figure 2).



Şekil 2: Marmara Bölgesinin aktif fayıları ve bazı depremlerin fay düzlemi çözümleri. 1) Doğrultu atımlı fay, 2) normal fay, 3) fay düzlemini çözümü (Mc Kenzie, 1972 Şekil 8, McKenzie, 1978 Şekil 8; Jackson ve McKenzie, 1984 Şekil 7; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 Şekil 4 den derleme.)

Figure 2: Active faults occurred in the Marmara region and fault plane solution of some earthquakes. 1) Strike-slip fault, 2) normal fault, 3) fault plane solution with date (Compiled from McKenzie, 1972 Figure 8, McKenzie, 1978 Figure 8; Jackson and McKenzie, 1984 Figure 7; Barka and Kadinsky-Cade, 1988 Figure 4).

Bölgesi'ndeki toplam sağ-yanal atımı 25 km kadardır. Fakat atım miktarı KATF'nın daha doğu kesimlerinde,örneğin orta-doğu arası kesiminde, 85 km ye kadar ulaşmaktadır (Seymen, 1975).

KATF'nın kuzey kolu Marmara Denizi altında Doğu-Batı yönünde uzanmakta ve sağ-yanal atımıyla ilgili olarak bazı küçük havzalar oluşturmaktadır. Bu havza dizisi, Marmara Denizi'nin batısında bir "sıkıştırın büklüm"ün (restraining bend) sınırladığı, denizaltında KD-GB doğrultusunda uzanan parçalarının "basamaklı" (enéchelon) konumlanmasıının oluşturduğu bir pull-apart havzalar dizisidir (Şekil 2) (Şengör, 1979; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Sıkıştırın büklümden sonra KATF, Trakya'nın güneyinde 9 Ağustos 1912 Depreminin oluşturduğu kırıkla izlenir. Allen (1975)'a göre "Şarköy-Mürefte Depremi", Şengör(1979)'e göre "Mürefte Depremi", Ambraseys ve Finkel (1987)'e göre "Saros-Marmara Depremi" olarak adlanan deprem sonucunda oluşturduğu düşünülen bu kırığın kökeni gerçekte çok karmaşıktır. Ambraseys ve Finkel (1987)'e göre 9 Ağustos 1912 Depremi sonucunda Hoşköy ile Mürefte arasındaki kıyının kara bölümünü deniz tarasına göre yükselmiştir. Buna göre kıyının hemen öünden geçen bir normal fay veya düşey atımı daha çok olan oblik atımlı bir fay söz konusu değildir.

KUZEY ANADOLU TRANSFORM FAYINA İLİŞKİN YAPISAL ÖZELLİKLER

KATF'nın bölgedeki sağ-yanal atımına ilişkin jeolojik, jeomorfolojik ve sismolojik kanıtlarının verildiği pek çok çalışma vardır (Örneğin McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Erkal, 1983, 1987; Ambraseys ve Finkel, 1987; Sümengen ve diğ., 1987; Barka ve Gülen, 1988; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Fakat çalışma alanı içinde kalan kuzey kol üzerindeki gerçek atımı sapmak fay düzleminin her iki tarafındaki jeolojik ve jeomorfolojik kanıtlarını yetersizliği nedeniyle kesin olarak belirlenmemektedir. Öte yandan Dewey ve Şengör (1979) ile Şengör (1979)'e göre KATF, ana izinin doğudan karağa ulaştığı yerin hemen ötesinde bir "sıkıştırın büklüm" (restraining bend) oluşturulmasından dolayı ters fay karakterin-

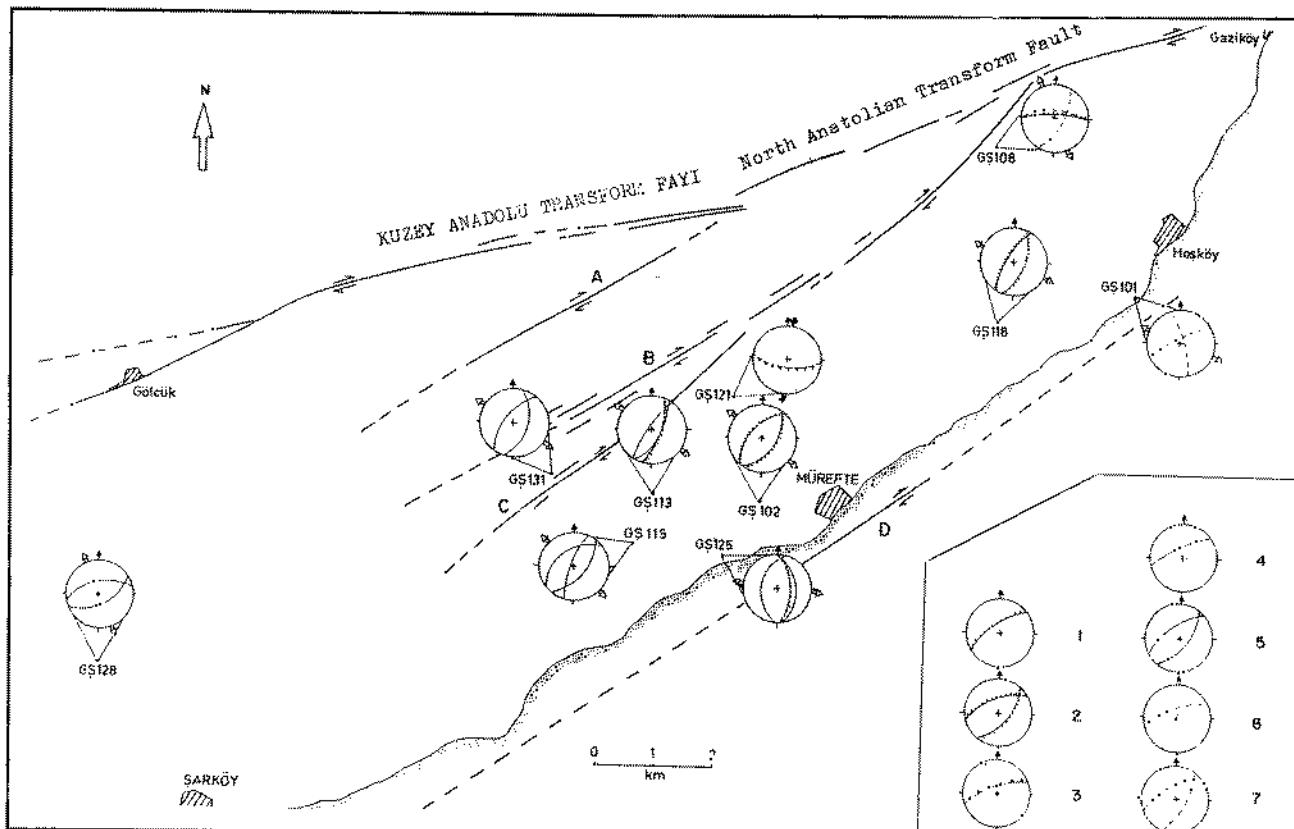
dedir ve oblik kompresyonla oluşmuştur. Buna ek olarak, Şengör (1979)'e göre, KATF ana izinin hemen kuzeyinde 945 m yükseltideki Ganosdağ ile güneydeki -1000 m'lik bir çukurluğun yanına bulunması bu düşüncayı destekler görülmektedir. Ancak, çeşitli görüşlere karşın birleşilemeyecek bir nokta, KATF'nda düşey hareketin de olabileceği, baskın bir sağ-yanal hareketin varlığıdır.

Şengör (1979)'ün KATF'da düşey atım olduğuna ilişkin savına karşın, yörede ayrintılı jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar yapan Erkal (1983)'in özellikle mezoskopik yapı analizleri, KATF'nın bu bölümünde yalnızca sağ-yanal doğrultu atımlı bir hareketin var olduğunu göstermektedir (Şekil 3).

Çalışma alanında, kıyı çizgisinin kara tarafında, KATF'nın ayrılan fayları nitelğinde, çok güzel jeomorfolojik ve jeolojik özellikler gösteren doğrultu atımlı faylar vardır (Şekil 4) (Erkal, 1983, 1984, 1985, 1987; Erkal ve Hancock, 1984, 1986; Hancock ve Erkal, 1990). Bu faylar 3 km atımlı Çengelli fayı, 1,5 km atımlı Kuzey Tepeköy fayı ve 125 m atımlı Güney Tepeköy faylardır (Erkal, 1983, 1984, 1985, 1987). Yörede 1/25.000 ölçek ayrıntısında yapılan bir çalışmada (Erkal, 1983) bu fayların yanal atımına ilişkin kanıtlar verilmesine karşın bir başka çalışmada (Sümengen ve diğ., 1987) Çengelli ve Tepeköy faylarının kuzey bloklarının güneye doğru bindirdiği öne sürülmekte ve Güney Tepeköy fayının varolup olmadığı da belirtilmemektedir. Hava fotoğrafı ve arazi çalışmaları ise, ayrılan faylara ek olarak ikinci nitelikte KD-GB uzanımlı sağ-yanal, bunlarla bilesik (conjugate) sol-yanal ve KKB-GGD uzanımlı sol-yanal doğrultu atımlı fayların varlığını tartışmasız ortaya koymaktadır (Şekil 4).

Öte yandan, Mürefte açıklarında kıyuya paralel olarak uzanan, KATF'nın ayrılan faylarından (splay fault) kabul edilebilecek geometride bir başka fayın varlığı İlhan (1963) tarafından jeofizik verilere dayanırmakta fakat, bunun ne tür bir fay olduğu belirtilmektedir. Ayrıca Ardel ve Kurter (1973) de Eriklice'nin güneyinde denizaltı topografyasının güneydoğuya doğru birden dikleştiğine debynmektedir. Mürefte fayı olarak adlandırılan bu fay hakkında veri yetersizliği

Trakya'da Normal Fayıların Oluşumu



Şekil 3: Şarköy çevresinde, KATF'nın sağ-yanal hareketini gösteren orta-ölçek yapılarının stereografik projeksiyonlarındaki izdüşümleri. İçi boş ok çifti açılmayı, içi dolu ok çifti ise sıkıştırmayı göstermektedir. Haritada A) Çengelli fayı, B) Kuzey Tepeköy fayı, C) Güney Tepeköy fayı, D) Mürefte fayı. Açıklamalarda 1) Orta-ölçek normal fayı, 2) orta-ölçek bileşik normal fayı, 3) orta-ölçek ters fayı, 4) granülasyon damarı, 5) bileşik granülasyon damarları, 6) çatıtlar, 7) bileşik çatıtlar (Erkal, 1983 Şekil 4.15).

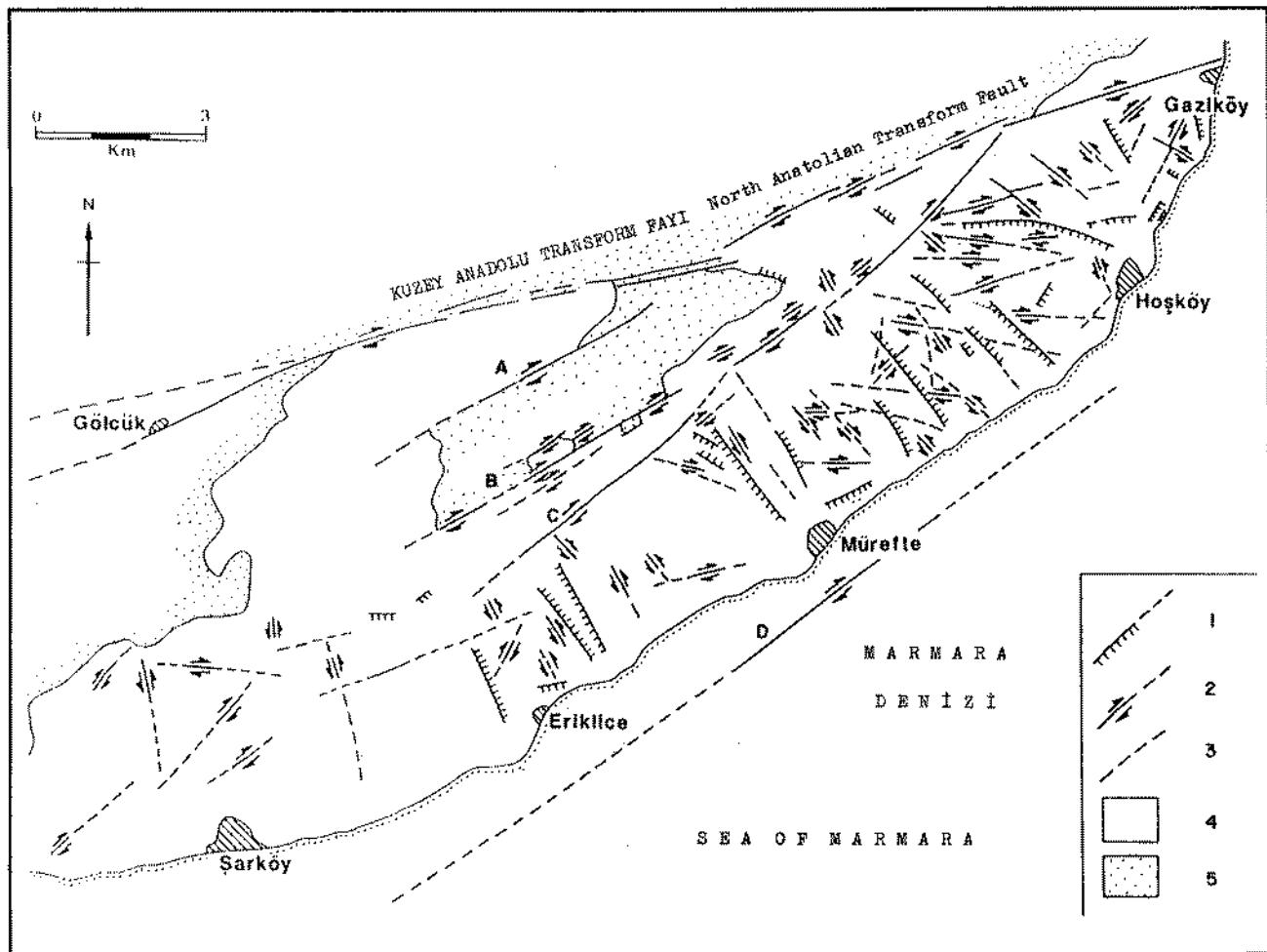
Figure 3: Equal-area stereographic diagrams of the mesofracture sets showing the right-lateral movement of the NATF in the Şarköy area. Numbers indicate stations, blank arrow pairs immediately external of each diagram are the horizontal projections of the inferred compression and extension directions. A) Çengelli fault, B) North Tepeköy fault, C) South Tepeköy fault, D) Mürefte fault. Numbers in the key: 1) single set of normal mesofaults, ticks in hanging walls 2) conjugate sets of normal mesofaults, ticks in hanging walls, 3) single set of reverse mesofaults, ticks in hanging walls, 4) single set of granulation seams, 5) conjugate sets of granulation seams, 6) single set of joints, 7) conjugate sets of joints (from Erkal, 1983 Figure 4.15).

gözönüne alınarak düşey atımı da olan sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu kabullenmek, geometrisi itibariyle uygun görülmektedir. Bununla beraber Mürefte ile Gazıköy arasındaki DKD-BGB uzanımlı bazı küçük normal fayıların düşen bloklarının güneydoğu (deniz) tarafında bulunması Mürefte fayının düşey atımının olduğunu ve kara bölümünün yükselen blok olması gerektiği görüşünü kuvvetlendirmektedir. Ancak ötelenmiş aşının sekülerinin tiltlenmeleri, fay bloklarının geriye rotasyonlarının oldu-

ğunu ve KD-GB uzanımlı bazı normal fayıların kaşık faylar (listric faults) olabileceğini akla getirmektedir (Hancock ve Erkal, 1990).

KB-GD UZANIMLI NORMAL FAYLAR

Haritalanabilir ölçekteki normal fayılar Güney Tepeköy fayının güneyinde yaygın olarak görülmektedir (Şekil 4). Bunların dağılımına ilişkin ayrıntılar ile Kuvaterner yaşı aşının ve birikim sekülerinin ötelenmeleri ve tiltlenmelerine ilişkin bilgiler ise Şekil 5 de verilmektedir. Sekillerin Gazıköy gibi bazı



Şekil 4: Çalışma alanındaki neotektonik faylar. A) Çengelli fayı, B) Kuzey Tepeköy fayı, C) Güney Tepeköy fayı, D) Mürefte fayı. 1) Normal fay (çentikler düşen blok tarafındadır), 2) doğrultu atımlı fay, 3) karakteri bilişmeyen fay, 4) Neojen ve Kuvaterner arazi, 5) Neojen öncesi arazi (Erkal, 1983 Şekil 4.8'den değiştirilerek).

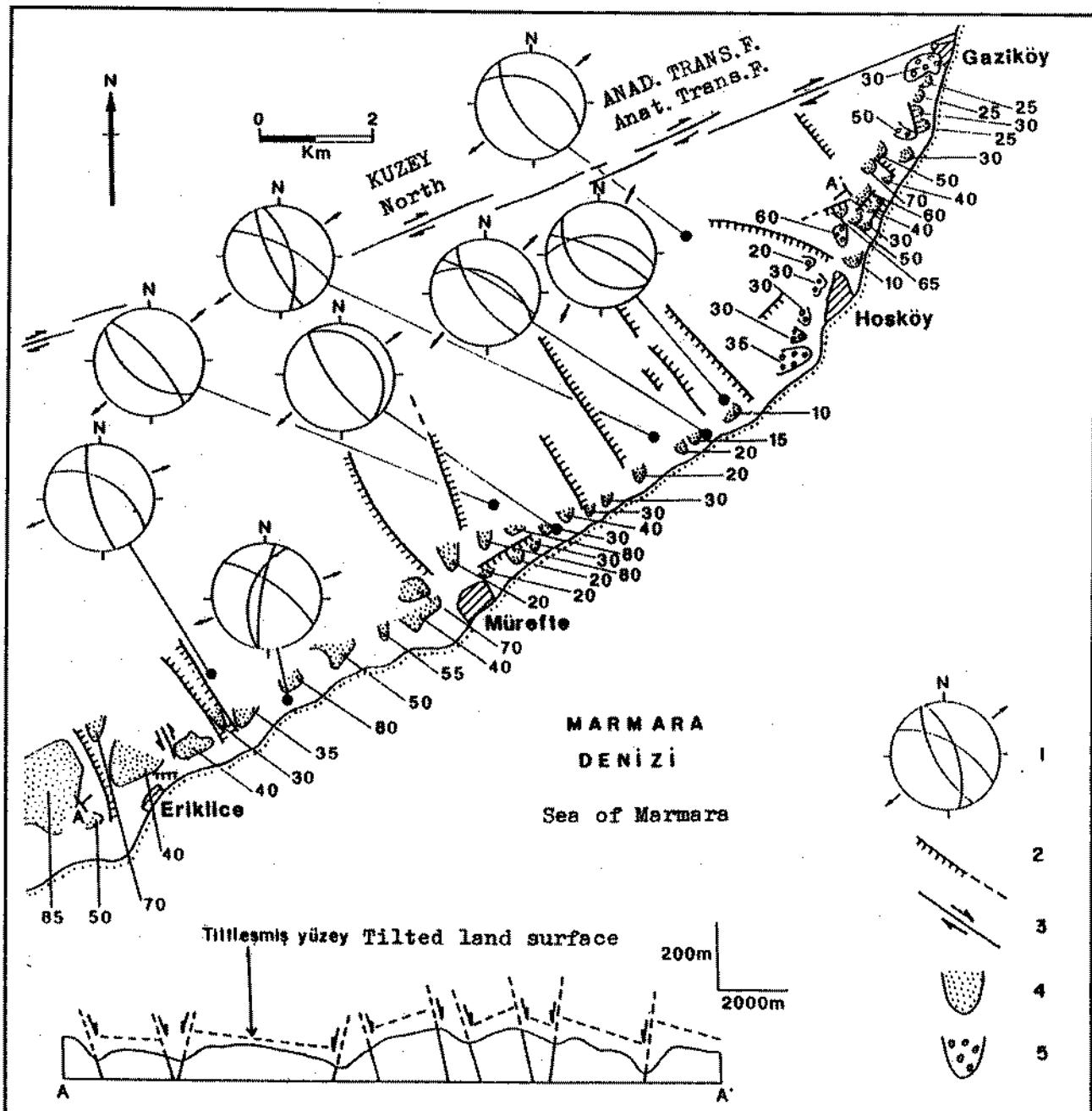
Figure 4: Neotectonic faults in the studied area. A) Çengelli fault, B) North Tepeköy fault, C) South Tepeköy fault, D) Mürefte fault. 1) Normal fault (ticks on downthrown side), 2) strike-slip fault, 3) fault of uncertain character, 4) Neogene and Quaternary terrain, 5) pre-Neogene terrain (after Erkal, 1983 Figure 4.8).

yerlerde içerdikleri fauna nedeniyle Kuvaterner'in Akdeniz stratigrafisindeki ilk bir döneni karakterize ettiği kabul edilerek denizel oldukları ve büyük bir olasılıkla Tyrrhenian (Orta Kuvaterner) yaşı verilebileceği Nutall (1982) kişisel görüşme) tarafından belirtilmektedir.

Haritalanabilir ölçekteki normal faylara ek olarak, uzanımları BKB-DGD ve KKB-GGD arasında değişen orta-ölçek (mesoscale) normal faylar da saptanmıştır (Şekil 4).

Ayrıca orta-ölçek bu normal fayların uzanımına yarı paralel konumda çatlaklar da oldukça yaygındır. Ancak Miyosen istisinin gevrek kumtaşlarında KB-GD uzanımlı, üç ayrı set oluşturan bu fay ve çatlakların hepsine birden aynı gözlem yerinde rastlamak her zaman olası değildir. Angelier (1989)'ın görüşüne göre bileşik fay setleri oldukça yaygın formlar olmasına karşın, hemen hemen dik konumlu, makaslanma ile ilişkisi saptanamayan üçüncü form ise açılma çat-

Trakya'da Normal Fayların Oluşumu



Şekil 5: Haritalanabilir ve orta-ölçek normal faylar ile Kuvaterner yaşı aşınım ve birikim sekilerini gösterir harita. 1) Fayların ve çatlakların stereografik izdüşümleri (Oklar açılma yönünü göstermektedir), 2) normal fay, 3) doğrultu atımlı fay, 4) Kuvaterner aşınım sekisi, 5) Kuvaterner birikim sekisi (Erkal, 1983, Şekil 4.14, 5.12 ve 5.21'den derieme).

Figure 5: Map-scale and meso-scale normal faults and Quaternary aged erosional and depositional terraces. Stereographic projections of the mesofaults at the localities marked with a small solid circles. 1) Stereoplot of mean altitudes of normal fault and fracture sets with interpreted horizontal extension trajectory. 2) normal fault, pecked where uncertain, 3) strike-slip fault, 4) Quaternary erosional terrace, height in metres. 5) Quaternary depositional terrace, height in metres (Compiled from Erkal, 1983 Figures 4.14, 5.12 and 5.21).



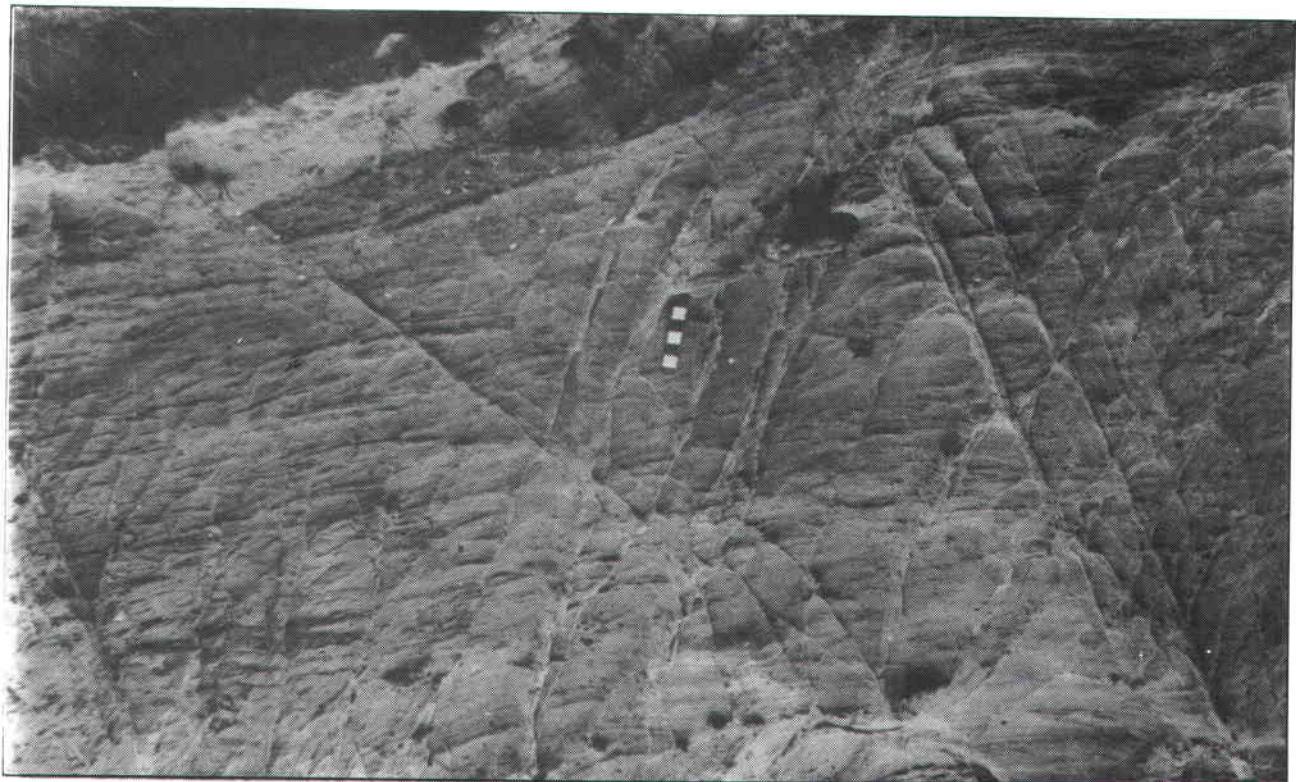
Şekil 6: Hoşköy'ün 1.5 km BKB'sında, kumtaşları içinde gözlenmiş granülasyon damarları ve oluşturduğu orta-ölçek normal faylar. Ölçek yaklaşık 5 cm'dir.

Figure 6: Conjugate sets of normal mesofaults formed by granulation seams. In the sandstones, about 1.5 km WNW of Hoşköy. Lid of camera is about 5 cm.

gi durumundadır. Üç setin birarada bulunduğu yerlerde seiler biraz eğimlenmiş olup çoğu, normal faylar olarak görülür. Bu durum Aydin ve Reches (1982)'e göre üç boyutlu bir uzanım alanının (strain field) etkisini yansıtmaktadır.

Miyosen istifinin gevrek ve yüksek gözenekli kumtaşlarında gözlenen orta-ölçek normal faylar, kökeninde hacim artmasının olduğu, genişlikleri mm-cm arasında değişen zonlardır. Sözkonusu hacim değişimi fayın oluşumuna bağlı olarak tane boyunun küçülmesini sağlamaktır, böylece ortaya çıkan yapısal form, çevresindeki kumtaşına göre daha çok sertleşmiş bir zonu oluşturmaktadır (Şekil 6). Pittman (1981)'in "granülasyon damarları" (granulation seams), Aydin ve Johnson (1983)'in "deformasyon

bandları" (deformation bands) adını verdiği bu tür yapılar, bunların kökenini araştıran Jamison ve Stearns (1982) ile Underhill ve Woodcock (1987)'a göre bir düzlem boyunca oluşan kaymanın sertleştirdiği yüksek gözenekli kumtaşlarının sınırladığı bir fay çeşididir. Çalışma alanında gözlenmiş olan ve yazar tarafından granülasyon damarları adı benimsenen yapılar ise Aydin ve Johnson (1983)'inkilere çok benzemekte olup bunların bir kısmında kayma gözleyebilmek olanaksızdır (Şekil 7). Bu durumda granülasyon damarları düşük permeabiliteleri nedeniyle yeraltı suyu hareketine karşı bir bariyer oluşturmuş gibi görülmektedir. Çünkü gevrek kumtaşlarının damarlar boyunca daha çok sertleşmeleri genellikle çevredekî kumun hareketini durdurmaktadır.



Şekil 7: Murefete'nin yaklaşık 5 km BGB'sında, kumtaşları içinde gözlenmiş, atım göstermeyen granülasyon damarlarının oluşturduğu bileşik setler. Ölçek 30 cm'dir.

Figure 7: Conjugate sets of granulation seams which they do not contain offset, in the sandstone, about 5 km WSW of Murefete, scale 30 cm.

FAYLARA İLİŞKİN YORUMLAR

Bir doğrultu atımlı fay sisteminde ana iz (main trace) verev olarak katılan ikincil doğrultu atımlı fayların ana izle olan ilişkileri doğadaki örneklerinden ve laboratuvar deneylerinden gayet iyi bilinmektedir (Bartlett ve dig., 1981; Harding, 1985; Woodcock ve Fisher, 1988). Gerçekte bu tür örnekler KATF'nın Anadolu Yarımadası'ndaki başka kesimlerinde de rastlanmıştır (Barka ve Hancock, 1985; Şengör ve dig., 1985). KATF gibi bir makaslama zonundaki ikincil fayların mekanik yönden yorumlanması, zonun her iki tarafında birbirlerine göre çift oluşturmalarına bağlıdır. Analizlerde daha sonra ikincil fayların fay kuşağı ile yaptığı açı ve makaslama durumuna göre değerlendirimesine geçilmektedir. Ikincil faylar ile fay zonu arasındaki açısal ilişkiler, fay zonu boyunda ve bu fay zonu içindeki hareket sırasında "basit makaslama", "transpresyon" (verev sıkıştırma) veya "transtansiyon"un (verev açılma) olup olma-

masına bağlı olarak değişir. Sanderson ve Marchini (1984)'ye göre bir basit makaslama yerine şayet transpresyon olmuşsa normal olarak 45° den büyük bir dar açı sözkonusu olur ve normal fay gibi açılma/gerilme yapılarının (extensional structures) gelişmesi beklenir. Bu durumda R_1 Riedel yırtılmaları (Riedel shears) 15° den, R_2 Riedel yırtılmaları ise 75° den büyük dar açılarla oluşacaktır.

KATF'nın, Gaziköy-Şarköy yörensin kaplayan çalışma alanında bir sıkıştırın bükülm oluşturmasına bağlı olarak ikincil faylar ile fay zonu arasındaki açısal ilişkilerin bir transpresyonun karakteristiklerini göstermesi beklenir. Şekil 4'de görüleceği üzere R_1 Riedel yırtılmalarının KATF'nın ana iziyle oluşturduğu açı dar açı olup 15° değil, daha büyük açılıdır ve $30-60^\circ$ arasında değişmektedir. R_2 yırtılmaları olarak yorumlanan sol-yanal doğrultu atımlı faylar ise KATF'nın ana iziyle 75° değil, daha büyük ($80-120^\circ$) açılarla konumlanmaktadır.

KATF'nın ana izine yarı paralel konumda uzanan, sağ-yanal ötelenmeli birkaç yırtılma ise "Y yırtılması" (Y shear) olarak yorumlanmaktadır. Çünkü Çengelli, Kuzey ve Güney Tepeköy fayları sağ-yanal doğrultu atımlı faylar olup, KATF'nın ana izi ile ortalamada 10° lik bir açı oluşturmaktaadır ve "P yırtılmaları" olarak kabul edilmektedir. Gözlenen 10° lik açı bir "basit makaslama kuşağı" (simple shear zone) için beklenen P yırtılmaları değerinden 5° daha küçüktür ve transpresyon oluşturan KATF'nın Gaziköy-Şarköy yöresindeki hareketine de uymaktadır (Hancock ve Erkal, 1990).

Orta-ölçek yapılar için ölçüm yapılan sekiz gözlem yerinde saptanarı orta-ölçek normal fayların yapılan mezoskopik yapı analizleri KB-GD uzanimlı normal faylardan elde edilen açılma uygun yönleri vermektedir (Şekil 5). Bu açılmanın yönü, KATF'nın ana izi ile 12° lik bir açı oluşturmaktadır. Fakat makaslamanın basit türde olması halinde açının 45° olması beklenir. Transpresyon durumunda ise aynı şeyin daha küçük bir açı ile gerçekleşmesi gereklidir. Halbuki KB-GD uzanimlı normal faylardan yapılan gözlemler, bunların KATF'nın ana iziyle 45° lik değil, 78° lik bir açı oluşturduğu ve aynı olayın bir benzeri olduğunu göstermektedir. Buradan KB-GD uzanimlı normal fayların uzanim yönlerine bakılarak KATF'nın bölgede bir transpresyon oluşturduğu düşüncesine varılabilir. Böyle bir açıklama ise KB-GD uzanimlı normal fayların kökeni için kuşkusuz tek seçenek olamaz, diğer seçenekler ise yeni bölümde verilmektedir.

BÖLGESEL TEKTONİK ÜZERİNE YORUMLAR

Çalışma alanı içinde rastlanan KB-GD uzanimlı normal fayların kökeni, oluşumu ve tektonik rejim içindeki yerleri itibariyle bölgesel nitelikte üç seçenekli görüş üretilmekte.

1) KB-GD uzanimlı normal faylar, KATF boyunca ve fay zonu içinde transpresyon sırasında oluşan bir uzanim alanı (strain field)ının tıincil ürünleridir. Buna ilişkin açıklama daha önce ayrıntılılarıyla verilmiş olup, bu düşünceye göre KATF'nın Marmara Bölgesi'ndeki üç kolundan biri olan kuzey

kolunun batı ucundaki sıkıştırın büklüm, KATF'nın Gaziköy-Şarköy kesimiyle uymaktadır.

2) Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'e göre KB-GD uzanimlı normal faylar, Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan normal faylardan birinin kara kesiminde kalan koludur. Bu çalışmacılara göre D-B ve BKB-DGD arasında uzanan bu normal faylar Marmara Bölgesi'nde kabaca D-B, batı bölümünde ise DKD-BGB olarak değişik bir doğrultuda uzanan pull-apart havza serisinin ucundaki fayları oluşturur. Güncel depremlerin fay düzlemi çözümlerleri (fault plane solution) (McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984) (Şekil 2), bölgede faylanma kaydedilmemesine karşın, çalışma alanının 75 km kadar doğusunda KB-GD uzanimlı faylar üzerinde normal fay hareketinin olduğunu göstermektedir.

3) Gaziköy-Şarköy yöresindeki KB-GD uzanimlı normal faylar, KATF'nın kuzey kolunun kuzeyinde yer alan Ergene Havzası altında olduğu McKenzie (1972, 1978) ile Dewey ve Şengör (1979) tarafından kabul edilen, Makedonya-Karadeniz bloklarını bir açılma ayırdığı düşünülen (putative extensional boundary) mikrolevha sınırlarıyla ilgili uzanim alanı (strain field)ının bir ürünüdür (Şekil 2). Bu kuramın savunulacak yanı, Gaziköy-Şarköy yöresinin ortalamada 149° uzanimlı fayları ile McKenzie (1972, 1978) ve Dewey ve Şengör (1979) tarafından kabul edilen kuramsal sınırın 145° lik uzanimının yakın paralellik göstermesidir. KATF'nın kuzey kolu ile ilgili bu fikir, Ergene Havzası'nın tektonik rejimi için umulan güney sınırıdır. Şayet kuzey sınır zaman zaman kilitlendiye, hareketin merkeze ve güneye doğru transfer olması durumunda Ergene Havzası rejimi herhangi bir şekilde güney yönünde bir açılmayı sağlamış da olabilir. Gerçekte KD-GB doğrultulu gerilmeyi içeren "Ergene Havzası açılma rejimi", Anadolu'nun batıya kaçışını sağlayan KKB-GGD ile K-G arasında değişen gerilme içinde Batı Anadolu'nun açılma rejimiyle birlikte gerçekleşmiş olabilir (Şekil 1) (McKenzie, 1972, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Hancock ve Barka, 1987).

Trakya'da Normal Fayların Oluşumu

SONUÇLAR

Sağ-yanal doğrultu atımlı KATF'nin Trakya'daki Gaziköy-Şarköy bölümü, Neojen-Kuvaterner çökel istifi ile Geç Kuvaterner aşının ve birikim sekülerini öteleyen, KB-GD uzanımlı, haritalanabilir ve orta-ölçek bi-leşik normal fay sistemi içermektedir. KATF'nin daha doğu bölgelerinde gözle-nemeyen bu neotektonik normal faylar, KATF'nin Trakya ve doğu bölgelerinde ka-rakteristik olarak R_1 , R_2 , P ve Y gibi doğrultu atımlı ikincil yırtılmalar içeren KATF zonu-na yakiaşık dik açı ile uzanmaktadır.

KATF'nin Trakya'daki DKD-BGB uzanı-mının KB-GD uzanımlı normal fayların varlığıyla ilişkin durumu ise üç şekilde açıklanabilir.

a) KB-GD uzanımlı normal faylar, trans-presyonu denetleyen zon içindeki ikincil ge-riilmelerle ilişkili yapılardır. Bu yüzden bu fayların KATF ile yaptıktarı açılar 45° den daha çok olup, ortalama 78° olarak görülmektedir.

b) KB-GD uzanımlı normal faylar, Marma-ra Denizi altında uzanan ve KATF'nin kuzey kolu içinde gelişmiş pull-apart havzalar dizisinin uclarını oluşturduğu düşünülen normal fayların kara tarafında kalan uzantılarıdır.

c) KB-GD uzanımlı normal faylar, KATF'nin kuzey kolunun da kuzeyinde yera-lan Ergene Havzası'nın altında uzandığı var-sayılan KB-GD uzanımlı mikrolevhaların açılma sınırlıyla (extensional microplate boundary) ilişkili bir uzanım alanı (strain field) ürünüdür. Böyle bir uzanım alanında şayet zaman zaman kilitlenme oldussa, ha-reketin orta ve güney kola aktarılması durumunda KATF'nin kuzey kolunun güneyinde kalan çalışma alanını etkilemesi olağandır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Bristol Üniversitesi Jeoloji Bölümü'nde hazırlanan M.Sc. Tezinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazar, bu çalış-mayı yönlendiren ve görüşlerinin gelişme-sine olanak sağlayan Dr. P.L.Hancock'a teşekkür eder.

Makalenin geliş tarihi: 31.10.1991

Manuscript received: 31.10.1991

Yayın Kurulunun onayı: 27.1.1992

Revised manuscript received: 27.1.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allen, C.R., 1975, Geological criteria for eva-luating seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1041-1057.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F., 1987, The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engng. and Struct. Dynamics*, 15, 189-211.
- Angelier, J., 1989, From orientation to mag-nitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 11, 37-50.
- Ardel, A. ve Kurter, A., 1973, Marmara Denizi (Fiziki Etüd). İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., 10, 57-70.
- Aydin, A. ve Reches, Z., 1982, The number and orientation of fault sets in the field and experiments. *Geology*, 10, 107-112.
- Aydin, A. ve Johnson, A.M., 1983, Analysis of faulting in porous sandstone. *J. Struct. Geol.*, 5, 19-31.
- Barka, A.A. ve Gülen L., 1988, New constrains on age and total displacements of the North Anatolian fault zone: implica-tions for tectonics of the Eastern Medi-terranean region. 1987 Melih Tokay Geology Symposium (Eds. Koçyiğit, A. ve Altiner, A.). METU, J.Pure and App. Sci., 21 (1-3)
- Barka, A.A. ve Hancock, P.L., 1985, Neotec-tonic deformation patterns in the con-convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (Eds. Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F.) *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 17, 763-774.
- Barka, A.A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activi-ty. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Bartlett, W.L., Friedman, M. ve Logan, J.M., 1981, Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure: Part IX: wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79, 255-277.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90, 84-92.

- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. Collision Tectonics (Eds. Coward, M.P. ve Ries, A.C.), Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 19, 3-36.
- Erkal, T., 1983, Structure, Sedimentology and Geomorphology Related to Active Faulting in the Gazıköy-Şarköy Area, Thrace, Turkey. Yayımlanmamış M.Sc. Thesis, University of Bristol, 237s.
- Erkal, T., 1984, Kuzey Anadolu Fayının bazı morfotektonik sonuçları: Gazıköy-Şarköy örneği (Some morphotectonic results of the North Anatolian Transform: example of the Gazıköy-Şarköy area, Thrace, Turkey). 8. Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri, 14-15.
- Erkal, T., 1985, Some Structural and Morphological Characteristics of the North Anatolian Fault Zone in Thrace, Turkey. Abstracts of Papers for the First International Conference on Geomorphology (Ed. Spencer, T.) Manchester, s.164.
- Erkal, T., 1987, Sedimentation in the strike-slip North Anatolian Fault Zone, Thrace, Turkey. Proceedings of the VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Stratigraphy. Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. Budapest, 15-22 September, 1985. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., LXX, 235-244.
- Erkal, T. ve Hancock, P.L., 1984, Neotectonic fault systems in the European sector of the North Anatolian fault zone. Geological Society Newsletter, 13(6), s.40.
- Erkal, T. ve Hancock, P.L., 1986, Neotectonic fault systems in the European sector of the North Anatolian fault zone. J. Geol. Soc. Lond., 143, s. 326.
- Hancock, P.L. ve Barka, A.A., 1981, Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone. J. Struct. Geol., 3, 383-392.
- Hancock, P.L. ve Barka A.A., 1987, Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. J. Struct. Geol., 9, 573-584.
- Hancock, P.L. ve Erkal, T., 1990, Enigmatic normal faults within the European sector of the North Anatolian transform fault zone. Annales Tectonicae, IV(2) (Special issue), 171-181.
- Harding, T.P., 1985, Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 69, 582-600.
- İlhan, E., 1963, Güney Trakya-Gazıköy-Mürefte-Şarköy sahalarının tektonik etüdü. Turkish Petroleum Company Rap. 293, Ankara.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astr. Soc., 77, 185-264.
- Jamison, W.R. ve Stearns, D.W., 1982, Tectonic deformation of Wingate sandstone, Colorado National Monument. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 66, 2584-2608.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. Astro. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and surroundings regions. Geophys. J. R. Astro. Soc., 55, 217-254.
- Perinçek, D., 1987, Trakya Havzası Renç Fay Zonunun Sismik Özellikleri (Seismic Characteristic of the Wrench Fault Zone in Thrace Basin). Türkiye 7. Petrol Kongresi, 6-10 Nisan 1987, Bildiriler (7th Biannual Petroleum Congress, April 6-10, 1987) T.P.J.D. Yay., Ankara, 11-21.
- Perinçek, D., 1991, Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey - An Interpretation. A.A.P.G. Bulletin, 75(2), 241-257.

Trakya'da Normal Fayların Oluşumu

- Pittman, E.D., 1981, Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician), Oklahoma. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 63, 2381-2387.
- Platt, J.N., 1959, Report on the photogeological study of AR/TGO/1/96-101 Mürefte-Inecik area, Thrace, Turkey. Turkish Gulf Oil Company Rep.
- Sanderson, D.J. ve Marchini, W.R.D., 1984, Transpression. J. Struct. Geol., 6, 449-458.
- Saner, S., 1985, Sedimentary sequences and tectonic setting of Saros Gulf area, Northeast Aegean Sea, Turkey. Türk. Jeol. Kur. Bül., 28, 1-10
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik özelliği. İ.T.Ü. Mad. Fak. Yay.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karakoş, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987, Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Tektoniği. MTA Rap. 8128, Ankara.
- Sengör, A.M.C., 1979, North Anatolian fault: its age, offset and tectonic significance. J. Geol. Soc. Lond., 136, 269-282.
- Sengör, A.M.C., Görür, N. ve Saroğlu, F., 1985, Strike-slip Faulting and related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a case study. Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation (Eds. Biddle, K.T. ve Christie-Blick, N.). S.E.P.M. Spec. Publ. 37, 227-264.
- Ternek, Z., Erentöz, C., Pamir, H.N. ve Akyürek, B., 1987, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İstanbul Pafası İzahnamesi. MTA Yay.
- Turgut, S., 1987, Ege Denizi ve dolaylarının tektonik evrimi ve hidrokarbon olağanlıklar (Tectonic evolution and hydrocarbon potential of the Aegean Sea and its surrounding areas) 7. Petrol Kong. Bildirileri, Ankara, 22-35.
- Turgut, S., Siyako, M. ve Dilikli, A., 1983, Trakya Havzasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları (The Geology and Petroleum Prospects of the Thrace Basin). Türkiye Jeoloji Kurultayı 1983 Bülteni, 35-46.
- Ünay, E. ve deBrujin, H., 1984, On some Neogene rodent assemblages from both sides of the Dardanelles, Turkey. Newsletter in Stratigraphy, 13, 119-132.
- Underhill, J.R. ve Woodcock, N.H., 1987, Faulting mechanisms in high-porosity sandstones: New Red Sandstone, Arran, Scotland. Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks (Eds. Jones, M.E. ve Preston, R. M.F.). Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 29, 91-105.
- Woodcock, N.H. ve Fisher, M., 1986, Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol., 7, 725-735.

ONUR KÖŞESİ

1991 YILI "TPJD ÖDÜLÜ" DURSUN AÇIKBAŞ'A VERİLDİ



Derneğimiz tarafından her yıl verilmekte olan "TPJD Ödülü"nün dördüncüsü TPAO Arama Grubu Başkanı Sayın Dursun AÇIKBAŞ'a verildi.

Yönetim Kurulumuz'un 14 Nisan 1992 tarihli toplantısında:

Türkiye'deki petrol aramalarına yönelik her türlü çalışmayı destekleyerek katkı sağlama çabaları, TPAO'nun ve Türkiye'nin petrol arama politikasında yeni alternatifler yaratma çabaları, TBJD'nin gelişmesinde ve

ileriye gitmesinde, sorunların aşılmasında değerli çaba ve destekleri ile örnek bir aramacı kişiliğine sahip olan Sayın Dursun AÇIKBAŞ'a 1991 yılı "TPJD Özel Ödülü"nün verilmesi kararlaştırılmıştır.

Hatıra plaketi ve gümüş tabaktan oluşan 1991 yılı "TPJD Özel Ödülü" TPAO Genel Müdürü Sayın Okan ÖZDEMİR tarafından Sayın Dursun AÇIKBAŞ'a 9 Mayıs 1992'de TPAO kafeteryasında yapılan TPJD 33. Yılı Gecesi'nde verilmiştir.

BİLİMSEL VE SOSYAL ETKİNLİKLER

SUNGURLU SEMPOZYUMU YAPILDI

Ozan Sungurlu Bilim Eğitim ve Yardım Vakfı tarafından düzenlenen "Ozan Sungurlu Sempozyumu" Ankara Hilton salonlarında yapılmıştır. Derneğimiz üyelerinin birçoğunun da üye olduğu Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı'nın ilk kez düzenlediği sempozyum yurt içinden ve dışından yoğun ilgi görmüştür. Başarlarının ve petrol aramacılığına katkı koyacak çalışmalarının devamını dileriz.

ARAZİ SONU KOKTEYLİ

15 Kasım 1991 tarihinde Ankara'da TPAO Kafeteryasında düzenlenen Arazi Sonu Kokteyli ve öncelikle Ankara'da bulunan üyelerimizin katılımı olmuştur. Üyelerimizle değişik zamanlarda, farklı mekanlarda bir arada olmak, hem üyelerimizin kaynaşması hem de Dernek Yönetim Kurulu'nun etkinliklerini yönlendirmesi açısından önem kazanmaktadır.

BATMAN PETROLÇÜLER GECESİ

6 Aralık 1991 tarihinde TPAO Batman Bölge Müdürlüğü Kristal Park Salonunda Derneğiimizin 33. Kuruluş Yıldönümü'nü kutlamak amacıyla Petrolculer Gecesi düzenlenmiştir. Batman Orkestrası eşliğinde M. Ali ERBİL-Çığdem TUNÇ ikilisinin gösterileri ve Gülnur TUĞÇE'nin yaşadığı müzikli saatler, Batman'daki üyelerimiz ve katılan petrol camiası tarafından takdirle karşılanmıştır.

ANKARA PETROLÇÜLER GECESİ

TPJD Ankara Petrolculer Gecesi 9 Mayıs 1992 tarihinde T.P.A.O Salonlarında yapılmıştır. Gecede, 15, 25 ve 30 yıldır doldurmuş üyelerimize ödül plaketleri ile 1991 yılı TPJD ödülü verilmiştir. Ödül alan üyeleriminin adları aşağıda verilmiştir.

TPJD Özel Ödüllü

Dursun AÇIKBAŞ

30. Yıl Ödülü

Yılmaz DAĞDELEN
Abdullah GEDİK
Mehmet GÜREL
Sefa ÖZBEY
Özcan ÖZMUMCU
Mehmet TOPKAYA

25. Yıl Ödülü

Turgut BOLĞI
Özkan GÜMÜŞ
Mustafa P. KÖKÇÜ

15. Yıl Ödülü

Erdal AHİSKA
Ruşen ERSOY
Alaattin METE
Hasan ÖNCÜ
Hasan ÖZBAHÇECİ
Ziynet ŞİMŞEK
Ahmet TOSUNKARA

9. PETROL KONGRESİ YAPILDI

Türkiye 9. Petrol Kongresi 17-21 Şubat 1992 tarihleri arasında Ankara Hilton salonlarında yapılmıştır. TMMOB Jeofizik Müh. Odası ve TMMOB Petrol Müh. Odası ve Derneği tarafından ortaklaşa düzenlenen bu kongre çok kısa hazırlık süresine rağmen, Düzenleme Kurulunun özverili çalışmalarıyla başarılı olarak tamamlanmıştır. Kongrede sunulan 137 bildiriden 53'ü TPJD üyeleri tarafından verilmiştir.

OZAN SUNGURLU'ya TÜBİTAK HİZMET ÇDÜLÜ VERİLDİ

Bilim adamlarının müsbet bilimlerinin temel ve uygulamalı alanlarındaki seçkin araştırma ve hizmetlerini değerlendirmek ve bir teşvik unsuru olmak üzere, TÜBİTAK tarafından her yıl verilen Bilim, Hizmet ve Teşvik ödüllerinden 1991 Hizmet Ödülü 14. 12. 1991'de M. O. SUNGURLU adına kızı E. Sungurlu'ya verilmiştir.

ULUSLARARASI ETKİNLİKLER

1992

21-24 ŞUBAT

TÜRKİYE 9. PETROL KONGRESİ,
Hilton-ANKARA,

Petrol Jeologları Derneği, Petrol Mühendisleri Odası, Jeofizik Mühendisleri Odası, Ersin Us, T.P.A.O. Mustafa Kemal Mahallesi 2. Cadde No. 86, 06520, ANKARA.

FEBRUARY 23-27

FIRST SOUTH ASIA GEOLOGICAL CONGRESS,
ISLAMABAD-PAKISTAN.

Contact : Hilal A. Riza, Director General, Hydrocarbon Development Institute of Pakistan, 230 - Nazimuddin Road, F-7/4, PO Box 1308, ISLAMABAD-PAKISTAN.

24-27 ŞUBAT

45. TÜRKİYE JEOLOJİ KURULTAYI,
T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası, ANKARA.

MARCH 30 - APRIL 1

4th CONFERENCE ON PETROLEUM GEOLOGY of NW EUROPE, LONDON, ENGLAND.

Contact : Petroleum Geology of NW Europe Conference 1992, Conference Associates & Services Ltd., Congress House, 55 New Cavendish Street, London, England W1M 7RE.

APRIL 6-9

7th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SALT, KYOTO-JAPAN.

Contact : Secretariat, c/o Japan Tobacco Inc., Salt Administration Headquarters, 8 th Floor, Shinkasumigaseki Building, 3-2, Kasumigaseki 3-Chome, Chiyadoku, TOKYO 100, JAPAN.

APRIL 6-10

XVII GENERAL ASSEMBLY OF THE EUROPEAN GEOPHYSICAL SOCIETY, EDINBURGH, SCOTLAND.

Contact : EGS Office, Postfach 49, 3411 Katlenburg-LINDAU, FEDERAL REPUBLIC of GERMANY.

JULY, 13-18

7 th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON WATER - ROCK INTERACTION, PARK CITY, UTAH, USA. Followed by a field trip to Yellowstone National Park, WYOMING, July, 19-22.

Contact : Yousef Kharaka, Secretary - General, U.S. Geological Survey, MS 427, 345 Middlefield Road, Menlo Park, CALIFORNIA 94025, U.S.A.

JULY, 1-5

EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICIST (5 th Annual Meeting), PARIS, FRANCE.

Evert Van der Gaag, EAEG Wassenaarseweg 22, NL-2596 CH THE HAUGE, THE NETHERLANDS.

JUNE 28-JULY 1

PALEONTOLOGY (5th North American Convention), CHICAGO, USA.

Dr. Peter R. Crane, Field Museum of Natural History, Roosevelt Road at Lake Shore Drive, CHICAGO, IL 60605-2496, USA.

AUGUST 24-SEPTEMBER 3

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS (29th), KYOTO, JAPAN.

Dr. Tadasahi Sato, Chairman, Japanese National Committee on Geology, Inst. of Geoscience, The University of Tsukuba, IBARAKI, 305 JAPAN.

7-11 EYLÜL

KARADENİZ BÖLGESİ JEOLOJİSİ ULUSLARARASI SIMPOZYUMU, ANKARA.

ISGB Sekreterliği, MTA Genel Müdürlüğü 06520 ANKARA.

13-16 EKİM

I. ULUSLARARASI DOĞU AKDENİZ JEOLOJİSİ SIMPOZYUMU, ADANA.

Çukurova Üniversitesi Müh. Mím. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü 01130 BALÇALI-ADANA.

OCTOBER 26-29

GEOLOGICAL SOCIETY of AMERICA, (Annual Meeting), CINCINNATI, OHIO, USA.

Meetings Department, GSA, P. O. Box 9140, BOULDER, CO 80301, USA.

1993

OCTOBER 17-20

AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE and EXHIBITION, THE HAGUE, THE NETHERLANDS.

Gen. Chmn., Roelof S. Murris, Shell International Petroleum, P.O. Box 162, 2501 AN, THE HAGUE, THE NETHERLANDS.

OCTOBER 25-28

GEOLOGICAL SOCIETY of AMERICA (Annual Meeting), BOSTON, MASS., USA.

Meetings Department GSA P.O. Box 9140, BOULDER, CO 80301, USA.

YAYIN TANITIMI

TREATISE OF PETROLEUM GEOLOGY

Edited by L.J. Doyle and H. H. Roberts,
1988, Vol. 1 - 7. AAPG, Tulsa-OK., USA.

A.A.P.G. tarafından yayınlanan ve editörüğünü Norman Foster ve Edward Beaumont'un yaptığı "Treatise of petroleum Geoloy" serisi 17 kitaptan oluşmaktadır. Bu seri petrol jeolojisinin bütün konularında yazılmış çeşitli makaleler ile kılaplardan alınmış önemli konuları içermektedir. Bu makaleler geniş bir yayın kurulu tarafından titizlikle seçilmiş ve konularına göre de sınıflandırılmışlardır. 17 kitapta toplam 443 makale yer almaktadır. "Treatise of Petroleum Geology" serisi petrol jeologlarının her zaman el altında bulundurmaları gereken çok önemli ve yararlı kaynakların başında gelmektedir. Bu kitaplarda yer alan konu ve makalelerin ana başlıklarını sunlardır.

1. ve 2. kitaplar : Jeolojik havzaların sınıflaması, modelleri, stratigrafileri, değerlendirilmeleri, bu havzalardaki kaynakların tahmin edilmesi ve dünya petrol ve doğal gaz yataklarının bulunduğu (48 makale).

3. ve 4. kitaplar: Rezervuarlar I-II-III : Rezervuarların genel özellikleri, boşluk geometrisi, permeabilite, akişkanlar, basınç, çatıklar, üretim jeolojisi kumtaşları, kumtaşlarının çökelme ortamları, kumtaşlarının diyajenezi, karbonatlar, karbonatların çökelme ortamları ve karbonat diyajenezi (76 makale).

6. ve 7. kılaplara; Kapanlar ve Örtü Kayaçlar I-II: Yapısal kapanlar, Hidrodinamik kapanlar, stratigrafik kılcal kapanlar, örtü kayaçları (42 makale).

8. kitap: Jeokimya : Petrolün bulunduğu, ana kaya değerlendirmesi, migrasyon ve yüzey jeokimyası (35 makale).

9., 10 ve 11. kitaplar; Yapısal Kavramlar ve Teknikler I-II-III: Temel kavramlar, kıvrımlanma, yapısal teknikler, sıkıma ve gerilme deformasyonları, doğrultu atımlı faylar, temel deformasyonları ve tuz tektoniği. (93 makale).

12. ve 13. kitaplar: Formasyon / Log değerlendirmeleri I-II: Genel özellikler, Rezitivite, SP, Gamma - Ray, Porozite, Dipmeter logları, kuyu testleri, yorumlama yöntemleri, çatılkazmaları, rezervuar sıcaklığı, ana kaya değerlendirmesi (89 makale).

14., 15., 16. ve 17. kitaplar: Jeofizik I-II-III-IV: Sismik yöntemler, sismik yöntemlerin yorumlanması, stratigrafik yorumlamalar, gravite, manyetik ve magnetotellürik yöntemler (95 makale).

Sadettin Korkmaz
K.T.U. Jeoloji Müh. Bölümü

PBIOMARKERS FOR GEOLOGIST-A PRACTICAL GUIDE TO THE APPLICATION OF STERANES AND TERPANES IN PETROLEUM GEOLOGY: AAPG METHODS IN EXPLORATION, NO.9 by Douglas W. Waples and Tsutomu Machihara: AAPG Publication, Tulsa, USA, 91 s. (1991).

Petrol aramacılığında biyomarker(biological marker) uygulamalarının başlangıcı, Alman kimyacısı Triebs'in 1930'lu yıllarda porfirin molekülünü ham petrolde bulmasına dayanır. Uygulamaların önemi gaz kromatografi-kütle spektrometresi (GC-MS) teknolojisinde son on-onbeş yılda yaşanan gelişmelere paralel olarak büyük ilerlemeler kaydetmiştir.

Kitabın 1. Bölümü biyomarker kavramı için gerekli olan sterokimyasal konfigürasyonlara (configuration) ayrılmış, 2. Bölümde ise okuyucu biyomarkerlerin kökeni hakkında aydınlatılmıştır. 2. Bölümde kısaca GC-MS ile yapılan biyomarker analizlerine öz olarak değinilmiştir. Çeşitli biyomarker olgunluk parametrelerinin tartışıldığı 4. Bölümde, bu parametrelerin petrol aramacılığındaki kullanımı yeterli ve yetersiz yönleri ile verilmiştir. Çökelme ortamı, litoloji, yaş, tuzluluk ve organik madde tipi gibi kaynak kaya özelliklerine hassas biyomarkerleri örnekleyen 5. Bölümü biyodegradasyon değerlendirmelerinin içerildiği 6. Bölüm takip etmektedir. Dünyanın önemli petrol basenlerinde seçilmiş petrol-petrol, petrol-kaynak kaya korelasyonları ise kitabın 7. ve son Bölümünü oluşturmaktadır. Ancak, kitap az sayıda (203) referansla sona ermektedir.

Kitap, verilen bütün güzel örneklerle rağmen bir test kitabı olmaktan uzak. Ancak, biyomarker konusunda tecrübe olmayan petrol jeologlarına ve petrol jeolojisi (maalesef Türkiye'de petrol jeokimyası öğretilmiyor) öğrenimi veren üniversitelerimize el kitabı olarak yararlı olacağı inancındayım.

Kadir Gürgey
TPAO Araştırma Merkezi
06520 Ankara

YAZIM KURALLARI

1. TPJD Bülteninde yer alacak makaleler aşağıdaki niteliklerden en az birisini taşımmalıdır.
 - a) Yerbilimlerine, özellikle de petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularından birine, yeni bir katkısı bulunan araştırma.
 - b) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış özgün sonuçları olan bir çalışma.
 - c) Yerbilimlerinin, özellikle petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularında daha önce yapılmış çalışmaları eleştiriçi bir yaklaşımla ele alan, o konuda yeni bir görüş ortaya koyan eleştirili derleme (critical review).
 - d) TPJD Bülteni'nin en son sayısında yer alan herhangi bir yazının, tümünün veya bir bölümünün eleştirisini niteliğinde olan yazılarla Bülten'de yer verilir. Makale yazarının eleştiriyi cevaplaması durumunda, cevap yazısı ile eleştiri yazısı birlikte yayınlanır.
 2. TPJD Bülteni yılda 1 (bir) kez Aralık ayında yayınlanır. Yönetim Kurulu, aynı yıl içinde ikinci yayın kararını verme yetkisine sahiptir.
 3. TPJD Bülteni'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. İngilizce yazınlarda Abstract'tan sonra Türkçe Öz bulunmalıdır. Türkçe yazamayan yabancı yazarların Öz kısmını için gerekli çeviri TPJD tarafından yapılır.
 4. TPJD Bülteni'nde yayınlanacak makalelerin, Türkçe olarak daba önce herhangi bir yerde yayımlanmamış olması şarttır. Daha önce yabancı dilde yayınlanmış olan makaleler petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularının aramacılığını doğrudan ilgilendiriyorsa Türkçe olarak TPJD Bülteni'nde yayınlanabilir.
 5. Yazar(lar) makalenin daha önce herhangi bir yerde yayımlanmadığını yazılı olarak bildirmek zorundadır.
 6. Yayınlanacak makalelerin tüm hakları TPJD'ye ait olup, makaleler geri gönderilmez. Yayına kabul edilmeyen makaleler yazar(lar)a gönderilir.
 7. Makaleler 1 (bir) asıl (üç) kopya olarak düzenlenip gönderilmelidir.
 8. Türkçe gönderilecek makalelerin Başlık ve Öz bölümlerinin İngilizceleri mutlaka verilmelidir. Yazar(lar)'ın adresleri-ünvanları belirtilmeden -kuruluş adlarında kısaltma olmaksızın ve başka dile çevrilmeden yazılmalıdır. Adresler ilk sayfanın altında verilmelidir.
 9. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler aşağıdaki başlık sırasını izlemelidir.
- TÜRKÇE BAŞLIK**
İNGİLİZCE BAŞLIK
Yazar(lar)
ÖZ
ABSTRACT
250 sözcüğü geçmemelidir.
- GİRİŞ**
ANA METİN
Bu başlık kullanılmaksızın ana metne geçilmelidir.
- TARTIŞMA**
Gerekli olduğu hallerde, yapılmalıdır.
- SONUÇ(LAR)**
- KATKI BELİRTME**
- DEĞİNİLEN BELGELER**
Bu bölümde yalnızca metin içerisindeki dephinilen çalışmalara yer verilecektir. Değinilen belgeler aşağıdaki gibi olmalıdır.
- a) Periyodiklerdeki makaleler.
Yalçın, N., and Welte, D., 1988, The thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, c.1, Sayı 1, s. 11-26.
 - b) Sempozyum, özel basım, kitap, tez, vs..
Debois, D., and Prade, H., 1988, Possibility theory : New York, Plenum Press, 263 p.
- Kuru, F., 1987 Mardin - Derik yöreni Üst Kretase yaşı birimlerinin planktonik foraminiferalarla biyostratigrafî incelemesi: Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, 107 s.

Kozlu H., 1987, Misis - Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi : Türkiye 7. Petrol Kongresi, bildirileri, Ankara, s. 104-116.

Aynı yazar'a alt yayınların her birinde yazar soyadı ve adı yazılmalıdır. Birden fazla yazarlı belgelerde son iki yazar adı arasında -Türkçe yazılıarda- belgelinin yanına diline bakılmaksızın "ve" sözcüğü konur.

Değerinilen belgelerde, yayın adlarının yazımında, karışıklığı önlemek için kısaltmaya gidilmemelidir. Kısaltma yapılacaksa "International List of Periodical Title Word Abbreviations"daki kısaltmalar kullanılmalıdır.

EKLER

10. "Şekil" ve "Tablo"lar metin içine konulabilir. Ancak, "Levhalar" mutlaka metnin sonundaki Ekler bölümüne konulmalıdır. Her türlü çizimin aslı gönderilmelidir. Aksi durumlarda yayın kabul edilmez.

"ŞEKİL"

Her türlü harita

Her türlü kesit

Korelasyon çizimleri

Arazi fotoğrafları

"TABLO"

Grafikler

Denklemler

Matematiksel

eşitlikler

Çizelgeler

"LEVHA"

Her türlü fotomikrograf. Levhalardaki Fotomikrograflar "Foto" olarak değil, "Şekil" olarak anılmalıdır. Şekil ve Figure sözcükleri kısaltılmamalı ve büyük harf ile başlamalıdır. Şekil ve Figure sözcüklerinde Ş ve F harfleri alt alta gelmeli. Şekil numaralarından sonra ":" işaretini konmalıdır.

11. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler "Şekil", "Tablo" ve "Levhalar" dahil 40 sayfa ile sınırlanmıştır.

12. Makaleler 29.7x21 cm'lik A4 boyutlarında kağıtların bir yüzüne çift araklı olarak daktilo edilmiş olmalıdır.

Kağıtların çevresinde 2,5 cm boşluk bırakılmalıdır.

"Şekil", "Tablo" ve "Levha"lar da A4 boyutlarında olmalıdır.

A4 BOYUTLARINI GEÇEN HİÇBİR SAYFA KABUL EDİLMEZ.

13. Sayfa numaraları kağıtların sağ alt köşelerine kuruşun kaleme yazılmalıdır.
14. Çizimler siyah-beyaz basılacak şekilde düzenlenmelidir. Tüm çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır. Çizimlerde yazı karakterinde standartlara dikkat edilmelidir.
15. TPJD Bülteni'nde yayınlanmak üzere gönderilecek makaleler, biçim yönüyle Yayın Sorumlusu ve Yayın Kurulu tarafından, bilimsel içerik ve jeolojik uygulamalardaki sonuçları yönüyle de en az iki makale İnceleme Kurulu Üyesi tarafından incelenir. Makalenin hangi Makale İnceleme Kurulu Üyeleri tarafından değerlendirileceği Yayın Sorumlusu ve Yayın Kurulu Kararı ile olur. Makaleler Yayın Kurulu, Yayın Sorumlusu, Makale İnceleme Kurulu Üyesi, ve TPJD Yönetim Kurulu Onayı ile yayımlanır.
16. Yazar(lar) ile Makale İnceleme Kurulu arasında makalenin yayımı ile ilgili olarak oluşabilecek herhangi bir problemde Makale İnceleme Kurulu, Yayın Sorumlusu, Yayın Kurulu Üyelerinin yapacağı ortak toplantıda çoğunuğun vereceği karar kesin ve nitai olur.
17. Makale göndermek için TPJD üyesi olma zorunluluğu yoktur.
18. Petrol jeolojisi ile ilgili yayınları özendirici kilmak amacıyla 1991 yılında makale başına 100.000.- (Yüzbin) TL ödenecektir.

INSTRUCTIONS TO TAPG BULLETIN AUTHORS

1. Papers submitted to the "TAPG BULLETIN" should meet at least one of the following criteria :
 - a) Original study in one of the subdisciplines of earth science, especially oil, gas and geothermal energy explorations.
 - b) Study which has original results obtained by using the scientific methods of earthsciences.

- c) Critical reviews of previously published papers, especially on oil, gas and geothermal energy.
 - d) Discussions of all and / or part of papers published in the last TAPG Bulletin are encouraged, and are published as soon as possible along with the authors reply.
2. TAPG BULLETIN will be published in December once a year; however, the TAPG Executive Committee has a right to decide to publish the second bulletin within the same year.
3. Languages of the TAPG BULLETIN are Turkish and English. Papers written in English must have a Turkish abstract after the English abstract. Turkish abstracts of papers in English will be prepared by TAPG if necessary.
4. Author (s) must submit a statement indicating that the paper has not been previously published in any bulletin, journal, etc.
5. All rights of papers reserved for the Turkish Association of Petroleum Geologists. If a paper is not accepted by the Editorial Board it will be sent back to the author(s).
6. Four (4) copies of manuscript must be submitted (one must be original).
7. English translation of titles and abstracts of papers in Turkish must be included. Addresses of author(s) should be written in the original language without any abbreviation, and any professional title. Addresses should be given under the first page.
8. Papers are arranged accordingly :
- TITLE (Turkish and English)
- AUTHOR (s)
- ABSTRACT (maximum 250 words)
- INTRODUCTION
- TEXT
- DISCUSSION (If necessary)
- RESULT (s)
- ABBREVIATIONS
- ACKNOWLEDGMENTS
- APPENDIX (es)
- REFERENCES (only those references mentioned in the paper should be given in this section. Examples are shown below.:

a) For papers in journals, serials, society proceedings, etc;

Yalçın, N., and Welte, D., 1988, The thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation : *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, c:1, Sayı : 1, s:12-26

b) For symposium, special publication, book, thesis, etc:

Debois, D., and Prade, N., 1988 Possibility theory: New York, Plenum Press, 263 p.

Kuru, F., 1987, Mardin - Derik yöresi üst Kretase yaşı birimlerinin planktonik foraminiferalarla biyostratigrafî incelemesi : Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, Türkiye, 107 s.

Kozlu, H., Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi : Türkiye Petrol Kongresi, Ankara, Turkey, s. 104-116

Same author's name must be written for each paper. Abbreviations must be avoided. If necessary, they should be in accordance with standards and abbreviations listed in "International List of Periodical Title World Abbreviations" can be used.

9. "Figures" and "Tables" may be placed in the text but "Plates" must be placed in the Appendix (es).

FIGURE TABLE

All Maps Graphics

All sections Equations

Correlations Mathematical equations

Field Photos

PLATES

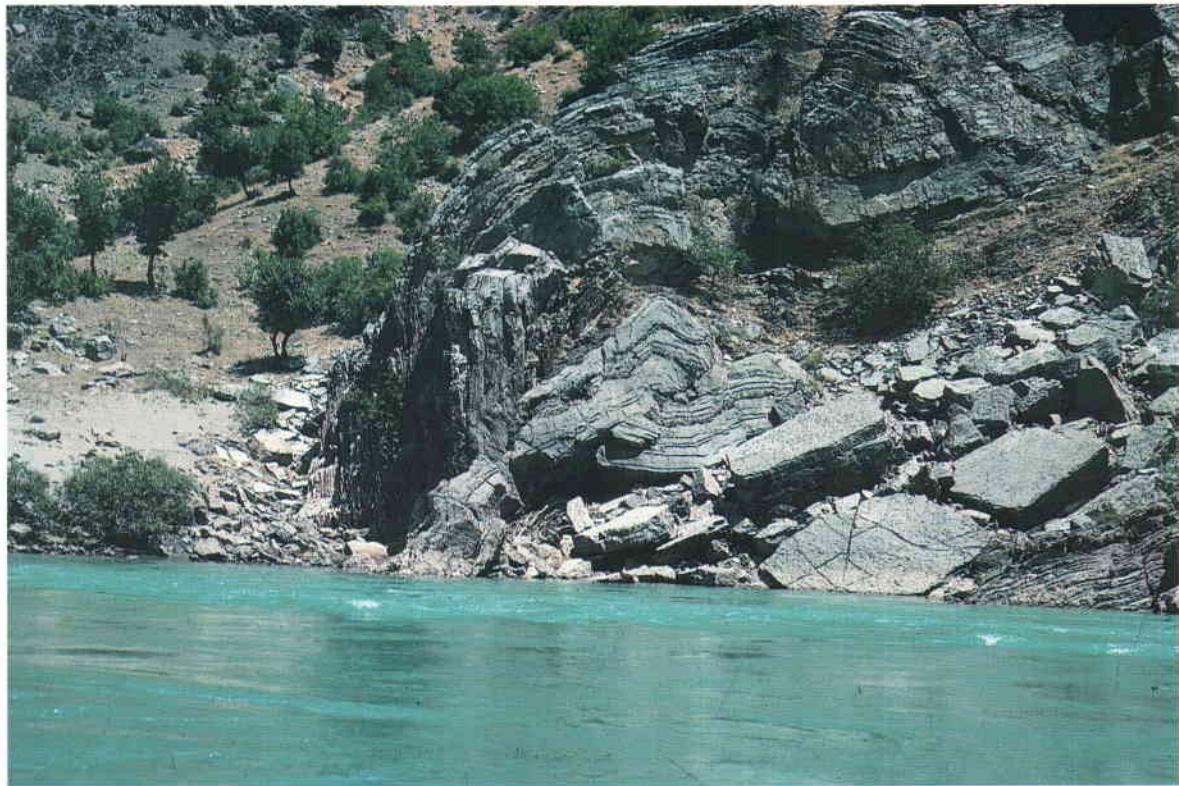
All photomicrographs. Photomicrographs must be mentioned as "Figures", instead of "Photos". "Figure" and "Şekil" words should not be abbreviated, and should begin with a capital letter. "F" and "Ş" letters in words of "Figure" and "Şekil" must be lined up. After the figure number the colon of ":" must be used.

10. Manuscripts are limited to 40 pages including "Figures", "Tables", and "Plates". However TAPG Executive Committee has a right to modify this regulation.
11. Manuscript must be typed on one side of paper. 29. 7x21 cm. (A4), consistently double spaced (including references and figure captions), with only one space after periods.
12. Illustrations should be black and white line drawings or good quality photographs. Submit Figures in final size to fit one or two column "TAPG BULLETIN" width, or broadside.
13. Manuscripts are reviewed by managing editor and publication board members for the suitability to be published. Manuscripts will be edited by two members of editorial board for the scientific content and the results of its geological applications. Editors will be chosen by the managing editor and publication board.
14. Disagreements between authors and the editors will be resolved in the meeting by the managing editor (s). The final decision will be made on common vote bases.



ARCO TURKEY INC.

**CONGRATULATIONS TO
THE TURKISH ASSOCIATION OF
PETROLEUM GEOLOGISTS
ON THE PUBLICATION OF YOUR BULLETIN**



THRUST FAULTING IN THE MARDİN FORMATION, ALONG THE FIRAT RIVER, ÇERMİK, DİYARBAKIR.

Photography by Sezgin Aylıncı

**ARCO Turkey, Inc.
Kader Sokak 43/1
G.O.P., Ankara, Turkey
Tel: 136 60 30**