



TÜRKİYE BİLİMSEL VE  
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL  
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

TÜBİTAK  
ULUSAL DENİZ ARAŞTIRMALARI PROGRAMI

KYA-ADANA HAVZASI KITA SAHANLIĞI GEÇ KUVATERNEF  
ÇÖKELLERİNİN ARAŞTIRILMASI-II PROJESİ

SONUÇ RAPORU

2002-54

Proje Kod No: YDABÇAG-198Y071

Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve  
Çevre Araştırma Grubu

Earth Marine Atmospheric Sciences and  
Environmental Researches Grant Group

Sunan:

ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
ERDEMLİ/İÇEL

TÜBİTAK  
ULUSAL DENİZ ARAŞTIRMALARI PROGRAMI

KİLİKYA-ADANA HAVZASI KITA SAHANLIĞI GEÇ KUVATERNER  
ÇÖKELLERİNİN ARAŞTIRILMASI-II PROJESİ

SONUÇ RAPORU

2002-54

Proje Kod No: YDABÇAG-198Y071

144

1-62, Eklere

Hazırlayanlar:

Vedat EDİGER  
Mahmut OKYAR

Ağustos, 2000

## ÖZET

Kilikya-Adana Havzası'nın dar kıta sahanlığı geç-Kuvaterner çökellerini ve Holosen dönemi deniz seviyeleri değişimini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu araştırmada, onbir değişik transgressif seviyenin varlığı tespit edilmiştir. Bölgeye ait tabankaya'nın, düzensiz erozyon yüzeylerine ve fay kontrollü yapılanmaya sahip olduğu ve faylanmış zayıf yüzeylerinin deniz seviyelerinin durağan olduğu dönemlerde aşınarak seki oluşumlarına neden olduğu anlaşılmıştır. Bölgede gözlenen transgressif seviyelerin, yaşlı olandan genç olana doğru, sırasıyla deniz seviyesinin -138 m, -107 m, -94 m, -83 m, -69 m, -62 m, -53 m, -46 m, -40 m, -32 m, ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde olduğu belirlenmiştir.

Bu seviyeler kuzey Kilikya-Adana Havzası kıtasahanlıklarıyla karşılaştırıldığında, en derinde ve Son Buzul Çağı'nda deniz seviyesinin ulaştığı son noktanın derinliklerinin kuzey ve güney kıtasahanlıklarında yaklaşık -138 m de olduğu gözlenmiştir. Bu sonuç bize bu dönemdeki seviyenin, oluştuktan sonra herhangi bir düşey hareketin etkisinde kalmadığı sonucunu vermektedir. Kilikya-Adana Havzası'nın Güney ve Kuzey kıtasahanlıklarında gözlenen diğer seviyeler arasında ortalama olarak  $\pm 2$ m'lik farklılıklar gözlenmektedir. Her iki kıtasahanlığında gözlenen bu seviyelerin derinlikleri arasındaki bu farkları etkileyen bir çok aletsel ve ortamsal etkilerin olabileceği bilinmektedir.

Güncel depolanmayı temsil eden kıyasal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmış olmasına karşın, bu türden depolanmaların varlığına, KKTC'nin kıyı zonasıyla yaklaşık 20 metrelik su derinlikleri arasında kalan çalışılmamış zonun dışındaki alanlarda rastlanamamıştır.

## TEŞEKKÜR

"Ulusal Deniz Araştırma Programı: Kilikya-Adana Havzası Kıta Sahaneliği Geç-Kuvaterner Çökellerinin Sismik Yöntemlerle Araştırılması-II" konulu ve "YDABÇAG 198Y071" kod numaralı bu projenin gerçekleştirilmesi için Enstitümüze maddi destek sağlayan TÜBİTAK'a teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Bu proje kapsamında, gerekli olan gemi zamanı ve personel sağlanmasında katkılarını esirgemeyen O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Prof.Dr. İlkay SALİHOĞLU'na, ve Müdür Yardımcısı Doç.Dr. Şükrü Turan BEŞİKTEPE'ye teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Bu projenin gerçekleştirilmesinde araştırmacı olarak görev alan, Prof.Dr. Naci GÖRÜR'e, Dr. Mustafa ALTUNÇ'a, Doç.Dr. Hüseyin GÖKÇEKUŞ'a, Prof.Dr. Namık ÇAĞATAY'a, Nedret ÖZKAR'a ve Dr. Graham EVANS'a tüm katkılarından dolayı teşekkürlerimizi sunarız.

Sismik verilerin toplanması sırasında, R/V BİLİM gemisi kaptanı Kadri AN ve tüm gemi personelinin yanı sıra, Elektronik Müh. Mehmet DEMİREL büyük katkılarda bulunmuşlardır.

Bu projenin deniz ve ofis çalışmalarında, Araştırma Görevlisi Selin Eda TEKİROĞLU'da büyük katkılar sağlamıştır.

## İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
KAPAK	1
ÖZET	2
TEŞEKKÜR	3
İÇİNDEKİLER	4
ŞEKİLLER LİSTESİ	5
EKLER LİSTESİ	6
BÖLÜM 1: GİRİŞ	8
1.1. Araştırmanın amacı ve önceki çalışmalar	8
1.2. Araştırma sahası ve kıyasal morfoloji	10
1.3. Akarsular ve iklim	12
1.4. Genel batımetrik durum	12
1.5. Doğu Akdeniz'in jeolojisi ve gelişimi	17
1.6. Kuzeydoğu Akdeniz'in stratigrafisi	19
1.6.1. Tersiyer öncesi	19
1.6.2. Tersiyer	21
1.6.2.1. Messiniyen paleo ortamı	22
1.6.3. Kuvaterner	22
1.6.3.1. Pleyistosen	23
1.6.3.2. Holosen	24
1.7. Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığı sedimentolojisi	25
1.7.1. Sedimanların tane çaplarına göre sınıflandırılması	25
1.7.2. Sedimanların kökenlerine göre sınıflandırılması	25
1.7.3. Sediman birikme hızı	26
1.8. Deniz seviyesi salınımları	27
1.9. Kilikya-Adana Havzası'nın oşinografisi	28
1.9.1. Su kütlelerinin özellikleri	28
1.9.2. Dolaşım sistemi ve akıntılar	29
BÖLÜM 2: ARAŞTIRMA CİHAZLARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER	31
2.1. R/V BİLİM	31
2.2. Konum bulma sistemi	31
2.3. Derinlik ölçme sistemi	32
2.4. Yüksek ayırmalı sismik yansıma sistemi	33
2.5. Sismik stratigrafi yöntemi	35
2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları	37
BÖLÜM 3: SİSMİK BULGULAR VE TARTIŞMALAR	38
3.1. Bölgenin batımetrisi	38
3.2. Dipaltı sismik istifi	43
3.2.1. Tabankaya	43
3.2.2. Holosen öncesi depolanmalar	51
3.2.3. Holosen dönemi depolanmalar	51
3.3. Bölgede gözlenen düşey hareketler	52
3.4. Eski kıyı çizgileri	53
BÖLÜM 4: SONUÇLAR	61
KAYNAKLAR	63
EKLER	72

## ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa no
Şekil 1 .1: Araştırma sahasını gösteren harita.	11
Şekil 1.2: Doğu Akdeniz'in genel batımetrisi ve morfolojisi.	14
Şekil 1.3: Kilikya-Adana Havzası kara kesiminin jeolojik haritası.	20
Şekil 2.1: Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi.	36
Şekil 2.2: Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansıma türleri.	36
Şekil 3.1: Üstte, KKTC kuzey kıyılarıda yer alan bazı yerleşim alanlarını ve bazı önemli burunları gösteren harita. Altta, KKTC kıyılarının derinliklerini ve sismik hatların konumlarını gösteren harita.	41
Şekil 3.2: (A) KKTC , kıyı ötesinin yapısal özelliklerini belirleyen mikro ölçekli fay haritası. (B) Kıbrıs Adası kuzey kıyılarının Geç Miyosen Jeoloji Haritası, Pantazis, 1976' dan derlenmiştir.	42
Şekil 3.3: K1 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). G: Graben yapılanması.	45
Şekil 3.4: K3 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). F: Tipik fay yüzeyi.	46
Şekil 3.5: K4 hattında gözlenen, yer yer ince ve yer yer kalın sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki yapısal yansımalar (YY). G: Graben yapılanması.	47
Şekil 3.6: K14 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki yapısal yansımalar (YY). F: Tipik fay yüzeyi.	48
Şekil 3.7: K16 hattında gözlenen, yer yer ince ve yer yer kalın Sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). G: Tipik graben yapılanması.	49
Şekil 3.8: K10 hattında gözlenen, kalın sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY).	50
Şekil 3.9: Deniz seviyesi değişim eğrileri.	55

## EKLER LİSTESİ

- EK 1: C16 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 2: K1 hattının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 3: K2 hattının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 3., 5., 6., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 4: K3 hattının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 1., 4., 5., 6., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 5: K3 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).
- EK 6: K4 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 7: K5 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 5., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 8: K6 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 3., 4., 5., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 9: K7 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 10: K8 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 4., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 11: K8 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).
- EK 12: K9 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 4., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 13: K10 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 14: K10 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).
- EK 15: K11 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 5., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.
- EK 16: K12 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.

**EK 17: K13 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 3., 7., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.**

**EK 18: K14 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 2., 5., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.**

**EK 19: K15 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 2., 3., 4., 5., 6., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.**

**EK 20: K16 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 3., 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.**

**EK 21: K16 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).**

**EK 22: K17 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 3., 5., 6., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.**

**EK 23: K18 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 4., 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.**

## BÖLÜM 1: GİRİŞ

### 1.1. Araştırmanın amacı ve önceki çalışmalar

Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökelleri ihtiva eden Kilikya-Adana Havzası yaklaşık olarak 1000 yılda 0.38 m'lik çökme hızına sahiptir (Aksu ve diğ., 1992). Ayrıca, bu havzadaki çökel serileri özellikle Kuvaterner'de oluşan buzul ve buzullar arası dönemlerdeki deniz seviyesi salınımlarından etkilenmiştir (Aksu ve diğ., 1992). Bu seriler deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde oluşmasına karşın, eski serilerin bir kısmı deniz seviyesinin alçaldığı dönemlerde erozyona uğramıştır. Dolayısıyla, Kilikya-Adana Havzasında bulunan Göksu, Seyhan ve Ceyhan deltalarının ve kıta sahanlığının sedimentolojisi, havzanın çökmesinden ve deniz seviyesi salınımlarından oldukça etkilenmiştir. Diğer taraftan, bu nehirlerin ağızlarının zamanla konumlarını değiştirmiş olması (Erol, 1993), depolanmanın ve buna bağlı olarak da deltaların gelişim yönünün, zaman içerisinde farklılıklar gösterdiğini ortaya koymuştur.

Bu proje kapsamında, doğu Akdeniz'de yer alan Kilikya-Adana Havzası KKTC (Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti) kıta sahanlığının morfolojik ve sedimentolojik özellikleri, batimetrik ve yüksek ayırmalı (Uniboom) sismik verilerin ışığı altında incelenmiştir. Sismik veriler, sismik stratigrafik yöntemlerle yorumlanmış ve tabana ait bazı özellikler haritalanmıştır. Bu araştırmanın, Türkiye, KKTC ve Akdeniz'in diğer kıyılarında yapılacak olan Kuvaterner jeolojisine yönelik bilimsel çalışmalara katkıda bulunabileceğine, bunun yanısıra kıtasahanlıklarında meydana gelen değişimlerin yorumlanabilmesinin de, çevre koruma çalışmalarına yardımcı olabileceğine inanılmaktadır.

Üç farklı araştırmanın tamamlanması ile sonuçlandırılacak olan projenin, bu rapor kapsamında gerçekleştirilen II.kısım, Kilikya-Adana Havzası'nın KKTC kıta-

sahanlığında yapılan çalışmaları ve elde edilen sonuçları içermektedir. Projenin I. Aşaması 1999 yılında tamamlanmıştı (Ediger ve diğ., 1999).

Kuzeydoğu Akdeniz'deki Kilikya-Adana Havzası'nda çeşitli araştırmacılar tarafından (Finetti ve Morelli, 1973; Morelli, 1973; Malovitsky ve diğ., 1974; Morelli ve diğ., 1975; Woodside ve Williams, 1977; Woodside, 1977; Evans ve diğ., 1978; Özhan, 1988) sismik araştırmalar yapılmış olmasına karşın, bu araştırmaların tamamı Kilikya-Adana Havzası'nın derin (>200 m) kesimlerinde gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, bu çalışmalar esnasında hava tabancası ve sparker sistemleri ses kaynağı olarak kullanılmıştır. Bu tür ses kaynakları iyi bir penetrasyon sağlayabilmekte ve bundan dolayı derin jeolojik yapıların incelenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak, yüksek penetrasyon gücüne sahip olan bu tür sistemlerin ayırtıcılık özellikleri zayıf olduğundan (>3 m) dipaltındaki yapıların detaylı bir şekilde araştırılması pek mümkün olamamaktadır. Halbuki, güncel kıta sahanlığı sedimantasyonunun incelenmesi düşük penetrasyona sahip, buna karşın ayırtıcılığı yüksek olan (<1 m) sismik yansıma sistemlerinin kullanılması ile mümkün olmaktadır (Morelli, 1978; Colantoni ve diğ., 1981; Van Andel ve Lianos, 1984; Stefanon, 1985; Alexander ve diğ., 1986; Got ve diğ., 1987; Okyar, 1987, 1991; Okyar ve diğ., 1994; Canals ve diğ., 1988).

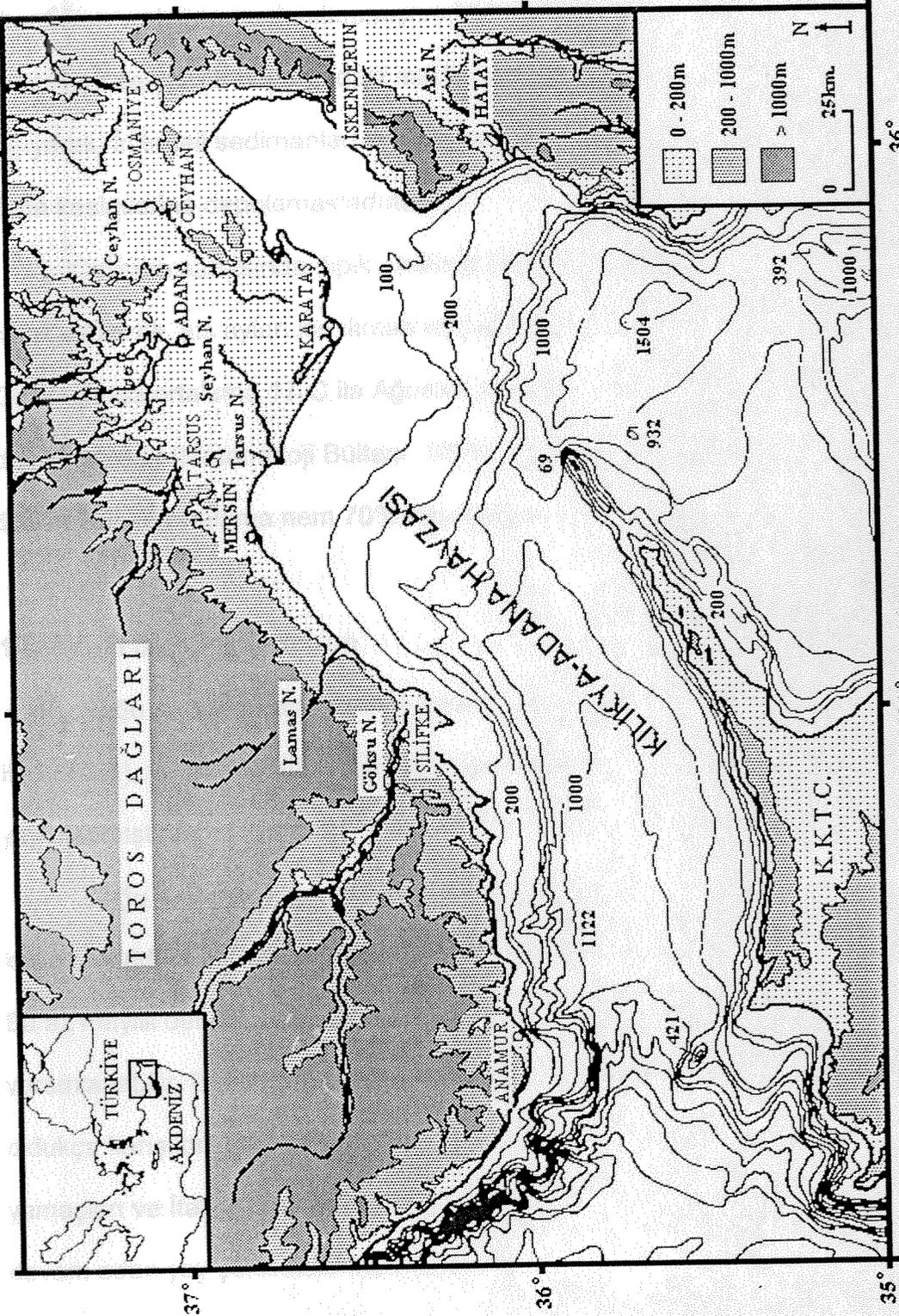
Kilikya-Adana Havzası'nın sığ kesimlerinde bazı küçük ölçekli yüksek ayırtıcılı sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiş olmasına rağmen (MASU OŞİNOGRAFI, 1975, 1977; ODTÜ-DBE, 1985, 1986; Alavi ve diğ., 1989; Bodur ve Ergin, 1989; Okyar, 1991; Aksu ve diğ., 1992; Ergin ve diğ., 1989, 1992a; Ediger ve diğ., 1993, Timur, 1996; Okyar ve Ediger, 1998) bu çalışmalar Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığının tamamını kapsamamaktadır.

## 1.2. Araştırma sahası ve kıyasal morfoloji

Araştırma sahası, toplam 9250 km<sup>2</sup> lik bir yüzey alanına ve toplam 1364 km lik bir kıyı uzunluğuna sahip olan Kıbrıs adasının, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin kuzey kıtasahanlığını kapsamaktadır.

Yaklaşık olarak -20 ve -200 m eş derinlik eğrileri arasında yer alan araştırma sahası, kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan Kilikya-Adana Havzası'nın KKTC kıyılarını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Çalışma sahası, batıdan doğuya doğru Kuruçam Burnu ve Zafer Burnu arasında yer alan kıtasahanlığını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Batıda, Kuruçam Burnu'ndan doğuda Zafer Burnu'na kadar olan Kuzeydoğu Akdeniz'in KKTC kıyı bölgesi Beşparmak Dağları'yla çevrilidir (Şekil 1.1). Genel olarak 800m yüksekliğe sahip olan Beşparmak Dağları, yer yer 1000 m yükseklikte tepelere sahiptir. Bu dağlar, bölgenin tektoniğine ve bölgede denize ulaşan akarsuların aşındırma etkilerine bağlı olarak bazı ufak çaplı vadilere sahiptirler. Bölgeye ait batimetri ve topoğrafya haritaları incelendiğinde, bu vadilerin yer yer deniz tabanında da uzandığını gösteren ancak güçlü olmayan izlerine rastlanmaktadır. Bu vadilerin deniz kıyısına ulaştığı bölgeler, akarsuların taşıdığı sedimanlardan oluşan ufak çaplı düzlüklerle kaplıdır.



Şekil 1.1: Araştırma sahasını gösteren harita (Okyar ve Ediger, 1998'den uyarlanmıştır). Eşdermlik eğrileri metrelerdir.

### 1.3. Akarsular ve iklim

Kilikya-Adana Havzası'na KKTC kıyılarında Akdeniz'e dökülen önemli bir akarsuyun varlığına rastlanılmamıştır. Tüm mevsimsel dereler, drenaj alanlarından çakıl, kum ve çamur boyutundaki malzemeleri yağışlı olan mevsimlerde Akdeniz'e taşıyarak, iri taneli sedimanları kıyı zonuna, ince taneli sedimanları ise havzanın derin kesimlerine depolamaktadırlar.

Çalışma sahasında, tipik Akdeniz iklimi hüküm sürmekte olup uzun yaz ayları sıcak ve kurak, kış ayları ise ılıman ve yağışlıdır. Bölgenin ortalama hava sıcaklığı, Ocak ayında ortalama 17<sup>0</sup> C ila Ağustos ayında ortalama 31<sup>0</sup> C arasında değişmektedir (Meteoroloji Bülteni, 1970). Tüm adada ortalama yıllık yağış miktarı 500mm'dir ve ortalama nem 70% civarındadır (Meteoroloji Bülteni, 1970).

### 1.4. Genel batimetrik durum

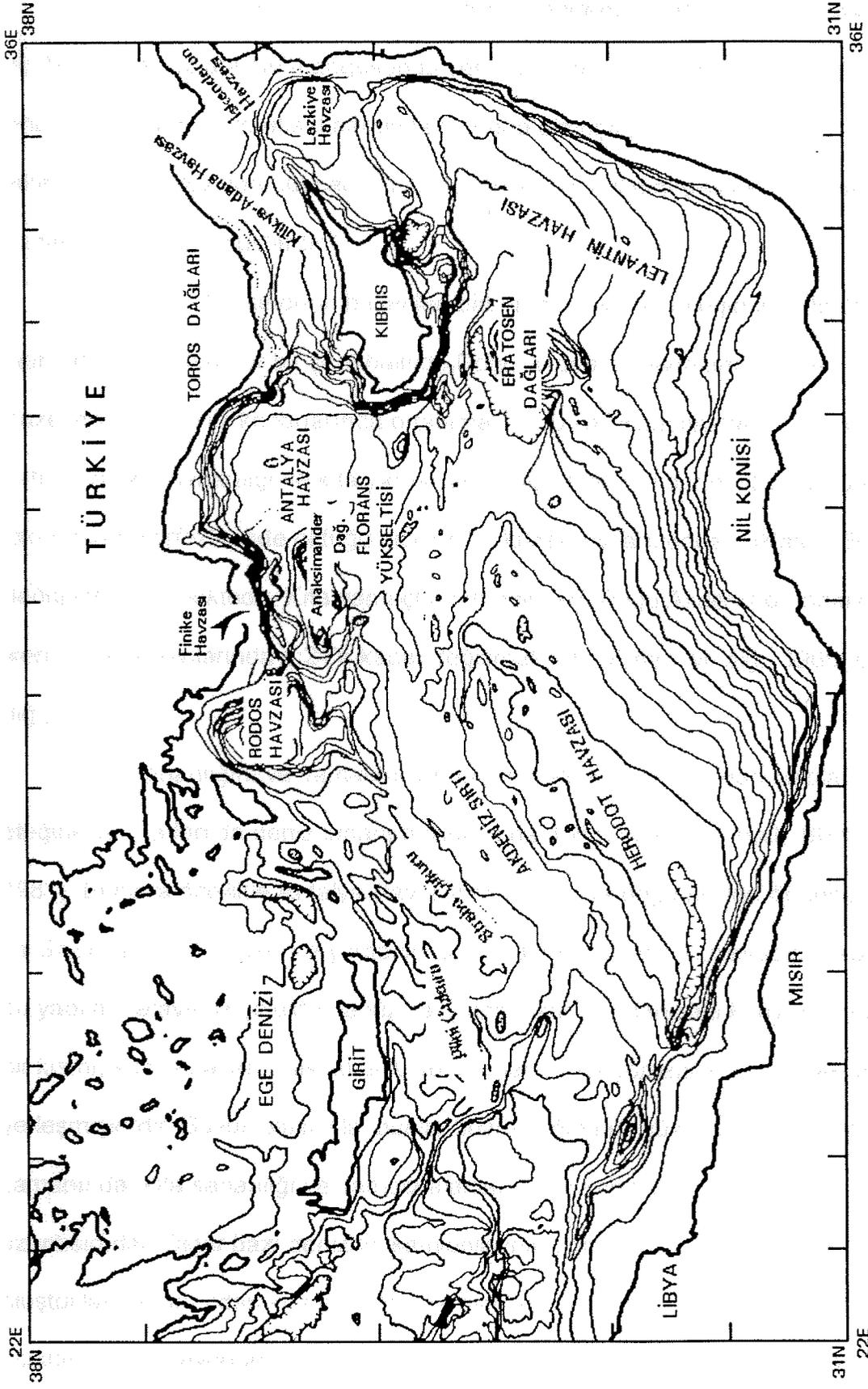
Doğu Akdeniz havzalarının güncel batimetrik haritaları, Wright ve diğ. (1975), Hall (1981), ve Hükümetlerarası Oşinografi Komisyonu (IOC, 1981) tarafından yayınlanmıştır.

Doğu Akdeniz'in genel batimetrik haritası incelendiğinde (Şekil 1.2), güney kıta kenarının (Mısır kıyıları önünde) Nil konisi ile az meyilli bir taban teşkil ettiği görülür. Bu az meyilli deniz tabanı, Afrika Kıtası'nın kuzeye doğru uzantısı olarak da yorumlanabilir. Buna karşılık, Doğu Akdeniz'in kuzey kıta kenarı yapısal olarak oldukça karışıktır. Dar bir şerit halinde uzanan ve eğimi oldukça fazla olan kıta yamaçları ve İtalya'dan başlayıp Kıbrıs'ı da içerisine alarak kuzeydoğu doğrultusunda devam eden yay şeklindeki denizaltı sıradağları (Akdeniz Sırtı), Doğu ve Kuzeydoğu Akdeniz'in en ilginç topoğrafik yapılarıdır. Anaksimander Dağları, Batı Kıbrıs ve Florans Yükseltisi, Doğu Akdeniz'de rastlanan denizaltı dağlarına ve abisal tepelere

birer örnek teşkil ederler. Bu topoğrafik karmaşıklık, kıta kenarları boyunca eski jeolojik devirlerde meydana gelen, tektonik hareketlerin bir ürünüdür.

Kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan, Kilikya-Adana ve İskenderun basenlerinin en derin kesimleri -1300 m olup, karadan denize doğru çok hafif bir eğim ile uzanarak genişliği 70 km'yi bulan, bir kıta sahanlığı oluştururlar (Mulder ve diğ., 1975). Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığının doğu bölümü, batı bölümüne göre daha geniş ve az bir eğime sahiptir. Bu özelliğin en önemli sebebi, Türkiye'nin güneydoğu kıyılarında yer alan ve yüksek debilere sahip olan Göksu, Seyhan ve Ceyhan nehirleri ve bu nehirlerin taşıdığı malzemedir.

Kilikya-Adana Havzası'nın Kıbrıs'ın kuzey bölgesinde uzanan oldukça dar ve faylanmış olan kıta sahanlığı alanları, yer yer kayalık ve yer yerde çok ince güncel sedimanlarla kaplanmış durumdadır (ODTÜ-DBE, 1984; Okyar ve Ediger, 1997). Kilikya-Adana Havzası'nın batı kısmı ise, kesin bir kuzey-güney eğimli zemin sırtıyla Antalya Havzası'ndan ayrılmaktadır. Bu kıta sahanlığının güney batısı, Kıbrıs tarafındaki yükselti zonundan, Kilikya-Adana ve doğu Kıbrıs (Lazkiye) basenlerine doğru ulaşan dar ve derin bir kanalla (-800 m derinlikte) ayrılmaktadır (Hall, 1981). Kıta sahanlığının sınırlarını belirleyen bu kısımda, eş derinlik eğrilerinin salınımlarında bazı düzensizlikler gözlenebilmektedir (Şekil 1.2). Bu morfolojik değişimler, Kıbrıs'taki Beşparmak Dağları ve Türkiye'deki Misis Dağları boyunca uzanan denizaltı morfolojisinden kaynaklanmaktadır (Beltrandi ve Biro, 1975). Diğer taraftan, Adana ve İskenderun basenlerini birbirinden ayıran Beşparmak-Misis sıradağlarının (Biju-Duval ve diğ., 1974) ve Güneydoğu Anadolu'daki Bitlis bindirme fayının, Beşparmak Dağları boyunca Kıbrıs'ın batısına kadar uzanan Neojen yayının bir parçası olduğu açıklanmıştır (Biju-Duval ve diğ., 1978).



Şekil 1.2: Doğu Akdeniz'in genel batimetrisi ve morfolojisi (Woodside 1977'den uyarlanmıştır).

Jackson ve McKenzie (1984)'e göre, İskenderun Körfezi'nin açılmasına Afrika ve Arabistan bağlantısının doğusunda yer alan Ölü Deniz transform fayı ile Doğu Anadolu faylarının uzantısal hareketleri sebep olmuştur. Şengör ve diğ. (1985), İskenderun Körfezinde güncel çatlak oluşuklarının varlığını destekleyen bazı jeolojik kanıtlar ortaya koymuşlardır.

Kıta sahanlığı ile derin basenleri birbirinden ayıran ve eğimleri oldukça fazla olan kıta yamaçları dar bir şerit halinde Doğu Akdeniz'i çevrelemekte ve genişliği ise Kuzeydoğu Akdeniz kenarlarında ortalama 10-50 km'yi bulmaktadır. Yüksek eğime sahip olan kıtasahanlığı ve kıta yamaçlarını kapsayan alanların alt sınırı, Mersin ve İskenderun körfezlerinde olduğu gibi KKTC kuzey kıyılarındada yaklaşık -500 m derinlikte görülmektedir. Kıta yamaçlarının eğimleri, Doğu Akdeniz'de ortalama 1:10 iken, Türkiye kıyılarında 1:24'e kadar değişmektedir (Emery ve diğ., 1966; Carter ve diğ., 1972).

Kıta sahanlığını ve yamacını yaran denizaltı kanyonlarından bazıları, kıta eteğine ve oradan da deniz tabanı düzlüklerine doğru uzanırlar (Hall, 1981; IOC, 1981). Bunlara özellikle Antalya Havzası'nın kuzey ve doğu kıyıları önünde (Antalya ve Gazipaşa arasındaki kıta yamacında) daha sık rastlanır. Kuzeydoğu Akdeniz'deki bu yapılar detaylı bir şekilde henüz çalışılmamıştır. Bu denizaltı kanyonlarının büyük bir kısmı, kıta kenarlarındaki akarsu ve derelerin akış yönlerine uygun şekilde yerleşmişlerdir. Büyük olasılıkla, bunlar buzul çağındaki düşük deniz seviyeleri zamanında, kıta sahanlığı ve yamacı alanlarında kesilen kıyı şekillerinin uzantısıdır. Diğer bazı denizaltı kanyonlarının önceleri karasal vadiler olarak oluştuğu ve ardından kıta kenarları ile birlikte çökerek sular altında kaldıkları açıklanmıştır (Beydoun, 1977). Örneğin, İsrail kıta yamaçları, kısmen Neojen döneminde, birkaç kilometrelik çökme hareketine maruz kalmıştır (Gvirtzman ve

Buchbinder, 1978). Üst Miyosen devrinde, suların çekilmesiyle Kuzey doğu Akdeniz kıta sahanlıkları ve basenin 1000 metre derinliklerine kadar olan alanları, aşınım etkilerine maruz kalmış olduğuda bilinmektedir.

Anamur kıyıları önünde karadan denize doğru uzanan Anamur denizaltı kanyonunun, bu alandaki büyük bindirme fayının uzantısında bulunan Sultançayı Vadisi'nin eksenini ile aynı doğrultuda olduğu açıklanmıştır (Ediger, 1987). Bu bölgede yapılan araştırmalar, kanyon üst sınırının yaklaşık -50 m su derinliğinden başlayarak -100 m derinliğe kadar uzandığını göstermiştir. Bu özellik, kanyon başlangıcındaki drenaj sisteminin karmaşık yapısını ve kanyonun karasal kökenini izah etmektedir. Kanyonun -50 m'den daha sığ kesimleri, güncel sedimanlarla örtülüdür (Ediger, 1987). Levantin Denizi kıyılarında, benzer özellikte kanyonlara rastlanılmıştır (Goedicke, 1972; Beydoun, 1977).

Kilikya-Adana Havzasında yer alan denizaltı kanyonları, yapısal olarak kuzeydeki Adana ve Mut Basenleri'nin uzanımlarıdır (Bizon ve diğ., 1974; Beltrandi ve Biro, 1975; Evans ve diğ., 1978; Shaw ve Bush, 1978). Havzanın bir çok yerindeki dikey farklılıkların nedeni olarak, düşey atımlı faylanmalar ve tuz tektoniği gösterilmiştir (Lort ve Gray, 1974; Smith, 1977; Evans ve diğ., 1978). Kıbrıs'ta gerçekleştirilen jeolojik çalışmalar, Beşparmak Dağları boyunca güncel tektonik yükselmelerin varlığını ortaya koymuştur (Robertson, 1977; Pınar-Erdem ve İlhan, 1977). Havzanın, Kıbrıs ada yayı boyunca gelişen tektonik hareketler sonucunda oluştuğu, yaygın olan diğer bir görüştür (Jackson ve McKenzie, 1984). Oluşma sürecinin ise, geç-Kretase'de başladığına inanılmaktadır.

Kıta etekleri, genellikle, Kuzeydoğu Akdeniz'de çok az gelişmiştir (Carter ve diğ., 1972). Bu bölgenin bilinen en önemli kıta eteği Antalya Havzasında yer

almasına karşın, Kilikya-Adana Havzasında önemli bir kıta eteği gelişimi gözlenmemiştir.

Doğu Akdeniz'in en iyi bilinen abisal düzlüğü, şüphesiz ki, Akdeniz Sırtı'nın güneyinde yeralan ve dar uzun bir şerit halinde uzanan Herodot abisal düzlüğüdür. Buna karşın, Kuzeydoğu Akdeniz'de derin çukurlar oluşmuştur. Güneydeki abisal düzlükler Kilikya-Adana Havzasında mevcut değildir. Bunun nedeni ise, kuzeydeki kıta kenarının halen devam etmekte olan tektonik hareketidir.

### **1.5. Doğu Akdeniz'in jeolojisi ve gelişimi**

Bugünkü Akdeniz Havzası'nın, Miyosende doğu Avrupa'dan Himalaya bölgesine kadar uzanan; Atlantik Okyanusu'nu Hint Okyanusu'na bağlayan; bunun yanısıra Alp tipi dağ oluşumları sırasında tahrip olunan eski bir ekvatorial okyanusun (Tetis) kalıntısı olduğu kabul edilmektedir (Baird, 1971; Dewey ve diğ., 1973; Görür ve diğ., 1995; Hsü, 1977; Şengör ve diğ., 1985). Bu uzun süren tektonik olaylar da, Avrasya ve Afrika kıtaları birbirleriyle çarpışarak, irili ufaklı birçok plakalara ayrılmıştır. Akdeniz'in Levantin ve İyon basenleri bu gelişmelerin birer ürünüdür.

Genelde, Akdeniz bölgesinin jeolojik oluşumunun tarihçesinde iki ana safha kabul edilebilir; erken-Alp (veya Mesozoyik) ve geç-Alp (veya Tersiyer) safhaları (Laubscher ve Bernoulli, 1977).

Daha önceki araştırmacılara göre, (Dewey ve diğ., 1973; Biju-Duval ve Dercourt, 1980; Dixon ve Robertson, 1985), Anadolu plakası küçük birimlere ayrılmış ve bu birimler arasında oluşan oluklar, Alp tipi dağ oluşumunu takip eden, tektonik hareketler nedeniyle kapanmıştır.

Mesozoyik esnasında meydana gelen en önemli olay, Afrika ve Avrasya plakaları arasında uzanan ve çeşitli araştırmacılar tarafından okyanusal kabuk olarak

yorumlanan Mezogea'nın daralmasıdır (Biju-Duval ve Dercourt, 1980). Afrika'nın Avrasya'ya hızlı yaklaşması sonucunda, Mezogea geç-Kretase'de kapanmıştır. Bu olay ise; Tersiyer devri başlangıcındaki dağ oluşumlarından kaynaklanan ofiyolit yerleşmelerine ve Trodos karmaşığının saat yönünün tersine dönmesine (Clube ve diğ., 1985); güney sınırı boyunca yanal atımlı hareketlere ("Neojen'deki yay yapısı" Robertson ve Woodcock, 1980) ve güneye doğru geniş bindirmelere (Biju-Duval ve diğ., 1978) yol açmıştır.

Afrika ve Avrasya plakalarının hızlı yaklaşım safhası, Tersiyer'de de devam etmiştir. Kıtaların bu yaklaşımları sonucunda, Güneydoğu Anadolu ve Afrika'nın kuzeydoğu uç noktası kısmen geç-Eosende birleşmiştir (Smith ve Woodcock, 1982). Tersiyer'deki diğer önemli tektonik hareketler; Neojen yayı boyunca bazı bindirmeler ve sıkışmalar, Messiniyen tuzluluk krizinden önce Floransa yükseltisinin batıya doğru yukarı kıvrılması ile eş zamanda oluşan Beşparmak-Misis kuşağının yükselmesidir (Schietecatte, 1971; Biju-Duval ve diğ., 1978). Denizel havzalarının çökmesine neden olan düşey hareketlerin ve basenlerin içindeki Pliyosen-Kuvaterner depolanmaların gene Tersiyer devrinde başladığı öne sürülmüştür (Stanley, 1977).

Levha tektoniği açısından, Kilikya-Adana, Lazkiye ve İskenderun Basenleri, Avrasya ve Afrika plakalarının çarpışma sınırının kuzeyinde bulunmaktadır (McKenzie, 1970). Bundan yola çıkarak, doğu Akdeniz'in, bir Mesozoyik Tetis'in kalıntısı olduğu öne sürülmektedir (Şengör, 1980). Hsü (1977) ve Woodside (1977)'e göre, bu iki plakanın çarpışması ve Neojen'de başlayan çökme hareketleri doğu Akdeniz'de yer alan basenlerin oluşum nedenidir. Mulder ve diğ. (1975)'de, doğu Akdeniz'de yer alan tüm Neojen basenlerinin bu günkü konumlarının büyük ölçüde geç-Miyosen ve erken-Pliyosen yaşlı tektonik hareketlerle ilişkili olduğunu göstermişlerdir.

## 1.6. Kuzeydoğu Akdeniz'in stratigrafisi

Kuzeydoğu Akdeniz'in kara kesiminde yer alan jeolojik formasyonlar (Şekil 1.3), çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Ternek, 1953, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; DSI, 1978; Gedik ve diğ., 1979; Ketin, 1983; Yalçın ve Görür, 1984; Kapur ve diğ., 1990).

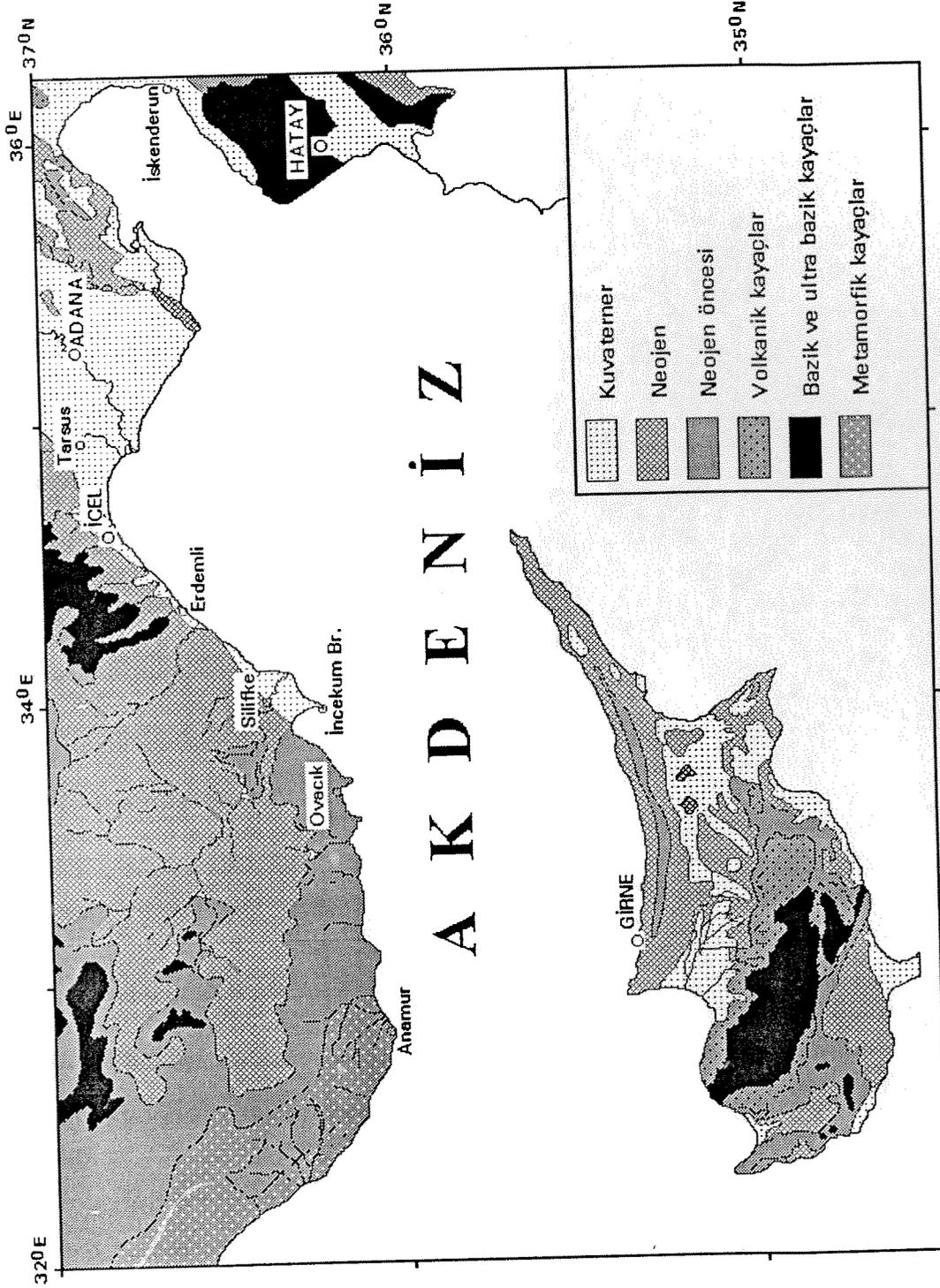
Bölgeyi temsil eden ve çeşitli jeolojik zamanlarda oluşan kayaç ve sedimanlara ait stratigrafik birimlere aşağıda değinilmektedir. Değişik yerlerde farklılıklar gösteren bu stratigrafik birimler oluştukları devirlere göre, alttan (yaşlı) üste (genç) doğru olmak üzere üç grupta toplanmıştır: Tersiyer öncesi, Tersiyer ve Kuvaterner.

### 1.6.1. Tersiyer öncesi

Tersiyer öncesi bölgenin genel jeolojik yapısı ile ilgili sınırlı sayıda çalışma bulunmaktadır. Elde edilmiş bulunan sonuçlara göre, Tersiyer öncesine ait Mesozoyik hatta Paleozoyik yaşlı, ofiyolitik, plütonik ve volkanik türdeki kayaçlarla, pelajik çevreye ait kalkerli ve silisli sedimanter kayaçlar birlikte bulunmaktadır.

Kretase süresince, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenlerinin, en önemli jeolojik olayları, levha hareketleri, kıvrımlanmalar ve faylanmalardır. Bunun yanısıra, pelajik kireçtaşları, radyolitler, resifal kireçtaşları ve ofiyolitler en yaygın kayaç türleridir (Biju-Duval ve diğ., 1974, 1977; Lort, 1977; Robertson ve Woodcock, 1981a, 1981b; Ketin, 1983).

Mesozoyik yaşlı ofiyolitlerin, Kuzeydoğu Akdeniz'in jeolojik evriminde önemli bir yeri vardır. Bu ofiyolitlerin Kıbrıs Trodos Masifi'nde üst-Kretase yaşlı olduğu, fakat Türkiye'nin güney sahillerinde ise daha yaşlı olduğu (üst-Triyas, Kretase) bilinmektedir.



Şekil 1.3: Kilikya-Adana Havzası kara kesiminin jeolojik haritası (MTA, 1962'den yararlanmıştır).

Ancak bu yaş farkına rağmen, gravimetrik ve manyetik analizler, her iki bölge ofiyolitlerinin de deniz altında Kilikya-Adana ve Antalya basenlerine kadar uzandığını göstermektedir (Woodside ve Bowin, 1970). Ayrıca, Toros'un platform karbonatlarının ve ofiyolit içeren Antalya karmaşık kayaç gruplarının da, güney Akdeniz'deki Anaksimander Dağları'na ve Batı Antalya Havzası'na kadar uzandıklarında belirlenmiştir (Nesteroff, 1973).

### 1.6.2. Tersiyer

Anadolu ve Afrika-Arabistan levhalarının çarpışması, Alpin tipi dağ oluşumları, basenlerin oluşması ve bu basenlerde evaporitik formasyonların birikmesi doğu Akdeniz'in Tersiyer zamanda gözlenen en önemli jeolojik olaylardır.

Paleojen'de, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenlerini kapsayan ofiyolit karmaşalarının; ofiyolitik breşlerle, resifal karbonatlarla, ruditlerle ve arenitlerle örtülü oldukları tahmin edilmektedir. Eosen'de ise, detritik ve organik kireçtaşı çökelleri; ofiyolitik olistostromlarla ve fliş tipi sedimanlarla tanınmaktadır. Ayrıca, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun çukurluklarının basen durumuna geçmeleri de yine Eosen devri sonlarındadır.

Üst-Tersiyer, daha ziyade Miyosen yaşlı evaporitlerle temsil edilmekte olup, bu çökeller sadece doğu Akdeniz'in değil, bütün Akdeniz basenlerinin ortak bir özelliğidir (Nesteroff, 1973; Biju-Duval ve diğ., 1974; Mulder ve diğ., 1975; Gvirtzman ve Buchbinder, 1976; Evans ve diğ., 1978). Miyosen evaporitlerinin kalınlığı bölgelere göre değişmektedir (Malovitsky ve diğ., 1974; Woodside, 1977; Baroz ve diğ., 1978). Örneğin, Antalya Havzasında yaklaşık 2500 m kalınlık gösteren evaporitik tabaka, güney eteğinde (Florensa yükseltisi) yok denecek kadar azdır (Hsü ve diğ., 1978). “

Adana Havzası'nın derin yerlerinde ise evaporitik tabakaların kalınlığı 1000 m'ye kadar ulaşmaktadır (Schmidt, 1961; Mulder ve diğ., 1975).

#### **1.6.2.1. Messiniyen paleo ortamı**

Üst-Miyosen devrinde kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenleri birer tuz gölü konumunda olup, bu havzalarda evaporitik, deltayik ve pelajik seriler birikmiştir (Mulder ve diğ., 1975; Gvirtzman ve Buchbinder, 1976).

Mulder ve diğ. (1975), Cita ve diğ. (1978), tuz basenlerinin Alpin tektonik olayları tarafından kontrol edildiğini belirtirken, diğer araştırmacılar evaporitlerin derin deniz ortamında (Ryan ve diğ., 1973; Hsü ve diğ., 1978) veya sığ deniz ortamında (Nesteroff, 1973; Gvirtzman ve Buchbinder, 1978) çökdiklerini izah etmişlerdir.

Antalya Havzası'nın güney eteğinde gerçekleştirilen araştırmaların sonucunda, Messiniyen evaporitik tabakalarının, üst-Miyosen yaşlı dolomitik marn, jips, anhidrit, kaya tuzu, marn-kumtaşı ve silt taşı aratabakaları ile örtüldüğü saptanmıştır. Fakat üst-Miyosen ile daha sonraki Pliyosen çökelleri arasındaki uyumsuzluk (Woodside, 1977), üst-Miyosen çökellerinin erozyon ile aşındığını göstermektedir (Hsü ve diğ., 1978). Ayrıca İskenderun ve Adana basenlerinde Miyosen ve Pliyosen arasındaki sınırın -1000, -2000 m derinlikte, Antalya Havzasında ise bu sınırın -2000, -5000 m derinlikte olduğu saptanmıştır (Woodside, 1977).

#### **1.6.3. Kuvaterner**

Doğu Akdeniz Havzası'nı kaplayan Kuvaterner yaşlı gevşek veya taşlaşmamış çökellerin başlıcaları; karasal kaynaklı killer, siltler ve kumlar, organikçe zengin

çamurlar (sapropeller), volkan külleri, ve rüzgârla taşınan malzemedir (Stanley, 1977). Türkiye'nin güney kıyılarında, akarsular tarafından taşınan sedimanlar ve kavkılı kum ve çakıl taraçaları önemli sediman tiplerini oluştururlarken, basenlerin orta kısımları, akarsuların taşıdığı ince taneli sedimanlardan oluşmaktadır.

Jeofiziksel bulgular incelendiğinde, Pliyosen'den bugüne kadar çökelen sedimanların kalınlığı Antalya ve Kilikya-Adana basenlerinde 1000 m'ye kadar ulaşırken, kıta sahanlığına doğru gidildiğinde bu kalınlık 250 m'den daha az olmaktadır. Adana ve İskenderun basenlerinde ise Pliyosen-güncel tabakaların kalınlığı kıta sahanlığında 250 m'den az iken, havza derinliğinde 500 m'ye kadar ulaşmaktadır.

Türkiye'nin güney kıyılarında Kuvaterner sedimantasyonunun baskın olduğu bölgeler, batıdan doğuya doğru; Antalya kıyı düzlüğü; Göksu Deltası, Erdemli-Mersin kıyı düzlüğü; Seyhan-Ceyhan Delta düzlüğü ve İskenderun Körfezi kıyı düzlüğü olarak bilinmektedirler (Evans, 1971). Kıyıda uzak bölgelerde ise bu sedimantasyonun hakim olduğu bölgeler batıdan doğuya doğru; Rodos, Finike, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenleridir. Bu basenlerin her biri, dere ve akarsuların getirdiği çok miktardaki karadan taşınan sedimanlarla dolmaktadır. Tüm bunlara karşın, Kilikya-Adana Havzası'na, KKTC kıyılarından önemli sayılabilecek miktarlarda sediman girdisi olmamaktadır.

#### **1.6.3.1. Pleyistosen**

Pleyistosen, özellikle Kuzeydoğu Akdeniz'in Alpin türü bölgelerinde, buzul ve buzul arası dönemlerin bıraktığı izlerle tanınmaktadır. Würm buzullaşması, Anadolu'nun dağlık bölgelerinde varlığı tespit edilebilen buzulların içinde en önemlisi olarak bilinmektedir.

çamurlar (sapropeller), volkan külleri, ve rüzgârla taşınan malzemedir (Stanley, 1977). Türkiye'nin güney kıyılarında, akarsular tarafından taşınan sedimanlar ve kavkılı kum ve çakıl taraçaları önemli sediman tiplerini oluştururlarken, basenlerin orta kısımları, akarsuların taşıdığı ince taneli sedimanlardan oluşmaktadır.

Jeofiziksel bulgular incelendiğinde, Pliyosen'den bugüne kadar çökelen sedimanların kalınlığı Antalya ve Kilikya-Adana basenlerinde 1000 m'ye kadar ulaşırken, kıta sahanlığına doğru gidildiğinde bu kalınlık 250 m'den daha az olmaktadır. Adana ve İskenderun basenlerinde ise Pliyosen-güncel tabakaların kalınlığı kıta sahanlığında 250 m'den az iken, havza derinliğinde 500 m'ye kadar ulaşmaktadır.

Türkiye'nin güney kıyılarında Kuvaterner sedimantasyonunun baskın olduğu bölgeler, batıdan doğuya doğru; Antalya kıyı düzlüğü; Göksu Deltası, Erdemli-Mersin kıyı düzlüğü; Seyhan-Ceyhan Delta düzlüğü ve İskenderun Körfezi kıyı düzlüğü olarak bilinmektedirler (Evans, 1971). Kıyıdan uzak bölgelerde ise bu sedimantasyonun hakim olduğu bölgeler batıdan doğuya doğru; Rodos, Finike, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenleridir. Bu basenlerin her biri, dere ve akarsuların getirdiği çok miktardaki karadan taşınan sedimanlarla dolmaktadır. Tüm bunlara karşın, Kilikya-Adana Havzası'na, KKTC kıyılarından önemli sayılabilecek miktarlarda sediman girdisi olmamaktadır.

#### **1.6.3.1. Pleyistosen**

Pleyistosen, özellikle Kuzeydoğu Akdeniz'in Alpin türü bölgelerinde, buzul ve buzul arası dönemlerin bıraktığı izlerle tanınmaktadır. Würm buzullaşması, Anadolu'nun dağlık bölgelerinde varlığı tespit edilebilen buzulların içinde en önemlisi olarak bilinmektedir.

Bölgede, Pleyistosen yaşlı sedimanların en çok bilinenleri nannofosilli marn içeren sapropeller ve az miktarda volkanik küllerdir (Herman, 1972; Hsü ve diğ., 1978; Williams ve Thunnel, 1979; Mullineaux ve Lohman, 1981). Antalya Havzası eteğinde (Hsü ve diğ., 1978) ve Kilikya-Adana Havzasında (Buckley ve diğ., 1982; Shaw ve Evans, 1984) yapılan sondajlarda Pleyistosen sapropellerine rastlanmıştır. Pleyistosen'in orta-Würm safhasında, Antalya Havzası yöresinde oluşan sapropellere kalkerli çamurların içinde rastlanması (Malovitsky ve diğ., 1974), ancak geç-Würm safhasındaki sapropellere ise, hem kalkerli hem de silisik çamurların içinde rastlanması iki buzul arası dönemde farklı mikrofauna ortamının varlığını göstermektedir.

Pleyistosen sapropellerine, Kuzey Akdeniz'in diğer bölgelerinde de rastlanmıştır. Mesela Rodos Havzasında yapılan sondajlarda, karasal kökenli klastikler, türbiditler, volkan külleri ve kalkerli çamurlar içeren tabakalar arasında sapropellere rastlanmıştır (Herman, 1972).

### 1.6.3.2. Holosen

Dördüncü çağ olarak da bilinen Holosen devrinde, buzulların geri çekilmesi ve denizlerin yükselmesi sonucunda, yeni kıyı şekilleri meydana gelmiştir. Akarsu ve dalga etkisiyle, kıyılarda deltalar, taşma ovaları ve kumsal kıyı düzlükleri oluşmuştur.

Kuzeydoğu Akdeniz'in Holosen devrine ait en önemli güncel sediman tipleri; kalkerli ve çamurlu kumlar ile kumlu çamurlardır. Jeofiziksel araştırmalar sonucunda, Kuzeydoğu Akdeniz'in tabanını kaplayan Holosen tabakaların kalınlığının 33-330 cm arasında değiştiği ve sığ sulardan derinlere doğru kalınlıklarının artmış oldukları belirlenmiştir (Malovitsky ve diğ., 1974).

## **1.7. Kilikya-Adana Havzası kıta sahanlığı sedimentolojisi**

### **1.7.1. Sedimanların tane çaplarına göre sınıflandırılması**

Kuzeydoğu Akdeniz'de tane çaplarına göre; çakıllı kum, çamurlu kum, kumlu çamur ve çamur gibi sediman türleri mevcuttur (Malovitsky ve diğ., 1974; Shaw ve Bush, 1978).

Genellikle, Rodos, Antalya, Kilikya-Adana ve İskenderun basenlerinin derin bölgelerinde ince taneli çamurlar oldukça yaygındır. Bu basenlerden kıyılara doğru gidildikçe, sedimanların daha iri tanelerden oluşan çakıllı kumlar ihtiva ettiği görülür. Kilikya-Adana Havzası'nın bazı derin kesimlerinde iri taneli çakıllı kumlara da rastlanmaktadır. Bunlar, genellikle kıta yamacından kayarak derin kesimlerde depolanan sedimanlar olarak bilinmektedirler.

Mersin Körfezi'nin sığ kesimlerinde, çamurla karışık kalkerli kumlar, baskın olan sediman türleridir (ODTÜ-DBE, 1986; Bodur, 1987). Mersin Körfezi'nin diğer kıyı bölgelerinde, mesela Lamas Çayı'nın ağzında (Ebren, 1982; Ergincan, 1985) ve Erdemli kıyılarında (Gülümser, 1978; Diren, 1985), yapılan sedimentolojik çalışmalarda da çakıllı ve kumlu çamurlara rastlanmıştır. Mersin Körfezi'nin kıta sahanlığının büyük bir kısmı çakıllı kum, kumlu çamur ve çamurlardan oluşan güncel sedimanlarla kaplıdır (ODTÜ-DBE, 1984, 1985; Ediger, 1991).

### **1.7.2. Sedimanların kökenlerine göre sınıflandırılması**

Kuzeydoğu Akdeniz'de, karasal ve biyojenik kökenli sedimanlar bulunmaktadır (Emelyanov, 1972). Volkan tüfü ve külleri ihtiva eden sedimanlar ise genellikle orta Akdeniz'de bulunmaktadır (Emelyanov, 1972).

Karasal kökenli sedimanların, karalar üzerindeki ayrışma, bozuşma ve erozyon olayları sonucu akarsularla denize taşınarak kıyılara yakın yerlerde çakıl ve

kum olarak, açıklarda ise silt ve kil olarak çökeldikleri bilinen bir gerçektir. Kilikya-Adana Havzası'na dökülen en önemli nehirler Ceyhan, Seyhan, Göksu, Tarsus ve Asi olup bunlar büyük miktarlarda karasal kökenli sedimanları taşımaktadırlar ve Türkiye kıyılarında yer almaktadırlar. Ayrıca, Kilikya-Adana Havzası'na Nil Nehrinden de sediman taşındığı belirtilmiştir (Venkatarathnam ve Ryan, 1971). KKTC kıyılarından Kilikya-Adana Havzasına dökülen büyük çaplı bir akarsuyun varlığına rastlanılmamıştır. Kıyasal erozyonlarla oluşan sediman girdileri bu bölgenin en önemli özelliklerindedir.

Bileşimlerinde, parçalanmış kavrıkların, yosun, mercan, sünger gibi bentik kalıntıların ve ayrıca, derin deniz bölgelerinde çökelen planktonik organizmaların kabuk ve iskeletlerinde baskın olarak bulunduğu sedimanlar, biyojenik kökenli sedimanlardır. Kilikya-Adana Havzasındaki, sedimanların biyojenik bileşimlerinin başlıcaları planktonik mollusklar, foraminiferalar ve ostrakodlardır (Alavi, 1980). Mersin Körfezi'nin siğ kesimlerindeki sedimanların biyojenik bileşimi, çoğunlukla pelesipod, gastropod, annelida, foraminifera, bryozoa, ekinoderm ve kalkerli Alglerdir (Bodur, 1987). Anamur Körfezi sedimanları da bu tür biyojenik bileşimleri içermektedirler (Ediger, 1987).

### 1.7.3. Sediman birikme hızı

Kilikya-Adana Havzasında,  $^{14}\text{C}$  izotopu ve foraminifera stratigrafisi yöntemleri ile yapılan yaş tayinleri sonucunda, 1000 yılda 3 ila 28 cm arasında değişen (ortalama 1000 yılda 18 cm) sediman birikme hızı tespit edilmiştir (Buckley ve diğ., 1982). Antalya Havzası'nın güney yamacında çökme hızı, paleontolojik (Hsü ve diğ., 1978) ve jeofiziksel (Malovitsky ve diğ., 1974) araştırmalardan elde edilen bilgilere göre, 1000 yılda 2.2 ila 10 cm arasında değişmektedir. Antalya Havzası'nın

diğer bölgelerinde ve Rodos Havzasında ise sedimanın birikme hızının 1000 yılda takriben 10 cm olduğu, sismik yansıma (Wong ve Zarudzki, 1969) ve radyokarbon (Herman ve diğ., 1969) verileri ile, hesaplanmıştır. İskenderun Körfezi'nde ise sediman birikme hızı 1000 yılda 10-20 cm arasında değişmektedir (Malovitsky ve diğ., 1974).

### **1.8. Deniz seviyesi salınımları**

Jeolojik devirler boyunca dünya denizlerinin seviyesi birçok salınımlara maruz kalmıştır. Çeşitli araştırmacılar deniz seviyesindeki bu salınımların nedenlerini östatik, izostatik ve jeoidal olarak üç geniş gruba ayırmışlardır (Erinç, 1963; King, 1972; Bowen, 1978; Kennett, 1982; Komar, 1976; Vail ve diğ., 1977). Ancak, günümüzde Kuvaterner de meydana gelen deniz seviyesi salınımlarının büyük ölçüde glasiyal östatik etkenlerden kaynaklandığına inanılmaktadır (King, 1972; Shepard, 1973; Komar, 1976; Bowen, 1978; Kennett, 1982). Bunlar iklim değişikliği sonucunda okyanuslardaki su kütesinin azalması veya çoğalması ile meydana gelen hareketlerdir. Sıcaklığın çok düştüğü bir buzul devri esnasında, buharlaşma ile okyanusların kaybettiği suyun büyük bir kısmı karalar üzerinde karlar ve buzullar halinde alıkonulması sonucunda okyanus seviyeleri düşer. Buna karşın, karalar üzerindeki karların ve glasiyelerin büyük ölçüde eridikleri veya tamamen ortadan kalktıkları sıcak bir dönemde, kar ve buzulların erimesinden meydana gelen sular okyanusların kütesine katılır ve sonuçta deniz seviyesi yükselir (Erinç, 1963).

Kuvaterner döneminde oluşan deniz seviyesi salınımları esnasında su seviyesinin, bu günkü seviyeye nazaran, -130 m'ye ya da derinlere düştüğü öne sürülmektedir (Emiliani ve Flint, 1980; Chappell ve Shackleton, 1986). Diğer taraftan, son buzul çağının (last glacial epoch) günümüzden yaklaşık 70 000-80 000 yıl önce

başladığı ve deniz seviyesindeki en fazla alçalmanında (-100m, -130m), son buzul çağı maksimumunda (last glacial maximum; 18 000-20 000 yıl önce) meydana geldiği açıklanmış bulunmaktadır. Deniz seviyesinin en düşük değerine ulaştığı bu dönem aynı zamanda geç-Kuvaterner ya da Flandrien transgresyonun başlangıcı olarak kabul edilmektedir. Türkiye'de dahil olmak üzere dünyanın hemen her bölgesine ait bugünkü kıyı çizgilerinin sahip oldukları, genel görünümüne ve özelliklerine, deniz seviyesinin son yükselme hareketi olan Flandrien transgresyonu sonucunda ulaştıkları bilinmektedir (Erinç, 1963).

Türkiye ve Doğu Akdeniz kıyılarında yapılmış olan araştırmalarda (Erinç, 1978; Erol 1981; Pirazzoli, 1991; Pirazzoli ve diğ., 1991) deniz seviyesinin son buzul çağında (18 000-20 000 yıl önce), -90 m'ye kadar düştüğü ve hemen ardından da evreler halinde yükselerek bugünkü düzeyine yaklaşık 7000 yıl kadar önce erişmiş olduğu açıklanmıştır. Bir çok araştırmacı tarafından, günümüzden 7000 ila 5000 yıl öncesi arasında tarihlendirilen bir dönemde deniz seviyesinin bu günkü konumundan 2 ila 3m'lik bir yüksekliğe ulaşmış olduğu öne sürülmüş ve bu ılıman yağışlı dönem Klimatik Optimum olarak isimlendirilmiştir (Erinç, 1978). Bu dönemi ise küçük salınımlı deniz seviyesi değişimlerinin izlediği ve günümüzden yaklaşık 3000 ila 2000 yıl öncesi bir dönemde deniz seviyesinin bu günkü konumuna ulaştığı açıklanmıştır.

## **1.9. Kilikya-Adana Havzası'nın oşinoğrafisi**

### **1.9.1. Su kütlelerinin özellikleri**

Doğu Akdeniz'in yüzeyden tabana doğru sahip olduğu önemli su kütleleri sırasıyla, Atlantik Suyu, Levantin Ara Suyu ve Akdeniz Dip Suyu'dur (Arhan, 1987; Özsoy ve diğ., 1987, 1989).

Atlantik Okyanusundan kaynaklanan Atlantik Suyu, Levantin Havzasında 38.0 ila 38.9‰ arasında bir tuzluluk değeri ile tanımlanmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarında rüzgar etkisiyle oldukça homojen bir yapıya sahip olup, kalınlığı yer yer 300 m'ye ulaşmaktadır (Özsoy ve diğ., 1987, 1989). Atlantik Suyu'nun düşük tuzluluk değerlerine, genel olarak bahar ve yaz aylarında Türkiye kıta sahanlığında rastlanmakta ve kalınlığı 20 ila 100 m arasında değişmektedir. (Özsoy ve diğ., 1987).

Levantin Havzasında oluşan ve batıya doğru hareket eden su kütlesi Levantin Ara Suyu olarak adlandırılmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarındaki kuzeyli rüzgarların etkisiyle oluşmaktadır. Türkiye kıta sahanlığında ortalama 39.1‰ tuzluluk, 15.5<sup>0</sup> C lik sıcaklık değeriyle temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Dip Akdeniz Suyu, Levantin Ara Suyu'nun altında yer almaktadır. Bu su kütlesi, tahminen Adriyatik Suyu ve güney Ege Suyundan oluşmaktadır. Doğu Akdeniz Suyu, 38.7‰ lik tuzluluk ve 13.6<sup>0</sup> C lik sıcaklık değeri ile temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Kilikya-Adana havzasının kuzey kıta sahanlıklarında rastlanan nispeten soğuk ve az tuzlu suların nedeni olarak kıyasal akarsu girdileri düşünülmektedir. Deniz yüzey sularının akarsu ağızlarından uzak kısımlardaki sıcaklık ve tuzluluk değerleri, rüzgar etkisiyle dikey karışımın bölgede etkili olduğunu ve akarsu etkisinin giderek kaybolduğunu göstermektedir (ODTÜ-DBE, 1986).

### **1.9.2. Dolaşım sistemi ve akıntılar**

Doğu Akdeniz'de saat yönünün tersine bir dolaşımın hakim olduğu, çok eskiden beri bilinmektedir (Wüst, 1961; Lacombe and Tchernia, 1972). Bu dolaşım sistemine göre, yüzey akıntıları, İsrail, Lübnan ve Suriye kıyıları boyunca ilerleyerek; İskenderun Körfezi önlerine gelmekte ve buradan da batıya dönerek, Türkiye'nin

Atlantik Okyanusundan kaynaklanan Atlantik Suyu, Levantin Havzasında 38.0 ila 38.9‰ arasında bir tuzluluk değeri ile tanımlanmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarında rüzgar etkisiyle oldukça homojen bir yapıya sahip olup, kalınlığı yer yer 300 m'ye ulaşmaktadır (Özsoy ve diğ., 1987, 1989). Atlantik Suyu'nun düşük tuzluluk değerlerine, genel olarak bahar ve yaz aylarında Türkiye kıta sahanlığında rastlanmakta ve kalınlığı 20 ila 100 m arasında değişmektedir. (Özsoy ve diğ., 1987).

Levantin Havzasında oluşan ve batıya doğru hareket eden su kütlesi Levantin Ara Suyu olarak adlandırılmaktadır. Bu su kütlesi, kış aylarındaki kuzeyli rüzgarların etkisiyle oluşmaktadır. Türkiye kıta sahanlığında ortalama 39.1‰ tuzluluk, 15.5<sup>0</sup> C lik sıcaklık değeriyle temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Dip Akdeniz Suyu, Levantin Ara Suyu'nun altında yer almaktadır. Bu su kütlesi, tahminen Adriyatik Suyu ve güney Ege Suyundan oluşmaktadır. Doğu Akdeniz Suyu, 38.7‰ lik tuzluluk ve 13.6<sup>0</sup> C lik sıcaklık değeri ile temsil edilmektedir (Özsoy ve diğ., 1987).

Kilikya-Adana havzasının kuzey kıta sahanlıklarında rastlanan nispeten soğuk ve az tuzlu suların nedeni olarak kıyasal akarsu girdileri düşünülmektedir. Deniz yüzey sularının akarsu ağızlarından uzak kısımlardaki sıcaklık ve tuzluluk değerleri, rüzgar etkisiyle dikey karışımın bölgede etkili olduğunu ve akarsu etkisinin giderek kaybolduğunu göstermektedir (ODTÜ-DBE, 1986).

### 1.9.2. Dolaşım sistemi ve akıntılar

Doğu Akdeniz'de saat yönünün tersine bir dolaşımın hakim olduğu, çok eskiden beri bilinmektedir (Wüst, 1961; Lacombe and Tchernia, 1972). Bu dolaşım sistemine göre, yüzey akıntıları, İsrail, Lübnan ve Suriye kıyıları boyunca ilerleyerek; İskenderun Körfezi önlerine gelmekte ve buradan da batıya dönerek, Türkiye'nin

güney kıyılarını izlemektedir. Türkiye'nin güney kıyıları boyunca batıya doğru ilerleyen bu ana akıntının varlığı güncel gözlemler ile kanıtlanmış bulunmaktadır (Ünlüata ve diğ., 1978, 1980, 1983). Bu gözlemlere göre; Mersin-Göksu arasındaki kıyasal kesimde bulunan Erdemli önlerinde, batı yönlü ve  $10 \text{ ms}^{-1}$ 'lik bir akıntının varlığı tespit edilmiştir. Göksu Deltası'nın batısında yeralan sığ kesimlerde ve Akkuyu Körfezi civarında ise, bu akıntının hızında belirgin bir azalmanın olduğu ve akıntı yönünün belirginliğini giderek kaybettiği gözlenmiştir (Ünlüata ve diğ., 1983). Göksu Deltası'nın batı kesiminde akıntı hızındaki azalmanın, kıyasal geometri ve topoğrafik yapılardan kaynaklandığı tesbit edilmiştir (Ünlüata ve diğ., 1983). Göksu Deltası civarında taban yapısının geniş tabanlı bir koni şeklinde olması, akıntı hızındaki azalmanın en önemli nedeni olarak gösterilmiştir (Ünlüata ve diğ., 1983). Buna karşın, Göksu Nehri etki alanının batıya doğru yönelmiş olması, batı yönlü akıntıların buralarda hakim olduğunu göstermektedir (Collins ve Banner, 1979).

Kilikya-Adana Havzası'nın KKTC kuzey kıtasahanlığını etkileyen ve sediman taşınımında önemli olan akıntı sistemlerinden birisi de kıyı boyu akıntısıdır. Mevsimlere göre ve bazen gece gündüz farkına göre değişen rüzgar yönleri, kıyı boyu akıntılarının yönünü belirlemekte ve bu akıntılar kimi zaman kıyıya paralel ve doğu yönlü, kimi zaman ise batı yönlü olmaktadır. KKTC'nin teknecek kıyılarında gerçekleştirilen çalışmalarda, en yüksek akıntı hızının  $35 \text{ cm/sn}$  ve en düşük akıntı hızının ise  $4 \text{ cm/sn}$  olduğu ölçülmüştür (IMS-METU, 1984). Bölgede etkili olan gel git olayları, bölgenin oşinografik ve sedimentolojik özelliklerini etkileyebilecek boyutta değildir.

## **BÖLÜM 2: ARAŞTIRMA CİHAZLARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER**

### **2.1. R/V BİLİM**

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen araştırmaya ilişkin batımetrik ve yüksek ayırmalı (Uniboom) sismik veriler ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne ait R/V BİLİM gemisi ile toplanmıştır.

1983 yılında hizmete giren R/V BİLİM gemisi, 1985 yılından itibaren açık deniz araştırmalarında aktif olarak kullanılmaya başlanmıştır. 40 m boyunda ve 433 gross tonluk gemi 14 bilim adamı ve 12 gemici ile 45 günlük sefere çıkabilecek kapasitededir. Gemi 820 HP dizel motoru ile çalışmaktadır. Normal seyir hızı 10 knots'dır. Gemide GPS sistemi ile 60 ve 30 mil mesafeli iki standart radar vardır. Gemi oşinografik (fiziksel, kimyasal, biyolojik, jeolojik ve jeofiziksel) araştırmalar için gerekli donanımlara sahiptir.

### **2.2. Konum bulma sistemi**

Veri toplama sırasında, geminin rotasının ve istenilen andaki mevkisinin saptanmasında, R/V BİLİM gemisine monte edilmiş olan Trimble marka (NT200D) global konum belirleme sistemi (GPS) kullanılmıştır.

Bu sistemin en büyük özelliği, sistemin kendi içerisine yerleştirilmiş olan iki elektronik devrenin bulunmasıdır. Bunlardan birinin (nautical chart reader) aracılığı ile çalışılacak bölgenin bütününün ekran üzerinde görülebilmesi sağlanmakta ve ayrıca geminin izlediği rotanın da aynı ekran üzerinde takip edilebilmesi mümkün olmaktadır. Diğer devre ise, elde edilen tüm verileri (enlem/boylam, hız, zaman vb.) depolamaktadır.

NT 200D GPS sistemi 12/24 VDC ile çalışmakta olup, hassasiyeti  $\pm 25$  m civarındadır. Sistemin veri kazanç süresi 1 dakikanın altında olup, veriler 1 saniye aralıklarla yenilenmektedir.

### 2.3. Derinlik ölçme sistemi

Araştırma bölgesindeki derinlik okumaları, R/V BİLİM gemisine monte edili, JMC (Model F-830) marka derinlik ölçer cihazı kullanılarak elde edilmiştir. Bu cihaz yardımıyla bir hat boyunca veya herhangi bir noktada ölçülmek istenilen derinlik değerleri sayısal ve analog olarak izlenebilmektedir. Isıya hassas kağıt üzerine derinlik değişimleri bir profil şeklinde kayıt edilebilmektedir. Ayrıca renkli monitor yardımı ile taban profillerinin gözlenme imkanı da vardır. JMC echo-sounder sistemi 2600 m'lik su derinliğine kadar çalışma kapasitesine sahiptir. Ayrıca sistemin, çalışma koşullarına göre seçilebilen ve farklı frekanslara (28 ve 200 kHz) sahip olan transducer'i bulunmaktadır.

Derinlik ölçümlerini etkileyen en önemli iki faktör, su kolonundaki ses hızı değişimleri (deniz suyunun tuzluluğuna, sıcaklığına ve derinliğine bağlıdır) ile gel-git olaylarının yarattığı su seviyesi değişimleridir. Derinlik ölçümleri sırasında, ortalama 1500 m/sn'lik ses hızı değeri baz alınmıştır. Gel-git olaylarından kaynaklanan değişimler ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsündeki su eşeli ile ölçülmüş ve bu değişimin  $\pm 25$  cm civarında olduğu belirlenmiştir. Bu değişim değeri ise çok küçük olup cihazın hata sınırları içinde kalmaktadır.

Araştırma sahasındaki derinlik değerleri, yüksek ayırmalı sismik yansıma profillerine ait tüm hatlar boyunca ölçülmüştür. Derinlik haritasının çiziminde derinlik ölçerlerden elde edilen değerlere ilave olarak, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi

Başkanlığı'nca üretilen haritalardaki (SHOD, 1981a; 1981b) derinlik değerleride gözönüne alınmış ve böylelikle çalışma sahasının batimetrik haritası hazırlanmıştır.

#### **2.4. Yüksek ayırmalı sismik yansıma sistemi**

Çalışma sahasında deniz tabanının dip altı yapısını araştırmak amacıyla, konumları belirlenen yüksek ayırmalı sismik yansıma profillerine ait tüm hatlar boyunca, EG&G Uniboom Sığ Sismik Tarama sistemi kullanılmıştır. Bu sistem esas olarak; enerji kaynağı (Model 234), ses kaynağı (Model 230-1), hidrofon (Model 265) ve sismik kayıt alıcı (Model 255) ünitelerinden oluşmaktadır.

Enerji kaynağı, enerji depolayan ve sisteme enerji gönderen bir ünite dir. 230±30 VAC elektrik akımı ile çalışmaktadır. Bu akım özel bir sistemle 3.5 kV'lık doğru akıma çevrilmekte ve kapasitörlerde enerji (çalışma koşullarına göre 100, 200 ve 300 Joule olarak ayarlanabilmektedir) toplanmasına neden olmaktadır. Sismik kayıtcıdan gelen tetikleme (trigger) sinyali ile kapasitörlerde depolanan bu enerji, ses kaynağına iletilmektedir.

Ses kaynağı, katamaran adı verilen ve su yüzeyine yakın olarak çekilebilmesini sağlayan, küçük bir araç üzerine monte edilmiş olup; geminin kıç tarafından halatlar yardımı ile çekilmektedir. Enerji kaynağından gelen güç, bir kablo ile ses kaynağına iletilir. Ses kaynağı elektromekanik bir düzenek olup, yassı bir elektrik sargısı ile bunun altında bulunan metal bir plaka ve lastik bir diyaframdan oluşmaktadır. Sargıdan geçen enerjinin boşalımı sonunda meydana gelen manyetik alan, bir darbe halinde metal levhayı iterek 0.2 milisaniyelik, geniş bantlı (400Hz-14kHz) akustik bir basınç darbesi oluşturur. Bu özellikteki bir akustik dalga ise, tabandan itibaren 75 m derinliğe kadar kayıt alınmasını sağlayabilir. Sistemin ayırmalılığı 30 cm civarındadır.

Hidrofon, 25 mm çaplı, 4.6 m uzunlukta ve özel bir sıvı ile dolu, plastik bir boru içerisine eşit aralıklarla dizilmiş sekiz adet transducer elementinden oluşmaktadır. Çalışmalar esnasında hidrofon, teknenin arkasında ve ses kaynağından belirli bir uzaklıkta çekilmektedir. Ses kaynağından çıkarak deniz tabanı ve daha derinlerden yansıyan akustik dalgalar, transducerler tarafından elektrik akımına dönüştürülmektedir. Hidrofonun hassasiyeti -70 db/volt/mikrobar, band genişliği 100 Hz-10 KHz, çıkış empedansı ise 2000 ohm'dur.

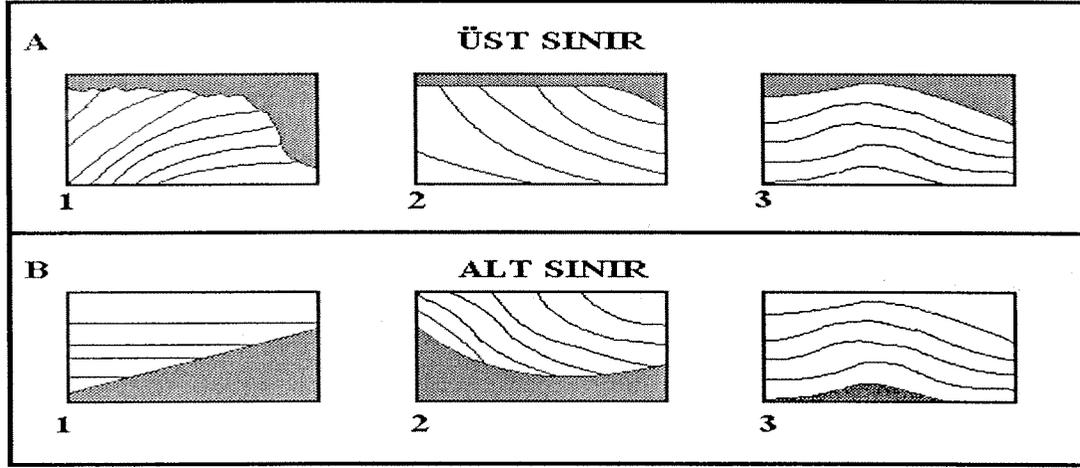
Sismik kayıtçı, NDK ve MYLAR tipindeki özel kağıtlar üzerine analog kayıt yapabilmekte ve 230VAC ile çalışmaktadır. Kayıt genişliği 22 cm, kayıt yoğunluğu 20-80 çizgi/cm dir. Yüksek ayırmalı sismik yansıma sisteminin tüm elemanları ile ilişkili olan bu kayıtçı, değişik çalışma koşullarına göre gerekli düzenlemeleri sağlayabilme imkanını da vermektedir. Bu kayıt ünitesi, sistemin en kompleks elemanı olup, sadece kayıt mekanizması işlevini değil, diğer ünitelerin fonksiyonlarıyla ilgili proses ve düzenleme işlerini de gerçekleştirmektedir. Katamaran üzerinde ve su içinde (yüzeye yakın olarak) çekilmekte olan ses kaynağında akustik dalga üretilmesine ilişkin zamanlama görevleri de sismik kayıtçı tarafından yürütülmektedir. Ses kaynağından çıkıp, deniz tabanına ve dip altındaki jeolojik yapılardan yansıyarak, hidrofona gelen akustik dalgaların oluşturduğu elektrik akımlarının kayıt kağıdı üzerinde, gidiş-dönüş zamanına bağlı bir iz bırakmaları sağlanmaktadır. Farklı derinliklerde yer alan ve değişik özelliklerde bulunan jeolojik yapılardan yansıyarak geri dönen akustik dalgalar, gerek gidiş-dönüş zamanı ve gerek taşıdıkları enerji seviyelerine göre farklı olacak kayıt izleri oluşturmaktadır. Ard arda oluşan bu kayıt izleri vasıtasıyla deniz dibi ve dip altının sürekli profilleri elde edilmektedir. Bu profillerin gidiş-dönüş zamanı (TWT) cinsinden kayıt edilme kademeleri, 50, 100, 200 ve 400 milisaniye halinde ayarlanabilmektedir.

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen Uniboom sığ-sismik profil alma işlemleri sırasında farklı seviyeler tespit edilerek yorumlanmıştır. Tüm bu hesaplamalar sırasında ses hızı, su için 1500 m/s ve sediman için ise 1700 m/s olarak alınmıştır.

## 2.5. Sismik stratigrafi yöntemi

Bu çalışmaya ait yüksek ayırmalı sismik yansıma kayıtlarının yorumlanmasında sismik stratigrafik metodlar kullanılmıştır. Exxon araştırma grubunca 1970'li yılların ortalarında öne sürülen ve son yıllarda kavramları oldukça genişletilerek endüstride geniş bir kullanım alanı bulan bu yöntem, sismik yansıma kesitlerinden faydalanılarak jeolojik bilgilerin, stratigrafi kullanımıyla, elde edilmesi ilkesine dayanmaktadır. Genelde sismik yansımalar tabaka yüzeyleri veya uyumsuzluklar boyunca oluşan yeterince güçlü akustik empedans (hız x yoğunluk) farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Vail ve Mitchum, 1977). Dolayısı ile yansımalar, çökellerin ve çökel ortamlarının belirleyicisidirler.

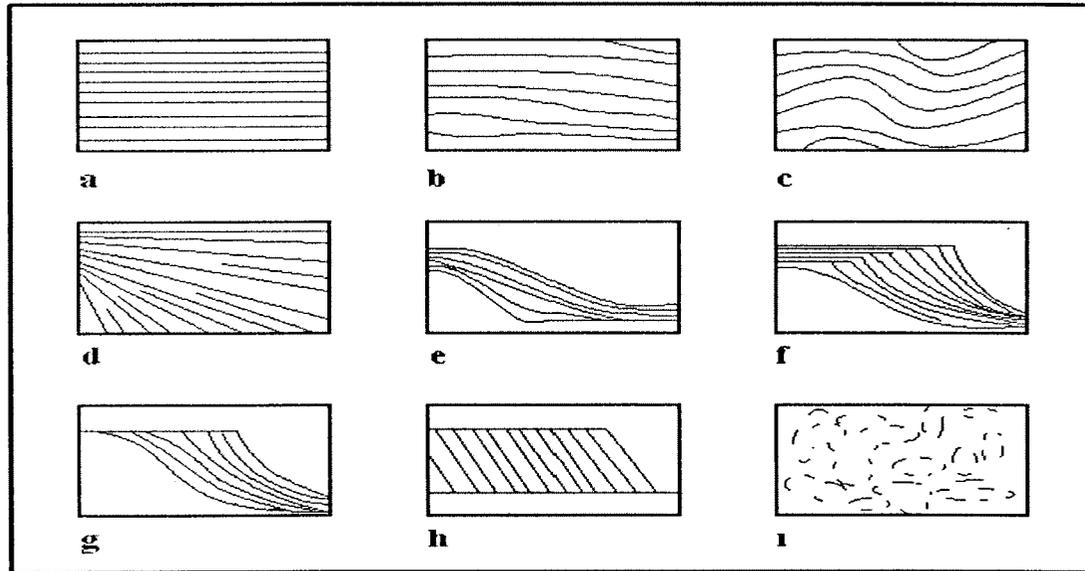
Sismik stratigrafik yorumlamada ilk aşama, seri (sequence) analizi olup (Mitchum, 1977), çökel serilerinin (depositional sequence) ayırt edilmesidir. Çökel serileri, uyumsuzluk yüzeyleri ve/veya bunların eşleştirilebilen uyumlu yüzeyleriyle sınırlandırılmışlardır (Mitchum ve diğ., 1977a). Çökel serileri içerisindeki sismik yansımaların bu yüzeylerde sona ermeleri, çökel serilerinin belirlenmesinde kullanılmaktadırlar. Yansımaların, serilerin alt ve üst yüzeylerindeki sona erme durumlarına göre kullanılan terimler Şekil 2.1'de gösterilmiştir.



**Şekil 2.1:** Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi (Mitchum ve diğ., 1977a).

A. Tabakaların çökel serisinin üst sınırı ile olan ilişkisi. A1. Aşınma kesilmesi (erosional truncation). A2. Üstte sona erme (toplap). A3. Üst yüzeye uyumlu (top-concordance).

B. Tabakaların çökel serisinin alt sınırı ile olana ilişkisi. B1. Tabanda yatay sona erme (onlap). B2. Tabanda eğik sona erme (downlap). B3. Alt yüzeye uyumlu (base-concordance).



**Şekil 2.2:** Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansıma türleri (Mitchum ve diğ., 1977b).

a. Düz paralel. b. Paralele yakın. c. Dalgalı paralel. d. Uzaklaşan (divergent). e. S şeklinde (sigmoid). f. S şeklinde ve yatık (complex sigmoid-oblique). g. Yatık sıyrma (oblique-tangential). h. Yatık paralel (oblique parallel). i. Karmaşık (chaotic). Bu yansıma türlerinden e, f, g ve h aynı zamanda ilerleyen (prograding) yansımalar olarak da adlandırılmaktadır.

Fasiyes analizi, sismik stratigrafik yorumlamada ikinci aşama olup, çökel serileri içerisindeki farklı sismik yansımaların belirlenmesidir (Mitchum ve diğ., 1977b). Sismik yansımaların belirlenmesinde kullanılan parametreler; yansımanın şekli, sürekliliği, amplitüdü, frekansı, ve sismik hızıdır. Ancak, bu parametrelerden yansıma şekli sismik kesitlerde kolaylıkla görülebildiğinden fasiyes analizinde temel olarak alınmaktadır. Fasiyes analizi esnasında en çok karşılaşılan yansıma şekilleri Şekil 2.2'de gösterilmiştir.

Sismik stratigrafik yorumlamanın en son aşaması çökel serileri ve seviyelerinin kullanılması ile deniz seviyesi değişimlerinin eşleştirilmesidir. Sismik stratigrafide çökel serilerinin sınırlarının, genel olarak, deniz seviyesindeki alçalma-yükselme hareketleriyle ilgili olduğu kabul edilmektedir (Vail ve Mitchum, 1977). Deniz seviyesinde meydana gelen salınımların zamansal olarak bilinmesi ile de, çökel serilerinin ve sekilerinin hangi yaşta olabilecekleri hakkında yorum yapma imkanı doğmaktadır.

## **2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları**

Global konum belirleme sistemi (GPS) ile elde edilen veriler enstitümüz tarafından hazırlanan GeoSoft programı ile bilgisayara aktarılmıştır. Bu verilere ilave olarak, sismik kesitlerden yorumlanan tabaka kalınlıklarına ait ölçüm değerleri Quattro Pro 1991 Version 3.0 (Borland International Inc.) ve Microsoft Excel for Windows 95 Version 7.0 (Microsoft Corp.) yazılımları aracılığı ile bilgisayar ortamına aktarılmışlardır. Haritaların çiziminde Surfer (Win32) Version 6.02 (Golden Software Inc.), şekillerin çiziminde ise Microsoft Paint Windows 95 (Microsoft Corp.) yazılım programları kullanılmıştır.

## BÖLÜM 3: SİSMİK BULGULAR VE TARTIŞMALAR

### 3.1. Bölgenin batimetrisi

Küçük çapta bazı bölgesel farklılıklar olmasına karşın, gerek kıyısız ve gerekse deniz altı yapıları, KKTC kıyılarında benzer niteliklere sahiptirler. Bundan dolayı, Kilikya-Adana Havzası'nın güney kıta-sahanlığından bahsederken, çalışma alanını farklı bölgelere ayırmadan bir bütün olarak incelemek, deniz tabanı morfolojik ve batimetrik özelliklerinin tam olarak anlaşılmasına yeterli olabilecektir (Şekil 3.1).

Bölgede, kıyıya dik ve paralel olarak uzanan dağların ve denizle dağlar arasında kalan bazı dar kıyı düzlüklerinin varlığı göze çarpmaktadır. Kıyıda debisi yüksek olan herhangi bir akarsu olmadığından dolayı, önemli bir delta gelişiminden ve kıtasahanlığı boyunca yüksek sedimantasyondan kaynaklanabilecek herhangi bir kıyı ilerlemesinden bahsetmek mümkün değildir. Bölgenin bazı alanlarında oluşmuş bulunan kıyı kumullarında, daha çok kıyı aşınımından ve kıyı boyu taşınım sisteminden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir.

Oluşumunun aktif tektonik özelliklerini yansıtan, dik, kayalık ve karmaşık kıyı çizgisi ve bu kıyı çizgisini izleyen irili ufaklı kayalıklar, bölgenin tipik kıyısız yapısını yansıtmaktadır. Bu kayalıklarla dolu olan kıyı bölgesinde derinlik verilerinin toplanması ancak 10-20 m eş derinlik eğrilerinden itibaren açığa doğru gerçekleştirilebilmiştir.

Kıbrıs Adası'nın Kilikya-Adana Havzası kıtasahanlığının derinliği, genişliği ve ve taban yapısı, sedimantasyon hızı ile değil bölgenin kıyı çizgisine paralel olarak uzanan tektonik yapısı ile kontrol edilmiş ve bugün halen bu özelliğini muhafaza etmektedir. Kıbrıs Adası'nın oluşumu sırasında meydana gelmiş bulunan bu faylanmalar ve bunun sonucu açığa çıkmış daha yaşlı formasyonlar, batıda Kuruçam Burnu-Güzelyalı arasında ve doğuda Yenierenköy yakınlarındaki kıyılarda, denize

ulaşmaktadır (Şekil 3.2). Bu faylanmaların denize ulaştığı ve deniz altında kaldığı bu bölgelerde kıta sahanlıkları genel olarak dar bir alan kaplamaktadır.

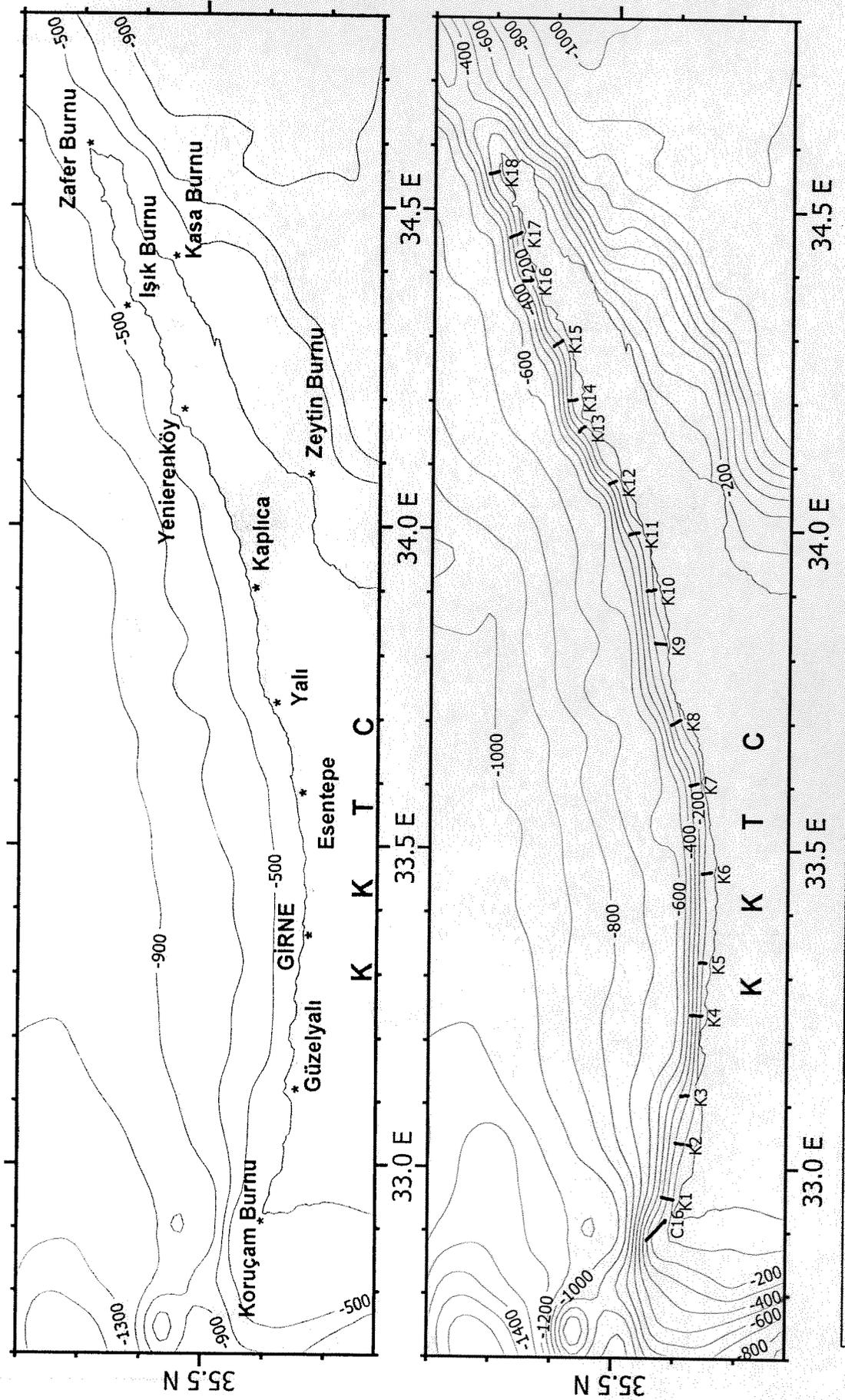
Karadeniz'in kuzey kıyılarının yüksek sedimantasyon hızına bağlı olarak az eğimli ve geniş bir kıtasahanlığına sahip olması gibi, Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıyılarında (Türkiye kıyıları), göreceli olarak yüksek sedimantasyon hızına ve az eğimli bir taban yapısına sahiptir. Güney Kilikya-Adana Havzası kıtasahanlığı ise (KKTC'nin kuzey kıyıları), tıpkı Karadeniz'in güney kıyılarında olduğu gibi, düşük sedimantasyon hızından ve genel tektonik yapısından kaynaklanan oldukça fazla eğimli ve dar bir yapıya sahiptir.

KKTC'nin kuzey kıyılarının en batısında yer alan Koruçam Burnu'nun açıklarında, bölgenin sahip olduğu en karmaşık ve taban yapısı olarak en düzensiz alanları yer almaktadır (Ek 1). Genel olarak sediman depolanmasının çok sınırlı olduğu bu bölgede, düzensiz bir yapıya sahip olan tabankaya'nın yüzeyleri, sedimanlarla tam olarak kaplanmamış (Örnek; EK 1, Fix: 5-8 arası) veya çok ince bir sediman tabakasıyla (Örnekler; EK 2, Fix: 1-3 ve EK3, Fix: 1-6 arası) kaplanmış ve bunun sonunda düzensiz bir taban yapısı ortaya çıkmıştır. Bunun yanı sıra, bu bölgenin doğusunda yer alan diğer alanlarda gözlenen ve düzensiz bir yüzeye sahip olan tabankaya, sedimanlarla kısmen de olsa kaplanarak daha düzenli bir taban yapısının oluşmasına imkan sağlamıştır (Örnekler; EK 4-8 gibi).

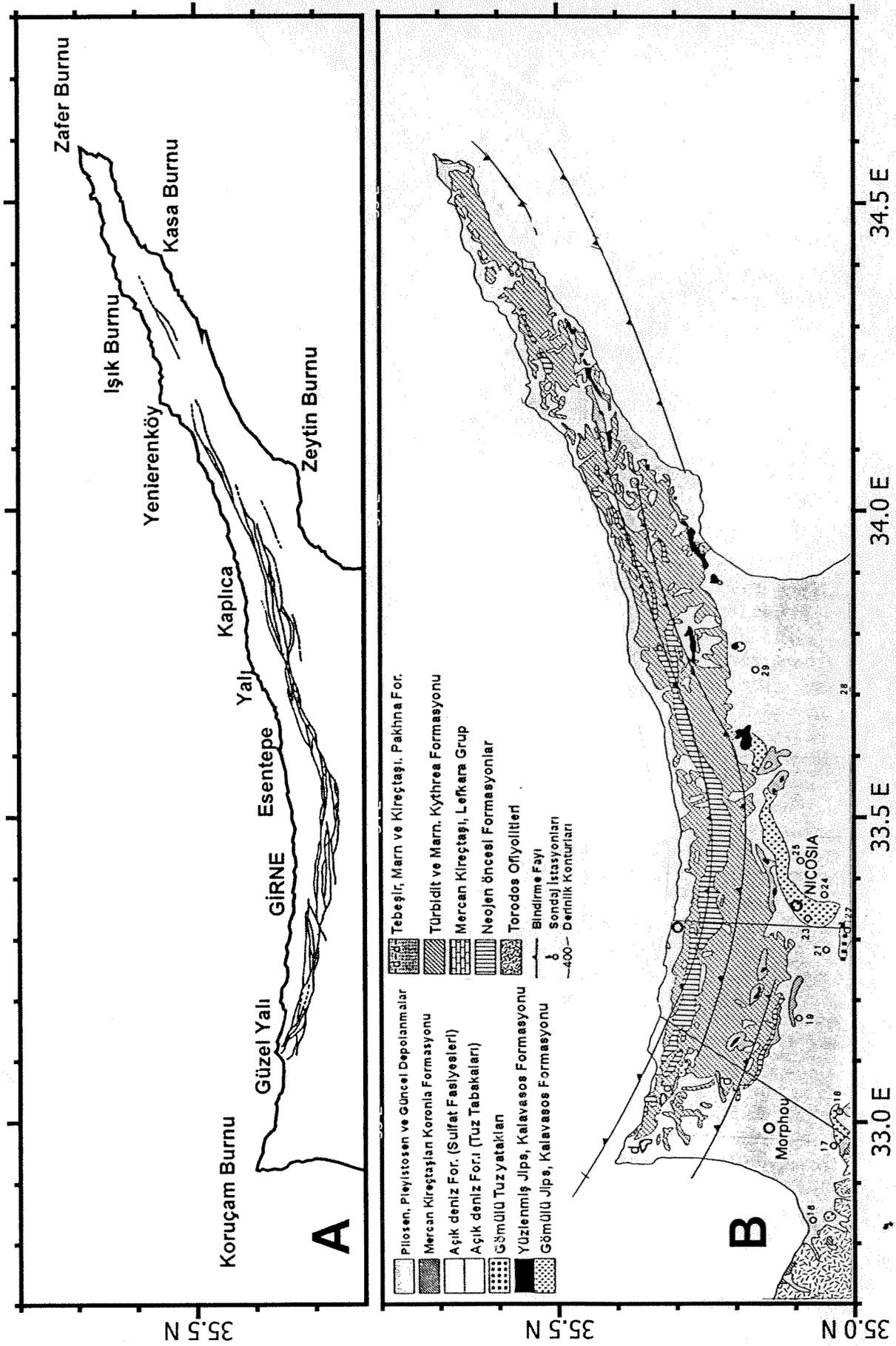
Kilikya-Adana Havzası'nın güney kıyılarını oluşturan ve hemen hemen tüm kıtasahanlığında benzer özellikleri yansıtan KKTC'nin kuzey kıtasahanlıkları, genel olarak 2-3 km arasında değişen çok dar (Norman ve Atabey, 1988) ve yüksek eğimli bir yapıya sahiptir. Eğimin nispeten yüksek olduğu alanlar, kıyı zonundan itibaren derinliğin ortalama olarak 500m'ye ulaştığı bölgede yer almakta ve kıyıdan açığa doğru 6 km ila 3.9 km arasında değişen bir alan kaplamaktadır. Bölgede yapılan

çalışmalarda, en düşük taban eğimi Kuruçam Burnu ile Güzelyalı arasında gözlenmiş ve bu alanda ortalama taban eğiminin  $5^{\circ}$  olduğu hesaplanmıştır. Güzelyalı-Girne, Esentepe-Yalı, Kaplıca-Yenierenköy, ve Işık Burnu-Zafer Burnu arasında kalan alanlarda ise ortalama olarak  $7^{\circ}$  lik maksimum eğim değerleri hesaplanmıştır. KKTC'nin kuzey kıtasahanlıklarında yer alan diğer bölgelerde ise ortalama olarak  $6^{\circ}$  lik taban eğiminin varlığı hesaplamalar sonunda tespit edilmiştir. 500m'den daha derin bölgelerde ise, taban eğimleri azalarak havzanın derinliklerinin bölgeye ait en düşük eğim değerlerine ulaşmaktadır (Şekil 3.1). Çok nadir de olsa, kıyı zonunda gelişen bazı plajların açıklarında yer alan kıtasahanlığının eğimleri, nispeten az ve kıyı zonunda kapladıkları alanlar ise nispeten geniştir. Bu alanların en belirgin olduğu bölgeler Kuruçam Burnu-Güzelyalı ve Girne-Esentepe arasında kalan alanlardır (Şekil 3.1). Özellikle kayalık kıyı şeritlerinin önlerinde yer alan sığ sularda, kayalık kıyı zonunun aşınmasından ve kaya dökülmelerinden kaynaklanan bazı yükseltiler deniz seviyesinin üzerine çıkarak küçük kayalıklar olarak varlıklarını göstermektedirler.

Bölgenin batimetrik haritasının hazırlanırken kullanılan derinlik verileri incelendiğinde, bölgede kıta-sahanlığının 30-90 m konturları arasında uzandığı ve çok dar bir alan kapladığı gözlenmiştir. Kuruçam ve Zafer Burunları çevresinde ise kıta-sahanlıkları nispeten geniş alanlar kaplamaktadır (Şekil 3.1). Bu bölgelerin dışında kalan alanlarda ise, taban eğimi ani olarak artmaktadır. Çok dar bir kıta sahanlığının gözlendiği K1 ve K12 hatları arasında kalan K6 hattında (Girne-Esentepe arasında) bölgenin en geniş kıta sahanlığının varlığı tespit edilmiştir. Girnenin doğusunda gözlenen bu geniş kıta sahanlığı 90 m su derinliğine kadar uzanmaktadır. Zafer Burnu açıklarında ise 75 m su derinliğine kadar uzanan geniş bir kıta-sahanlığının varlığıda tespit edilmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Üstte, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti kuzey kıyılarında yer alan bazı yerleşim alanlarını ve bazı önemli burunları gösteren harita. Altta, KKTC kıyılarının denizliklerini ve sismik hatların konumlarını gösteren harita.



Şekil 3.2: (A) KKTTC, kıyı ötesinin yapısal özelliklerini belirleyen mikro ölçekli fay haritası. (B) Kibris Adası kuzey kıyılarının Geç Miyosen Jeoloji Haritası, Pantazis, 1976 dan derlenmiştir.

## 3.2. DİPALTİ SİSMİK İSTİFİ

### 3.2.1. Tabankaya

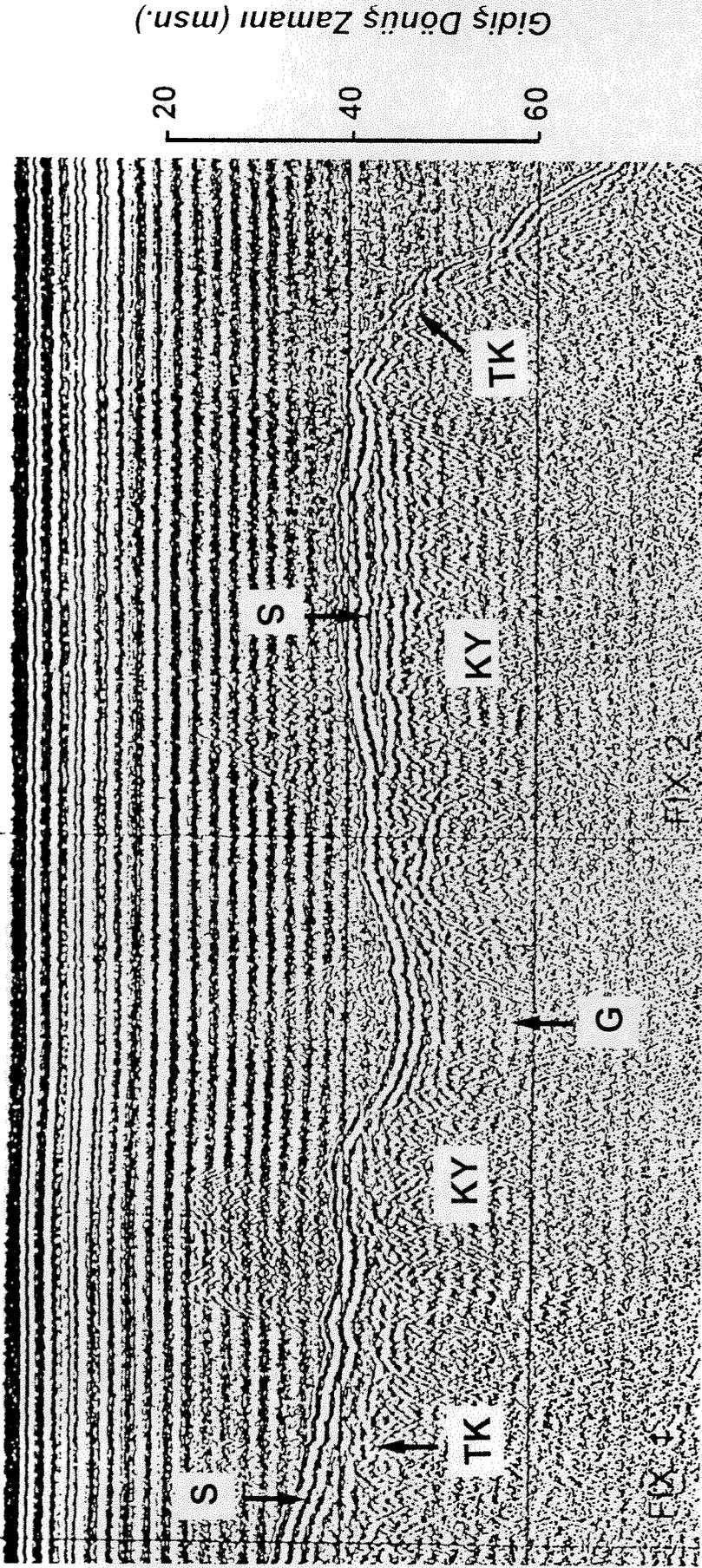
KKTC kıyılarında gerçekleştirilen sismik çalışmalarda, bölgenin çok düşük sedimantasyon hızına ve yüksek taban eğimine sahip olmasından dolayı, tabankaya'ya ulaşacak şekilde penetrasyon sağlanabilmiş ve tabankaya'ya ait bazı özellikler, sismik kayıtlarda açık olarak gözlenebilmiştir. Genel olarak karmaşık yansıma şekilleri veren tabankaya'nın üst sınırları (Şekiller 3.3-8), tamamına yakını kayalık kıyı zonlarından elde ettiğimiz sismik kayıtlarda, çok net bir şekilde gözlenebilmiştir. Çalışma alanının en batısından ve Kuruçam Burnu'nun doğrultusundan alınan C16 sismik hattı boyunca, tabankaya, aşınmış yüzeyleriyle bazı alanlarda mostralara vermektedir. Diğer bazı kayıtlarda da (EK 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 19, 20, 21, ve 22), tabankaya yüzlenerek mostra vermekte ve kayalık taban yapısını oluşturmaktadır (Şekiller 3.3-7). Tabankaya'nın KKTC kıtasahaneliğinde mostra vermesinin dört temel nedeni olduğu düşünülmektedir. Bunlardan birincisi, bölgenin hızlı tektonik yükselmesi; ikincisi, bölgeye düşük sediman girdisi; üçüncüsü, yüksek taban eğimi; ve dördüncüsü ise, kıyı boyu akıntı rejimidir.

Bölgede uzanan tabankaya'nın yüzeyi oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Gerek büyük boyutlu ve gerekse küçük boyutlu faylanmaların etkisiyle, tabankaya'nın yüzeyinde büyük ölçüde düzensizlikler meydana gelmiştir (EK 1-23). Deniz yüzeyinin durağan olduğu seviyelere karşılık geldiği düşünülen, yataya yakın ve kısmen düzensiz yüzey yapıları, deniz tarafından aşındırılmış yüzeyler izlenimi vermektedir (Şekiller 3.3 ve 3.4). Bu tür yapılar, bölgede tabankaya'nın üst sınırındaki önemli düzensizlikler ve izlerdir. Ayrıca, yaklaşık 15 m'lik su seviyesi değişimlerini, eğimli yüzeylerinde kesintisiz olarak gösterebilen yüzeyler de bu bölgenin tipik

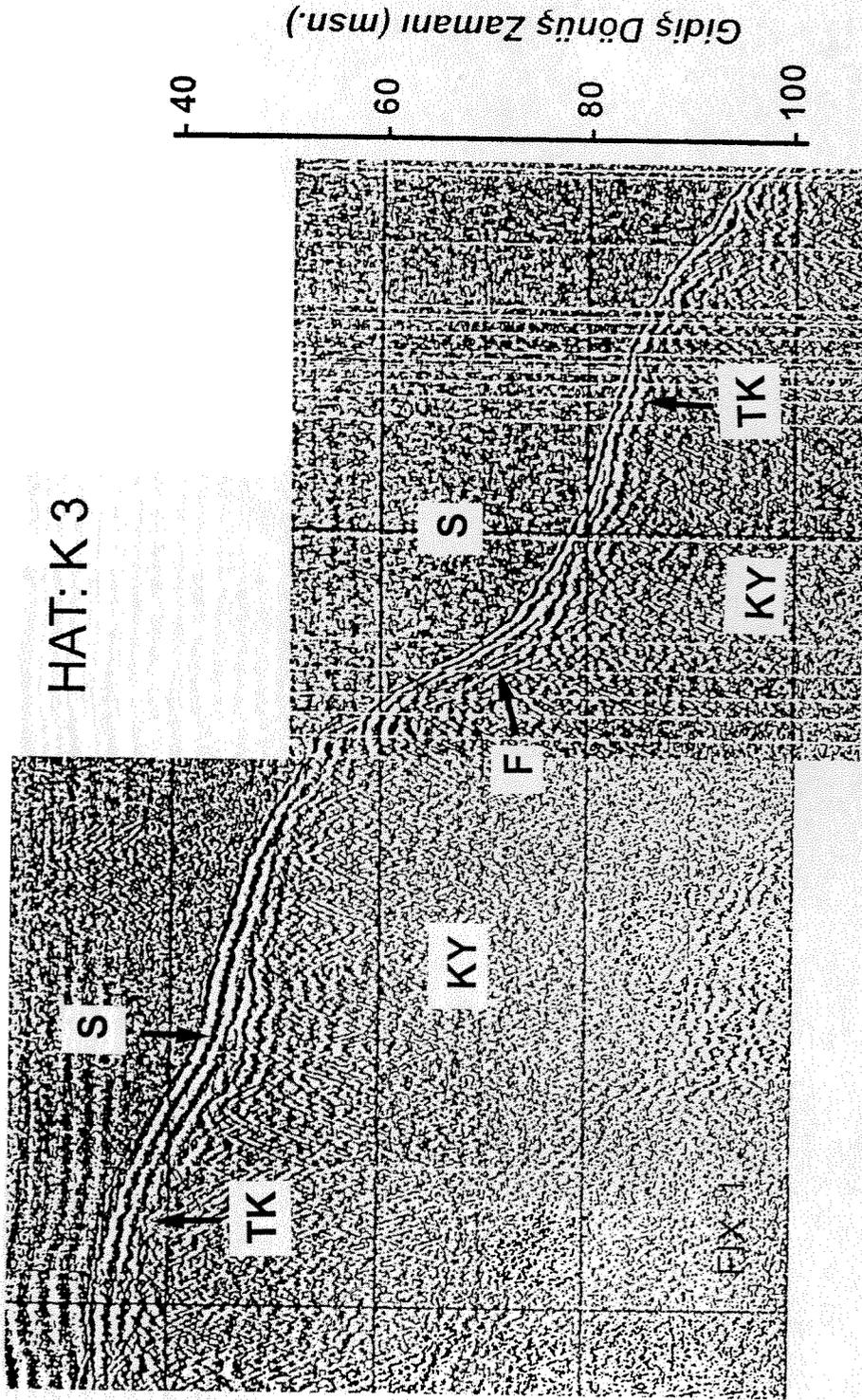
yapılarından (örnekler: EK 1, Fix: 5-7; EK 2, Fix: 3-4; EK 8, Fix: 2-3 arası). Teknecik önlerinde (Girne-Güzelyalı arasında) yapılan Yandan Taramalı Sonar çalışmalarında da bu türden aşınma yüzeylerinin varlıkları saptanmıştır. Teknecik'te, deniz tabanı tipik Karstik yapı özelliğini sergilediğinden dolayı, bu yüzeylerde kimyasal aşınmalardan kaynaklandığı düşünülen düzensizliklerde mevcuttur (Norman ve Atabey, 1988). Genel olarak kaotik yansıma şekillerinden dolayı, tabankaya'ların iç yapıları net olarak gözlenememesine karşın, tabanın nispeten düz olduğu kıyı bölgelerinde, tabankaya içerisindeki yapılar zayıfta olsa gözlenebilmiştir (Şekiller 3.5 ve 3.6).

Düzensiz erozyon yüzeyine ve fay kontrollü yapılara sahip olan tabankaya kıyıda yer alan jeolojik formasyonların deniz altındaki devamı niteliğindedir. KKTC kıyılarının, genel olarak Üst Pliyosen yaşlı formasyonlarla kaplı olduğu, bölgeye ait jeolojik harita incelendiğinde anlaşılmaktadır (Şekil 3.2). Bu formasyon, kahverengi marnlı ve parçalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Buna göre, bölgenin bir çok yerinden elde edilen sismik kayıtlarda gözlenen tabankaya, Üst Pliyosen yaşlı formasyonlardan oluşmaktadır. Ancak, sadece K2 ve K4 sismik hatlarında yani KKTC'nin batı kıyılarında yer alan tabankayanın bloklu, çakıllı, kumlu, siltli, ve killi pleyistosen yaşlı fanlomera olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.5; EK 3 ve 6). Diğer taraftan, KKTC'nin doğu kıyılarında elde edilen K10 (Şekil 3.8) ve K13 sismik kayıtlarındaki tabankaya ise Orta Miyosen yaşlı olup marn, kumtaşları ve kireç taşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.2). Grovaklar ve konglomeralar bu formasyonun içinde oldukça yaygındır. Özellikle Miyosen formasyonları çok faylanmış niteliktedir.

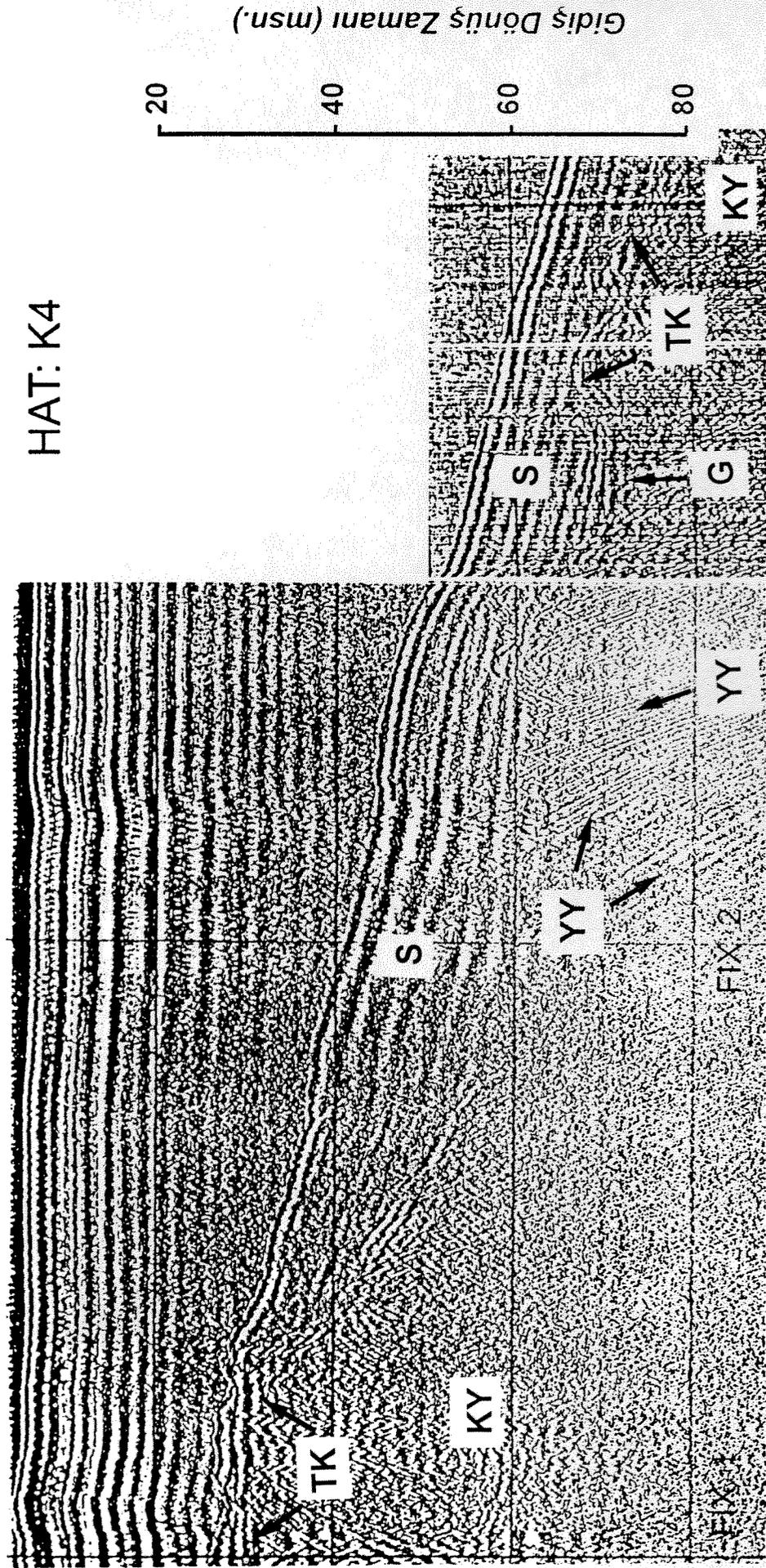
HAT: K1



Şekil 3.3: K1 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). G: Graben yapılanması.

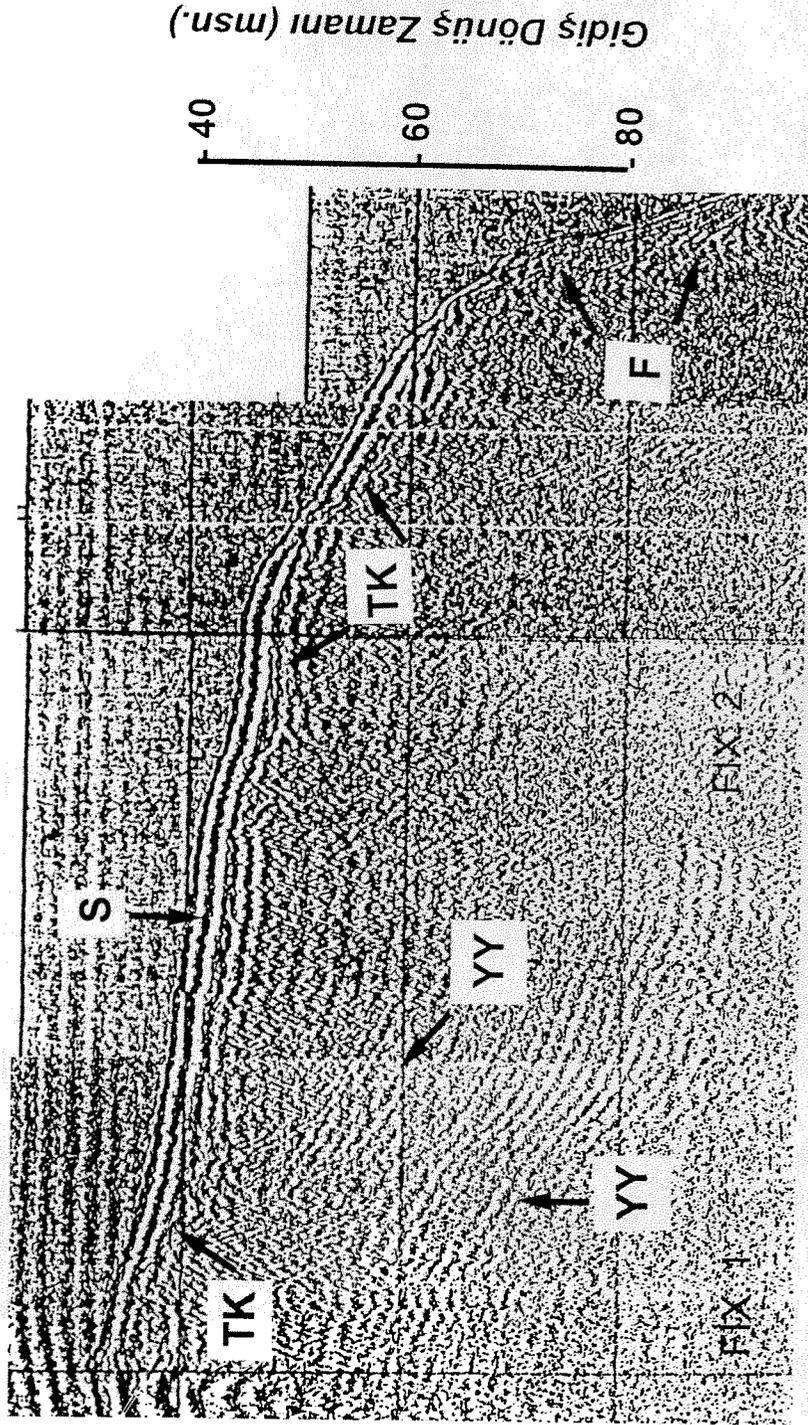


Şekil 3.4: K3 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). F: Tipik fay yüzeyi.

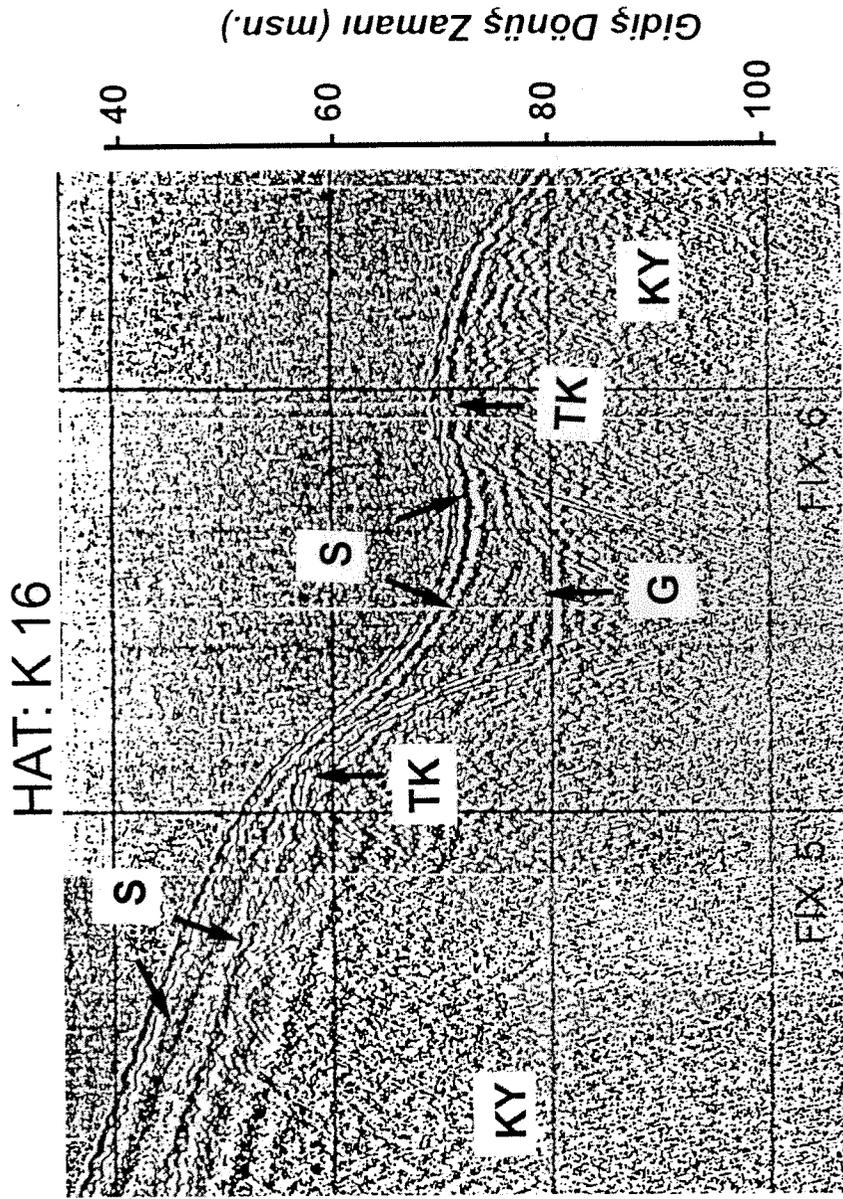


Şekil 3.5: K4 hattında gözlenen, yer yer ince ve yer yer kalın sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki yapısal yansımalar (YY). G: Graben yapılıması.

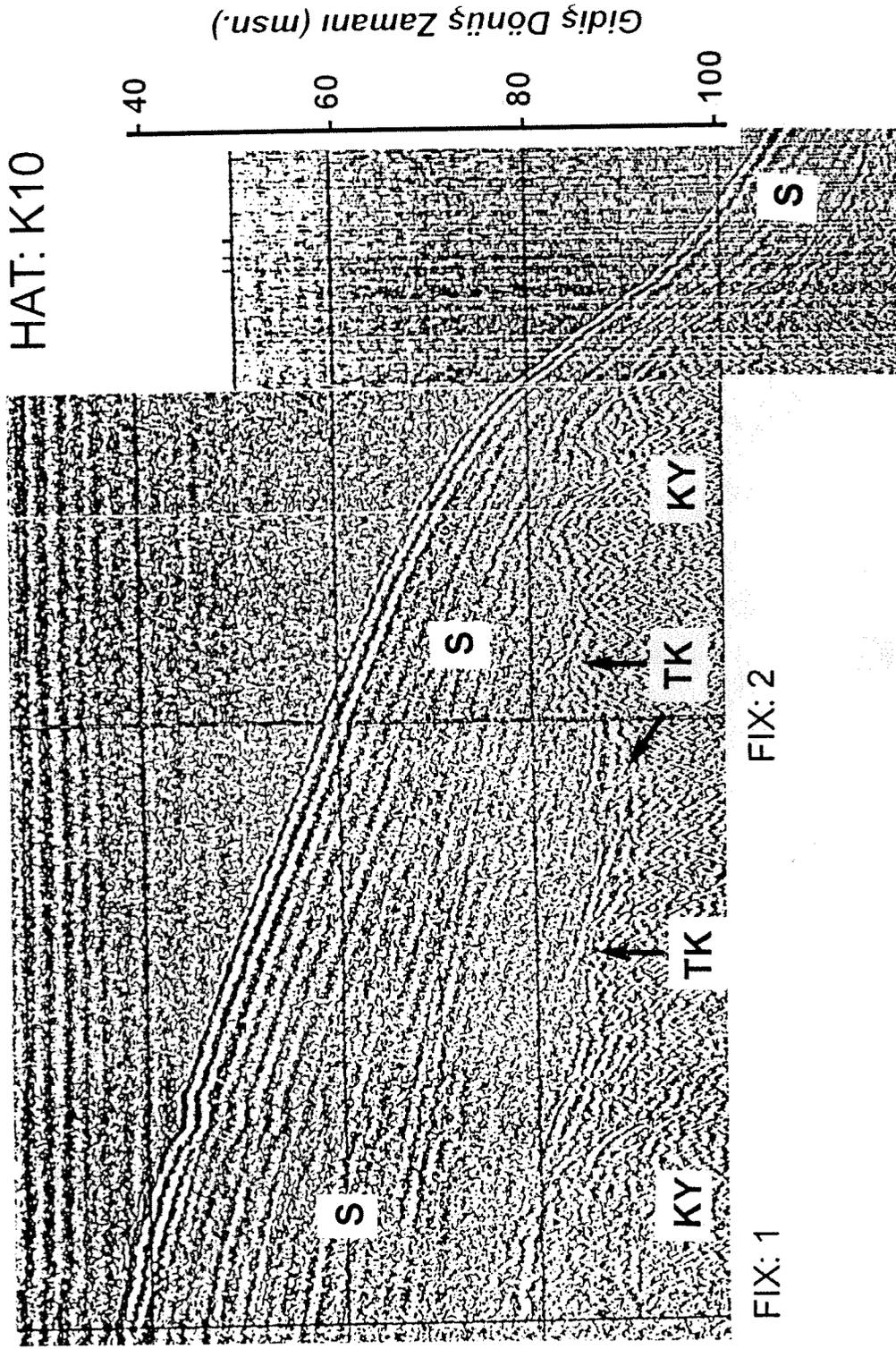
## HAT: K 14



Şekil 3.6: K14 hattında gözlenen, yer yer ince sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki yapısal yansımalar (YY). F: Tipik fay yüzeyi.



**Şekil 3.7: K16 hattında gözlenen, yer yer ince ve yer yer kalın Sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY). G: Tipik graben yapılıması.**



Şekil 3.8: K10 hattında gözlenen, kalın sedimanla (S) kaplanmış tabankayanın düzensiz aşınım yüzeyleri (TK) ve tabankaya içerisindeki karmaşık yansımalar (KY).

### 3.2.2. Holosen Öncesi Depolanmalar

Öncelikle Holosen depolanmalarının tabanı incelendiğinde, belirgin bir aşınma yüzeyinin özellikleri Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıtasahanlığında göze çarpmaktadır. Genel olarak kayalık bir taban yapısına veya çok ince bir sediman depolanmasına sahip olan KKTC kıtasahanlığının tamamını kaplayacak şekilde, Holosen öncesi depolanmaların herhangi bir izine rastlanılmamıştır. Sismik hatlar boyunca, tabankaya'da meydana gelen faylanmaların yarattığı graben yapılarının tabanlarında, Holosen öncesi depolanmaların izlerine rastlamak kuvvetle muhtemeldir (Şekil 3.3, 3.5 ve 3.7; EK 1-23). Ayrıca, Holosen öncesi depolanmalarının, Son Buzul Çağı'nda deniz seviyesinin düşmesi, buzul sonrası dönemde yüksek kıyasal girdilerin oluşması ve kıyı boyu akıntı hareketlerin varlığı nedeniyle, dik kıtasahanlığı boyunca derin deniz ortamlarına taşınması sonucunda oluştuğu düşünülmektedir. Bu depolanmaların, Son Buzul Çağı'nda eğim boyunca kıtasahanlığı eteklerinde toplanan Holosen öncesi depolanmalar olduğu, 180 m.sn. (TWT) de gözlenen deniz seviyesinin varlığına bakılarak anlaşılmıştır. Bu özellikteki depolanmalar, bölgedeki en kalın depolanmaları oluşturmaktadır. Bu depolanmaların taban sınırları tam olarak ayırt edilemediğinden dolayı, tam kalınlıklarının saptanması mümkün olmamıştır (EK 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 20, 22, ve 23).

### 3.2.3. Holosen Dönemi Depolanmaları

Bölgede Holosen dönemine ait olabilecek fakat sismik kayıtlarda ayırt edilmeyen iki farklı depolanma gözlenebilmiştir. Bunlarda birincisi tüm graben yapılarının iç depolanmalarının yüzeyini örten depolanmalardır (Şekil 3.3 ve 3.7). Bu türden depolanmaların, graben yapılarının eğimli kenarlarından akma ve kayma olaylarıyla graben tabanına depolanmış sedimanlar olduğu düşünülmektedir.

Holosen dönemine ait olan temel depolanmalar ise tüm taban kayaya ait yapıları örten ikinci tip güncel depolanmadır (EK 1-23). Bu depolanmalar hemen hemen tüm tabanı çok ince bir şekilde örtmektedir. Bölgeden elde edilen K10 sismik kesitinin sığ kesimlerinde 35 metrelere varan kalınlıklarda sediman depolanması gözlenmiştir (Şekil 3.8, EK 13).

Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıtasahanlıklarında gözlenebilen ve haritalanabilen Kıyusal Kum Kamalanması (Ediger ve diğ., 1997), KKTC kıyılarında yüksek eyim ve düşük sedimantasyondan dolayı gözlenememektedir. Ancak çok sığ kıyı zonlarında gözlenebileceği tahmin edilen bu tür depolanmaların, bu çalışma koşullarında algılanamamış olabileceği de düşünülmektedir.

### 3.3. BÖLGEDE GÖZLENEN DÜŞEY HAREKETLER

Tektonik olarak oldukça hareketli bir geçmişli olan Kıbrıs adası, bu açıdan çok farklı özellikleri bir arada taşımaktadır. Beşparmak Dağları boyunca ve kıyıya paralel bir şekilde uzanan faylanmaların etkileri deniz tabanındada gözlenmektedir. Genel olarak bir birine paralel, kimi zaman horst kimi zaman graben olarak gözüken faylanmalar, genel olarak kıyıya paralel olarak uzanmakta ve düşey atımlı olarak gözükmektedir (Şekil 3.2). Bu faylar adanın doğusunda K12 ve K13 hatlarının arasında (Kaplıca-Yenierenköy arasında) kıyı çizgisine çok yaklaşırlar. Kıyı çizgisine paralel olarak uzanan bu faylı zon K2 ve K3 hatlarının arasında (Koruçam Burnu-Güzelyalı arasında) denize ulaşarak deniz altında devam ederler. K1, K2 ve genel olarakta C16 hatları boyunca tabankaya'da gözlenen faylanmalar kıyı zonundaki bu faylanmaların devamı niteliğindedir (Şekil 3.2).

Bu çalışma sırasında elde edilen sismik kayıtlarda, bir çok düşey atımlı olarak gözlenen faylanmaların izlerine rastlanılmış olması, bölgenin tektonik bakımından

çok hareketli devreler geçirdiğini göstermektedir (EK 1-23). Hemen hemen sismik kayıtların tamamında gözlenebilen tabankaya'nın çok ani bir eğimle sismik kayıtlardan kaybolması bu eğim boyunca meydana gelmiş olabilecek büyük boyutlu faylanmaların varlığına işaret etmektedir (EK 1-23).

KKTC'nin kıyı zonunun jeolojisi ve tektoniği incelendiğinde, iki önemli özellik göze carpmaktadır. Jeolojik formasyonlar genel olarak kıyıya paralel olarak uzanmaktadır (Şekil 3.2). Bunun yanısıra, tektonik anlamda çok hareketli olan ve kıyıya paralel olarak uzanan jeolojik formasyonlar içinde çok yoğun olarak gözlenen faylanmalar da kıyıya paralel olarak uzanmaktadır. Bu faylanmaların yaşları hakkında kesin bir şey söyleyemesekde, Akdeniz kapanırken oluşmuş olabilecekleri düşünülmektedir. Buna göre bu faylanmaların Miyosen yaşlı olabileceklerini ve Üst Pliyosen'inde etkilenmiş olabileceğini söylemek mümkündür.

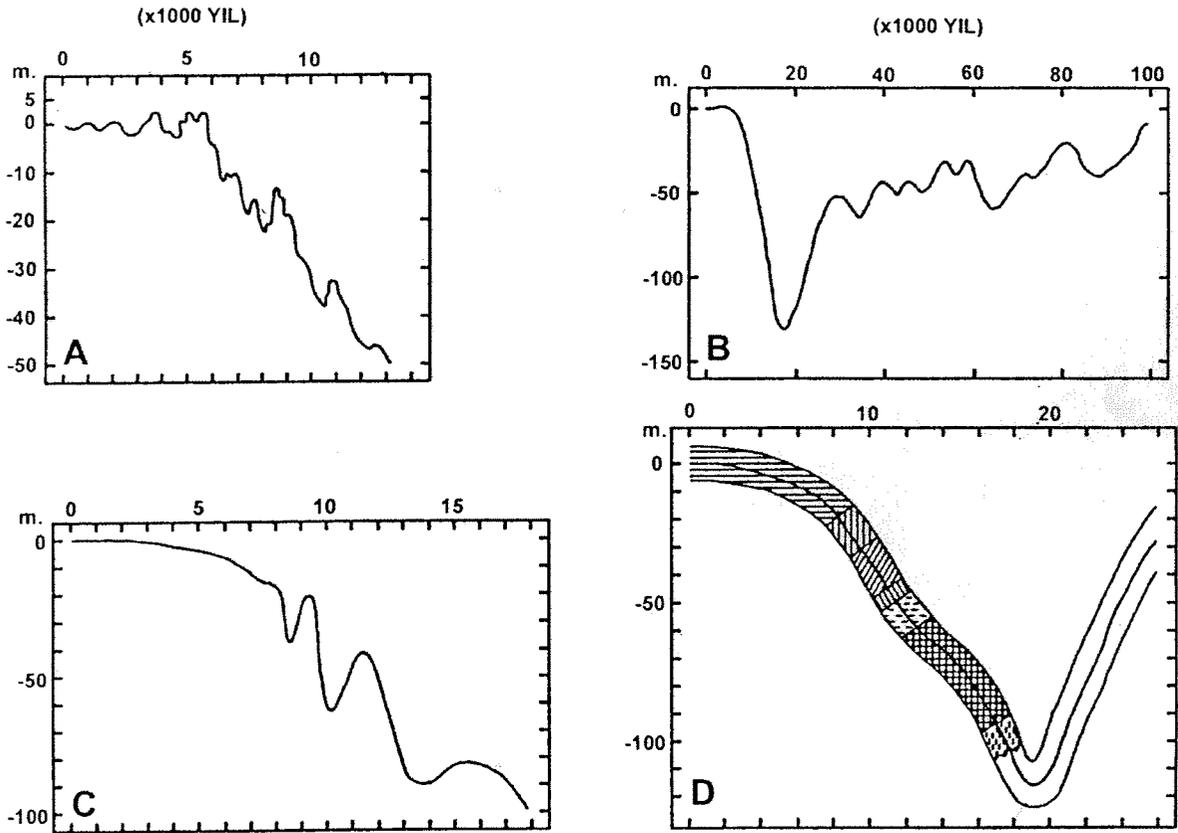
Bölgenin genel tektonik hareketlerinin saptanabilmesi için, sismik stratigrafik çalışmalarda ayırt edilen ve aralarında sağlıklı bir şekilde eşlemelerin yapılabildiği sekilerin, derinlikleri arasındaki farklar genellikle  $\pm 2$  m civarındadır. Bu miktarlardaki farklılıklara dayanarak, bölgenin tektoniği hakkında birşeyler söylemek mümkün görülmemiştir. Bu farklılıkları yaratabilecek bir çok aletsel ve ortamsal faktörün olabileceği ve bu miktardaki derinlik farklarının hata sınırlarımızın içinde kalabileceği düşünülmektedir.

#### **3.4. Eski Kıyı Çizgileri**

Yaklaşık günümüzden 20.000 yıl önce, deniz seviyesi bu günkü seviyesinden 130 m daha aşağıda olduğuna bazı araştırmacılar değinmiştir (Chappell ve Shackleton, 1986; Curray, 1960). Son Buzul Çağı'ndan sonra deniz seviyesi bugünkü seviyesinden daha yüksek bir konuma, günümüzden yaklaşık 6000 yıl önce

ulaştığında bir çok araştırmacı tarafından değinilmektedir (Fairbridge, 1961; Chappell ve Shackleton, 1986; Curray, 1960). Akdeniz'de günümüz deniz seviyesi, küresel ısınmaya bağlı olarak yükselmeye devam etmektedir. Bu doğrultuda Sestini (1989) tarafından yapılan bir araştırmada, son 100 yıl içinde Akdeniz'in 15 cm lik bir yükselmeye maruz kaldığı sonucuna varılmıştır.

Onbir farklı derinlikte bir çok sismik kayıta ayırt edilebilen seviyeler, deniz seviyesinin o dönemlerde durağan olduğu izlenimi vermektedir. Kuzey Kilikya-Adana Havzası kıtasahanlıklarında genel olarak sediman kamalanmaları şeklinde kendini gösteren bu deniz seviyesi değişim dönemleri (Şekil 3.9) (Ediger ve diğ., 1999), KKTC kıtasahanlıklarında tabankaya'nın aşınmasıyla oluşmuş sekiler şeklinde gözlenebilmektedir (EK 1-23). Sedimantasyon hızının çok az olduğu bu alanlarda, faylanmalarla kırılmış ve zayıflamış tabankaya'ların aşınarak deniz seviyelerinin durağan olduğu dönemleri temsil ettikleri ve seki oluşumlarına neden oldukları düşünülmektedir. Gerek bu yataya yakın seki yüzeylerinde gözlenen düzensiz aşınma yüzeyleri ve gerekse Kilikya-Adana Havzası'nda daha önceki çalışmalarda gözlenen deniz seviyeleri değişim derinlikleri (Ediger ve diğ., 1999 ve Okyar ve Ediger, 1998), bu sekilerin deniz seviyelerinin değişim dönemlerinde durağan olduğu dönemleri temsil ettiklerini kanıtlamaktadır. Bu seviyeler, yaşlı olandan genç olana doğru sırasıyla, -138, -107, -94, -83, -69, -62, -53, -46, -40, -32, ve -23 m dir ve bu seviyeler sismik kesitletde 1 den başlayarak 11 kadar sırasıyla numaralanmışlardır (EK 1-23). Genel olarak sedimantasyonun çok az olduğu bu alandaki deniz seviyelerinin değişimleri, Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıta sahanlıklarında gözlemlendiği gibi (Ediger ve diğ. 1999) depolanmaların kamalanmasıyla değil daha çok tabankaya üzerindeki yataya yakın aşınma yüzeyleriyle ayırt edilmiştir. Bu deniz seviyeleri ile ilgili detaylı yorumlar Şekil 3.9 kullanılarak aşağıda yapılmıştır.



**Şekil 3.9 :** *Deniz seviyesi değişim eğrileri. A: (Fairbridge, 1961), B: (Chappell ve Shackleton, 1986), C: (Curry, 1960), ve D: (Arbouille ve Stanley, 1991).*

**1. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -135 m derinlikte Kuruçam Burnu'nda başlayan bu depolanma en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda yine -135 m derinlikte gözlenmiştir (EK 1, 2, 4, 6, 7, 8, 12, 13, 15, 16, 20, 22, ve 23). Ortalama olarak -138 m derinlikte gözlenen bu seviyenin Son Buzul Çağı'nda meydana gelen deniz seviyesi alçalmaları sırasında kıtasahaneliğinde depolanmış bulunan Holosen öncesi depolanmaların, havzanın iç kısımlarına doğru akma ve kayma olaylarının etkisiyle, daha derinlere taşınması sonucunda oluştuğu tahmin edilmektedir. Aynı zamanda bu seviyenin, Son Buzul Çağı sonrasında deniz seviyesinin yükselmeye başladığı nispeten yağışlı ve ılıman dönemlerde, kıta sahanlığındaki sedimanları da kapsamış

olması kuvvetle mühtemeldir. Bu depolanma sismik kayıtlarda karmaşık ve az paralel yansıma şekilleri ile tanımlanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -138 m de (182msn.) durmakta olduğu bu dönem, kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 20 000 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Chappell ve Shackleton, 1986). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**2. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -105 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -107 m derinliğe kadar inmektedir (EK 1, 2, 4, 6, 8, 13, 15, 18, 19, ve 23). Bu türden bir seviye bu güne değin yapılan çalışmalarda ayırt edilmemiştir. Bu seviyenin, Son Buzul Çağı sonrası deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde ortalama olarak -107 m de durduğu bir dönemde oluştuğuna inanılmaktadır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -107 m de (142msn.) durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 18 000 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**3. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -94 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -90 m derinliğe inmektedir (EK 1, 2, 3, 6, 8, 13, 17, 19, 20, ve 22). Bu seviyenin, deniz seviyesinin ortalama olarak -94 m derinde olduğu dönemlerde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -94 m de (126 m.sn.) durmakta olduğu döneme ait olan bu kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 17 000 yıl önceki bir dönemi

temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**4. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -83 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda da -83 m derinlikte gözlenmiştir (EK 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 13, 19, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesinin ortalama olarak -83 m derinde olduğu dönemlerde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -83 m de (110m.sn.) durmakta olduğu dönemi temsil eden bu kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 16 000 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**5. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -68 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda da -71 m derinlikte gözlenmiştir (EK 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 15, 16, 18, 19, 20, 22, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesinin ortalama olarak -69 m derinde olduğu dönemlerde oluştuğu tahmin edilmektedir.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -69 m de (92m.sn.) durmakta olduğu döneme ait olan bu kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 14 000 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**6. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -62 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -64 m derinliğe kadar inmektedir (EK 1, 2, 3, 4, 6, 9, 10, 12, 13, 16, 19, 20, 22, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesi ortalama olarak -62 m derinlikte durmakta iken oluştuğu hesaplanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -62 m de (83 m.sn.) durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 12 500 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**7. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -52 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -54 m ye kadar inmektedir (EK 1, 2, 6, 8, 9, 10, 12, 13, 16, 17, 20, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesi ortalama olarak -53 m derinlikte durmakta iken oluştuğu hesaplanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -53 m de (70 m.sn.) durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 11 500 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**8. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -46 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -47 m ye kadar inmektedir (EK 1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 10, 12, 16, 18, 19, 20, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesi ortalama olarak -46 m derinlikte durmakta iken oluştuğu hesaplanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -46 m de (62 m.sn.) durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 11 000 yıl önceki bir dönemi temsil

ettiği düşünölmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**9. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden -37 m daha derinde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda -40 m ye kadar inmektedir (EK 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 15, 16, 18, 19, 20, 22, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesi ortalama olarak -40 m derinlikte durmakta iken oluştuğu hesaplanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -40 m de (51m.sn.) durmakta olduğu bu döneme ait kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 10 500 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünölmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine oldukça paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**10. Seviye:** Günümüzdeki deniz seviyesinden yaklaşık -30 m daha derinde durduğu dönemde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda da -30 m derinlikte gözlenmiştir (EK 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, ve 23). Bu seviyenin, deniz seviyesi ortalama olarak -32 m derinlikte durmakta iken oluştuğu hesaplanmıştır.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -32 m de (42m.sn.) durmakta olduğu bu dönem, kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 9 500 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünölmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

**11. Seviye:** Deniz seviyesinin günümüzdeki seviyesinden -24 m daha derinde durduğu dönemde Koruçam Burnu'nda başlayan bu seviye, en doğuda yer alan Zafer Burnu'nda da -24 m derinlikte gözlenmiştir (EK 7, 8, 9, 12, 15, 19, 20, 22, ve 23). Ortalama olarak havzanın kuzey kıyılarındada gözlenen bu seviyenin -23 m de Tabankaya üzerinde gözlenmektedir.

Deniz seviyesinin ortalama olarak -23 m de (30m.sn.) durmakta olduğu bu dönem, kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 8 500 yıl önceki bir dönemi temsil ettiği düşünülmektedir (Arbouille ve Stanley, 1991). Bu kıyı çizgisi, günümüz kıyı çizgisine paralel ve yakın bir şekilde uzanmaktadır.

Deniz seviyesi yaklaşık günümüzden 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesi bugünkü konumuna ulaşmıştır. Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıyılarındada gözlenen kıyasal kum kamalanmaları, bu dönemden itibaren oluştuğu düşünülmektedir (Ediger ve diğ., 1999). KKTC kıyılarındada gerek dar ve eğimli kıtasahanlığı ve gerekse düşük sedimentasyon hızından dolayı, bu türden kıyasal kum kamalanmaları gözlenememektedir.

## BÖLÜM 4: SONUÇLAR

Kilikya-Adana Havzası'nın dar kıta sahanlığı geç-Kuvaterner çökellerini ve Holosen dönemi deniz seviyeleri değişimini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu araştırmada, farklı transgressif seviyeler varlığı tespit edilmiştir. Bölgeye ait tabankaya'nın, düzensiz erozyon yüzeylerine ve fay kontrollü yapılanmaya sahip olduğu ve faylanmış zayıf yüzeylerinin deniz seviyelerinin durağan olduğu dönemlerde aşınarak seki oluşumlarına neden olduğu anlaşılmıştır. Kilikya-Adana Havzası'nın kuzey kıtasahanlığında gerçekleştirilen ve bu projenin ilk bölümünü oluşturan araştırma sonucundan elde edilen verilerle karşılaştırıldığında, bu sekilerin deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde oluştuğu sonucunu vermektedir.

Çalışma sahası içerisinde en yaşlı transgresif seviyenin geç-Kuvaterner öncesi dönemde, deniz seviyesinin -138 m maksimum derinliğe günümüzden yaklaşık olarak 20 000 yıl önce oluştuğu açıklanmıştır. Bu döneme ait sedimantasyonun, Son Buzul Çağı'nda deniz seviyesi alçalırken kıta sahanlığında depolanmış bulunan sedimanların, kıtasahanlığının eğimi boyunca havzanın derinlerine doğru akmalarından ve kaymalarından kaynaklandığı düşünülmektedir. KKTC kıyılarında, Flandrian Baskını dönemine ait olduğu belirlenen onbir farklı transgressif seviyelerin, aşağıdan yukarıya doğru, sırasıyla deniz seviyesinin -138 m, -107 m, -94 m, -83 m, -69 m, -62 m, -53 m, -46 m, -40 m, -32 m, ve -23 m derinliklerde durduğu dönemlerde oluştuğu belirlenmiştir. Bu seviyeler kuzey Kilikya-Adana Havzası kıtasahanlıklarıyla karşılaştırıldığında, en derinde ve Son Buzul Çağı'nda deniz seviyesinin ulaştığı son noktanın derinliklerinin kuzey ve güney kıtasahanlıklarında yaklaşık -138 m de olduğu gözlenmiştir. Bu sonuç bize bu dönemdeki seviyenin, oluşuktan sonra herhangi bir düşey hareketin etkisinde kalmadığı sonucunu vermektedir. Kilikya-Adana Havzası'nın Güney ve Kuzey

kıtasahanlıklarında gözlenen diğer seviyeler arasında ortalama olarak  $\pm 2m$ 'lik farklılıklar gözlenmektedir. Bir birine çok yakın bu seviyeler, Kilikya-Adana Baseni'nin kuzey ve güney kıta sahanlıklarındaki düşey hareketlerin aynı değerlerde olduğu sonucunu vermektedir. Her iki kıtasahanlığında gözlenen bu seviyelerin derinlikleri arasındaki bu farkları etkileyen bir çok aletsel ve ortamsal etkilerin olduğu bilinmektedir. Çok kalın bir sediman depolanmasının gözleendiği kuzey kıtasahanlığında, sedimanların kalınlıkları hesaplanırken kullanılan 1700 m/sn'lik ses hızından, deniz suyu sıcaklıklarından, sismik sistemin algılama hassasiyetinden, bölgenin gel git koşullarından ve diğer başka nedenlerden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir.

Güncel depolanmayı temsil eden kıyasal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökelediği açıklanmış olmasına karşın, bu türden depolanmaların varlığına, KKTC'nin kıyı zoneuyla yaklaşık 20 metrelik su derinlikleri arasında kalan çalışılmamış zoneun dışındaki alanlarda rastlanamamıştır. Bunun en önemli nedenleri olarak, güney kıyılarında kıtasahanlığının dar ve çok eğimli olmasının yanısıra düşük sedimantasyon hızına sahip olmasıdır.

kıtasahanlıklarında gözlenen diğer seviyeler arasında ortalama olarak  $\pm 2$ m'lik farklılıklar gözlenmektedir. Bir birine çok yakın bu seviyeler, Kilikya-Adana Baseni'nin kuzey ve güney kıta sahanlıklarındaki düşey hareketlerin aynı değerlerde olduğu sonucunu vermektedir. Her iki kıtasahanlığında gözlenen bu seviyelerin derinlikleri arasındaki bu farkları etkileyen bir çok aletsel ve ortamsal etkilerin olduğu bilinmektedir. Çok kalın bir sediman depolanmasının gözlemlendiği kuzey kıtasahanlığında, sedimanların kalınlıkları hesaplanırken kullanılan 1700 m/sn'lik ses hızından, deniz suyu sıcaklıklarından, sismik sistemin algılama hassasiyetinden, bölgenin gel git koşullarından ve diğer başka nedenlerden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir.

Güncel depolanmayı temsil eden kıyasal kum kamalanmasının, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmış olmasına karşın, bu türden depolanmaların varlığına, KKTC'nin kıyı zoneuyla yaklaşık 20 metrelik su derinlikleri arasında kalan çalışılmamış zonun dışındaki alanlarda rastlanamamıştır. Bunun en önemli nedenleri olarak, güney kıyılarında kıtasahanlığının dar ve çok eğimli olmasının yanısıra düşük sedimantasyon hızına sahip olmasıdır.

## KAYNAKLAR

- Aksu A.E., A. Uluğ, D.J.W. Piper, Y.T. Konuk and S. Türgüt (1992). Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and İskenderun Başını: northeast Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 104: 55-71.
- Alavi S.N. (1980). Micropaleontological studies of recent sediments from the Cilician Başını (NE-Mediterranean). Ph.D. Thesis, University of London, 223p.
- Alavi S.N., V. Ediger and M. Ergin (1989). Recent sedimentation on the shelf and upper slope in the Bay of Anamur, southern coast of Türkiye. *Mar. Geol.*, 89: 29-56.
- Alexander C.R., C.A. Nittrouer and D.J. De Master (1986). High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 6: 337-357.
- Arbouille D. and D.J. Stanley (1991). Late Quaternary evolution of the Burullus lagoon region, north-central Nile delta, Egypt. *Mar. Geol.*, 99: 45-66.
- Arhan M. (1987). On the large scale dynamics of the Mediterranean outflow. *Deep-Sea Res.*, 34/7: 1187-1208.
- Baird D.W. (1971). Review of Mediterranean Alpine Tectonics. In: (A.S. Campbell, editor), *Geology and History of Türkiye*. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.139-158.
- Baroz F., D. Bernoulli, B. Biju-Duval, J.J. Bizon and J. Letouzey (1978). Correlations of the Neogene formations of the Florence Rise and of northern Cyprus: paleogeographic and structural implications. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 42(1): pp. 903-926.
- Beltrandi M.D. and Ph. Biro (1975). The geology and geophysics of the İskenderun Başını offshore southern Türkiye. *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.* 23: 31-33.
- Beydoun Z.R. (1977). The Levantine Countries; The geology of Syria and Lebanon. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Başınıs and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.319-353.
- Biju-Duval B., J. Letouzey, L. Montadert, P. Courrier, F. Mugniot and J. Sancho (1974). Geology of the Mediterranean Sea Başınıs. In: (C.A. Burk and C.L. Drake, editors), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin, pp.695-721.
- Biju-Duval B., J. Dercourt and X. Le Pichon (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: (B. Biju-Duval and L. Montadert, editors), *Structural History of the Mediterranean Başınıs*. Editions Technip, Paris, pp.143-164.
- Biju-Duval B., J. Letouzey and L. Montadert (1978). Structure and evolution of the Mediterranean Başınıs. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 42(1): pp. 951-984.
- Biju-Duval B. and J. Dercourt (1980). Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys?. *Bull. Soc. Geol. France*, 22/1: 43-60.

- Bizon G., B. Biju-Duval, J. Letouzey, D. Monod, A. Poisson, B. Özer, and E. Öztümer, (1974). Nouvelles Précisions Stratigraphiques Concernant les Bassins Tertiaires du Sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana). *Inst. Franç. Petrole Rev.*, 29/3: 74-140.
- Bodur M.N. (1987). Recent inshore sedimentation in the Bay of Mersin. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 132p.
- Bodur M.N. and M. Ergin (1989). High resolution seismic reflection studies of the Quaternary coastal deposits in the Bay of Mersin (Turkey), NE Mediterranean. European Geophysical Society XIV General Assembly, 13-17 March 1989 Barcelona. Spec. Issue (*Annales Geophysicales*), p.15.
- Bowen D.Q. (1978). Quaternary Geology, A stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Pergamon Press Ltd., Headington Hill Hall, Oxford England, 221p.
- Buckley H.A., L.R. Johnson, N.J. Shackleton and R.A. Blow (1982). Late Glacial to Recent cores from the eastern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res.*, 29: 739-766.
- Canals M., E. Catafau and J. Serra (1988). Sedimentary structure and seismic facies of the inner continental shelf north of the Ebro Delta (northwestern Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.*, 8: 961-977.
- Carter T.G., J.P. Flanagan, C.R. Jones, F.L. Marchant, R.R. Murchison, J.H. Rebman, J.C. Sylvester and J.C. Whitney (1972). A new bathymetry chart and physiography of the Mediterranean Sea. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.1-23.
- Chappell J. and N.J. Shackleton (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324/13: 137-140.
- Cita M.B., R.C. Wright, W.B.F. Ryan and A. Longinelli (1978). Messinian Paleoenvironments. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 42(1): pp.1003-1035.
- Clube, T.M.M., K.M. Creer and A.H.F. Robertson (1985). Paleorotation of the Troodos microplate, Cyprus. *Nature*, 317: 522-525.
- Colantoni P., A. Fabbri and P. Gallignani (1981). Seismic-stratigraphic interpretation of high-resolution profiles: some applied examples. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 23: 89-106.
- Collins M.B. and F.T. Banner (1979). Secchi disc depths; suspensions and circulation, north-eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 31: M39-M46.
- Curry, J.R., 1960 Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico. In: (F.P. Shepard, F.B. Phleger and T.H. van Andels, editors), *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*. Am. Assoc. Petrol. Geol., pp.221-266.
- Çölaşan U.E. (1968). Türkiye Yer Rüzgarları. Türkiye Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Dewey J.W., W.C. Pitmann, W.B.F. Ryan and J. Bonnin (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Diren G. (1985). Effect of waves on grain size distribution along nearshore zone of Erdemli beach, Mersin, Turkey. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 130p.

- Dixon J.E. and A.H.F. Robertson (1985). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Special Publication. Geol. Soc. London, Blackwell Scientific Publications, Oxford., pp.1-74.
- DSİ (1978). Mersin-Berdan ve Efrenk Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 60s.
- Ebren G. (1982). Morphology and flow characteristics of the Lamas River mouth. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 133p.
- Ediger V.(1987). Recent Sedimentation in the Bay of Anamur. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 127p.
- Ediger V. (1991). Recent sedimentology and Holocene evolution of the western shelf of the Mersin Bay (NE Mediterranean Sea). Ph.D. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 170p.
- Ediger V., M. Okyar and M. Ergin (1993). Seismic-stratigraphy of the fault-controlled submarine canyon/valley system on the shelf and upper slope of Anamur Bay, northeastern Mediterranean Sea. Mar. Geol., 115: 129-142.
- Ediger V., G. Evans and M. Ergin (1997). Recent surficial shelf sediments of the Cilician Başın (Turkey), northeastern Mediterranean. Cont. Shelf Res., 17/13: 1659-1677.
- Ediger, V., Okyar, M., Tekiroğlu, S.E., Görür, N. ve Çağatay, N. 1999. Kilikya-Adana Havzası Kıta Sahaneliği geç-Kuvaterner Çökellerinin Araştırılması-I Projesi, Sonuç Raporu (TÜBİTAK Proje Kod No: YDABÇAG 599/G). ODTÜ, Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, 86s.
- Emelyanov E.M. (1972). Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea : In: (D.J. Stanley, editor), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.355-386.
- Emery K.O., B.C. Heezen and T.D. Allan (1966). Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. Deep-Sea Res., 13: 173-192.
- Emiliani C. and R.F. Flint (1980). The Pleistocene Record. In: (M.N. Hill, editor), The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas, the earth beneath the sea history, Vol. 3. Robert E. Kriger Publishing Company Huntington, Newyork, pp.888-927.
- Ergin M., K. Timur, M. Okyar, M.N. Bodur ve V. Ediger (1989). Akdeniz Gübre Sanayi A.Ş'nin Mersin Tesisleri Önünde İskele Yapım Projesi İle İlgili Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Çalışmalarının Sonuç Raporu. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 43s.
- Ergin M., M. Okyar and K. Timur (1992a). Seismic stratigraphy and late Quaternary sediments in inner and mid-shelf areas of eastern Mersin Bay, Northeastern Mediterranean Sea. Mar. Geol., 104: 73-91.
- Ergincan F.S. (1985). Determination of the sediment yield and the mineralogy of the Lamas River. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 76p.
- Eriñ S. (1963). Yeryüzünün Şekillenmesi. (İ.Ketin, editör), Umumi Jeoloji II. Kısım, Arzkabuğunun Dış Olayları ve Yeryüzü Şekilleri. İst. Teknik Üniversitesi Kütüphanesi Sayı: 513, Berksoy Matbaası, İstanbul, Türkiye, s.1-13.
- Eriñ S. (1978). Changes in Physical environments in Turkey since the end of the last glacial. In: (W.C. Brice, editor), The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age. Academic Press, London, pp.87-108.

- Erol O. (1981). Occurrences of the marine Quaternary formations in Turkey. *Geol. Medit., Numero Spec.*, pp.53-69.
- Erol O. (1993). Türkiye kıyılarındaki bağıl deniz düzeyi değişimleri ve bunun Göksu Deltası ile diğer deltaların evrimine etkisi. DHKD, Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri Bildiri Metinleri, Mart 1993. DHKD, PK. 18, 80810 Bebek-İstanbul, Türkiye, s.128-138.
- Evans G. (1971). The recent sedimentation of Turkey and the adjacent Mediterranean and Black Seas: a review. In: (A.S. Campbell, editor), *Geology and History of Turkey*. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.385-406.
- Evans G., P. Morgan, W.A. Evans, T.R. Evans and J.M. Woodside (1978). Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterranean between Cyprus and Turkey. *Geology*, 6: 6-18.
- Fairbridge R.W., 1961 Eustatic changes in sea-level. In (L.H. Ahrens, F. Press, K.Rankama and S.K. Runcorn, editors), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, Vol.4, pp.99-185
- Finetti I. and C. Morelli (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 15: 263-340.
- Gedik A., Ş. Birgili, H. Yılmaz ve R. Yoldaş (1979). Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bült.*, 22/1: 7-26.
- Goedicke T.R. (1972). Submarine canyons on the central continental shelf of Lebanon. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.655-670.
- Got H., C. Bouye and L. Mirabile (1987). Lithoseismic analyse: a method for sedimentology. *Oceanol. Acta*, 10: 1-13.
- Görür N., M. Sakinç, A. Barka, A. Akkök and Ş. Ersoy (1995). Miocene to Pliocene paleogeographic evolution of Turkey and its surrounding. *J. Hum. Evol.*, 28: 309-324.
- Gülümser R. (1978). Proximal shelf sediments off Erdemli (Mersin). M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 131p.
- Gvirtzman G. and B. Buchbinder (1976). The dessication events in the eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other Miocene dessication events in the başins around the Mediterranean. *Inter. Symp. on the Structural History of the Mediterranean Başins*, Split, Yugoslavia, pp.411-420.
- Gvirtzman G. and B. Buchbinder (1978). The Late Tertiary of the coastal plain and continental shelf of Israel and its bearing on the history of the eastern Mediterranean. In: (D.A. Ross, Y.B. Neprochnov et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 42(2): pp.1195-1222.
- Hall K.J. (1981). Bathymetric Chart of the Northeastern Mediterranean Sea. Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Herman J., J. Thommeret and C. Grazzini (1969). Micropaleontology, paleotemperatures, and radiocarbon dates of Quaternary Mediterranean deep-sea cores. 8th. INQUA Congress Proceedings (abstract) p.174.
- Herman Y. (1972). Quaternary eastern Mediterranean sediments: Micropaleontology and climatic record. In: (D.J. Stanley, editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.129-147.

- Hsü J.K. (1977). Tectonic evolution of the Mediterranean başını. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Başını and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.29-75.
- Hsü J.K., L. Montadert et al. (1978). Sites 375 and 376: Florence Rise. In: (K. Hsü, L. Montadert et al., editors), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 42(1): pp.219-304.
- İlker S. (1975). Adana baseni kuzey-batısının jeolojisi ve petrol olanakları. Arama arşiv no: 975 T.P.A.O., Arama Grubu Başkanlığı Jeoloji Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, 68s.
- IMS-METU., 1984. AKTEK Project. Oceanographic studies between Akkuyu and Tekneçik. Part-3., Continuous measurement with current meters at Akkuyu and Tekneçik. Turkish Electricity Authority (TEK). Institute of Marine Sciences. Technical Report. pp. 5-10.
- IOC (1981). International bathymetric chart of the Mediterranean (1/1 000 000 scale, sheet 10). Intergovernmental Oceanographic Commission. Head Department of Navigation and Oceanography, USSR.
- Jackson J. and D.P. McKenzie (1984). Active Tectonics of Alpine-Himalayan Belt between western Türkiye and Pakistan. Geophys. J.R. Astron. Soc., 77: 185-264.
- Kapur S., V.S. Çavuşgil, M. Şenol, N. Gürel and E.A. Fitz-Patrick (1990). Geomorphology and pedogenic evolution of Quaternary calcretes in the northern Adana Başını of Southern Türkiye. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 34/1: 49-59.
- Kennett J.P. (1982). Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 813p.
- Ketin İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İst. Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, Teknik Üniversite Matbaası Yayın No: 1259, İstanbul, Türkiye, 595s.
- King C.A.M. (1972). Beaches and Coasts. Edward Arnold Publishers Ltd, London. 570p.
- Komar P.D. (1976). Beach Processes And Sedimentation. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 429p.
- Lacombe H. and P. Tchernia (1972). Caracteres Hydrologiques et Circulation des Eaux en Mediterranee. In: (D.J. Stanley, editor), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp.25-36.
- Laubscher H. and D. Bernoulli (1977). Mediterranean and Tethys. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Başını and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.1-28.
- Lort J.M. and F. Gray (1974). Cyprus: seismic studies at sea. Nature, 248: 745-746.
- Lort J. M. (1977). Geophysics of the Mediterranean Sea başını and margins. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), The Ocean Başını and Margins, The Eastern Mediterranean, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.151-213.
- Malovitsky Ya.P., E.M. Emelyanov, O.V. Kazakov, V.N. Moskalenko, G.V. Osipov, K.M. Shimkus and I.S. Chumakov (1974). Geological structure of the Mediterranean sea floor (based on geological-geophysical data). Mar. Geol., 18: 231-261.

- MASU OŞİNOGRAFI (1975). Sewers and Effluent Disposal Environmental Studies in Taşucu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 94p.
- MASU OŞİNOGRAFI (1977). Sewers and Effluent Disposal Environmental Studies in Incekum Burnu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 27p.
- McKenzie D.P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226: 239-243.
- Meteoroloji Bülteni (1970). Mersin (İçel) İklimi. Türkiye Cumhuriyeti Tarım Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Teknik ve Yayın Şubesi Araştırma Servisi, Ankara, 9s.
- Mitchum Jr.R.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level Part 11: Glossary Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, Tulsa, Oklahoma, pp.205-212.
- Mitchum Jr.R.M., P.R. Vail and S.III. Thompson (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 2: The depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.53-82.
- Mitchum Jr.R.M., P.R. Vail and J.B. Sangre (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.117-133.
- Morelli C. (1973). Geophysics of the Mediterranean. *Bull. Etude Commun. Medit. Monaco*, Sp. Publ. 7: 27-111.
- Morelli C., M. Pisani and G. Gantar (1975). Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 17: 127-168.
- Morelli C. (1978). Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. *Tectonophysics*, 46: 333-346.
- Mulder C.J., P. Lehner and D.C.K. Allen (1975). Structürel evolution of the Neogene salt başınıns in the eastern Mediterranean and the Red Sea. *Geol. Mijnbouw*, 54: 208-221.
- Mullineaux L.S. and G.P. Lohman (1981). Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. *J. Foraminiferal Res.*, II/1: 20-39.
- Nesteroff W.D. (1973). The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene. In: (W.B.F. Ryan, K.J. Hsü et al., editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office , Bull., 13(2): pp.1257-1261.
- Norman, N.T. ve Atabey,M.E., 1988. Karst Features on the Northern Shelf of Cyprus. *METU JOURNAL OF PURE AND APPLIED SCIENCES*. Vol,21, No.1-3, pp.297-306.
- ODTÜ-DBE (1984). Oceanographic studies between Akkuyu and Tekneçik (Aktek Project), Part 1-3. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye.
- ODTÜ-DBE (1985). Anamur kanalizasyon deniz deşarji bölgesi, jeolojik oşinografi çalışması raporu. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 47s.
- ODTÜ-DBE (1986). Geological and geophysical oceanography in Mersin coastal waters. METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 44p.

- Okyar M. (1987). Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: a geophysical approach. M.Sc. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 117p.
- Okyar M. (1991). The late Quaternary transgression and its associated submarine stratigraphy of Mersin Bay between the Göksu and the Seyhan Deltas: a geophysical approach. Ph.D. Thesis, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 156p.
- Okyar M., V. Ediger and M. Ergin (1994). Seismic stratigraphy of the southeastern Black Sea shelf from high resolution seismic records. *Mar. Geol.*, 121: 213-230.
- Okyar M. and V. Ediger (1997). Sea-floor sediments and bedforms around Turkey, revealed by side-scan sonar imagery. *Oceanologica Acta*, 20/5: 673-685.
- Okyar M. ve V. Ediger (1998). Göksu Deltası'nın Kuvaterner Jeolojisinin Sismik Yöntemlerle İncelenmesi Alt Projesi Sonuç Raporu. TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı, Proje Kod No: YDABÇAG-374/G. 89s.
- Özhan G. (1988). Sismik yansıma verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31/2: 51-62.
- Özsoy E., T. Oğuz, M.A. Latif and Ü. Ünlüata (1987). Kuzey Levant Denizi'nin Oşinografisi, Cilt-1 Fiziksel Oşinografi, Ulusal Deniz Ölçme ve İzleme Programı Akdeniz alt projesi. O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 43s.
- Özsoy E., A. Hecht and Ü. Ünlüata (1989). Circulation and hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. *Prog. Oceanog.*, 22: 125-170.
- Pantazis Th.M. (1976) Facies Map of the Late Miocene in Cyprus. Jeolojik Araştırma Dairesi tarafından çizilmiş ve Doktora tez çalınmasında kullanılmak üzere derlenmiştir.
- Pınar-Erdem N. and E. İlhan (1977). Outlines of the stratigraphy and tectonics of Turkey, with notes on geology of Cyprus. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kaner and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.277-318.
- Pirazzoli P.A. (1991). World Atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier *Oceanography Series* 58, 299p.
- Pirazzoli P.A., J. Laborel, J.F. Saliege, O. Erol, İ. Kayan and A. Person (1991). Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): palaeocological and tectonic implications. *Mar. Geol.*, 96: 295-311.
- Robertson A.H.F. (1977). Tertiary uplift history of the Troodos Massif, Cyprus. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 763-772.
- Robertson A.H.F and N.H. Woodcock (1980). Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. In: (P.F. Ballance and H.G. Reading, editors), *Sedimentation in Oblique Slip Mobile Zones*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4: 127-145.
- Robertson A.H.F. and N.H. Woodcock (1981a). Alakır Çay Group, Antalya Complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonate margin. *Sediment. Geol.*, 30: 95-131.
- Robertson A.H.F and N.H. Woodcock, (1981b). Bileyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic passive continental margin, SW Turkey. *Sedimentology*, 28: 381-399.

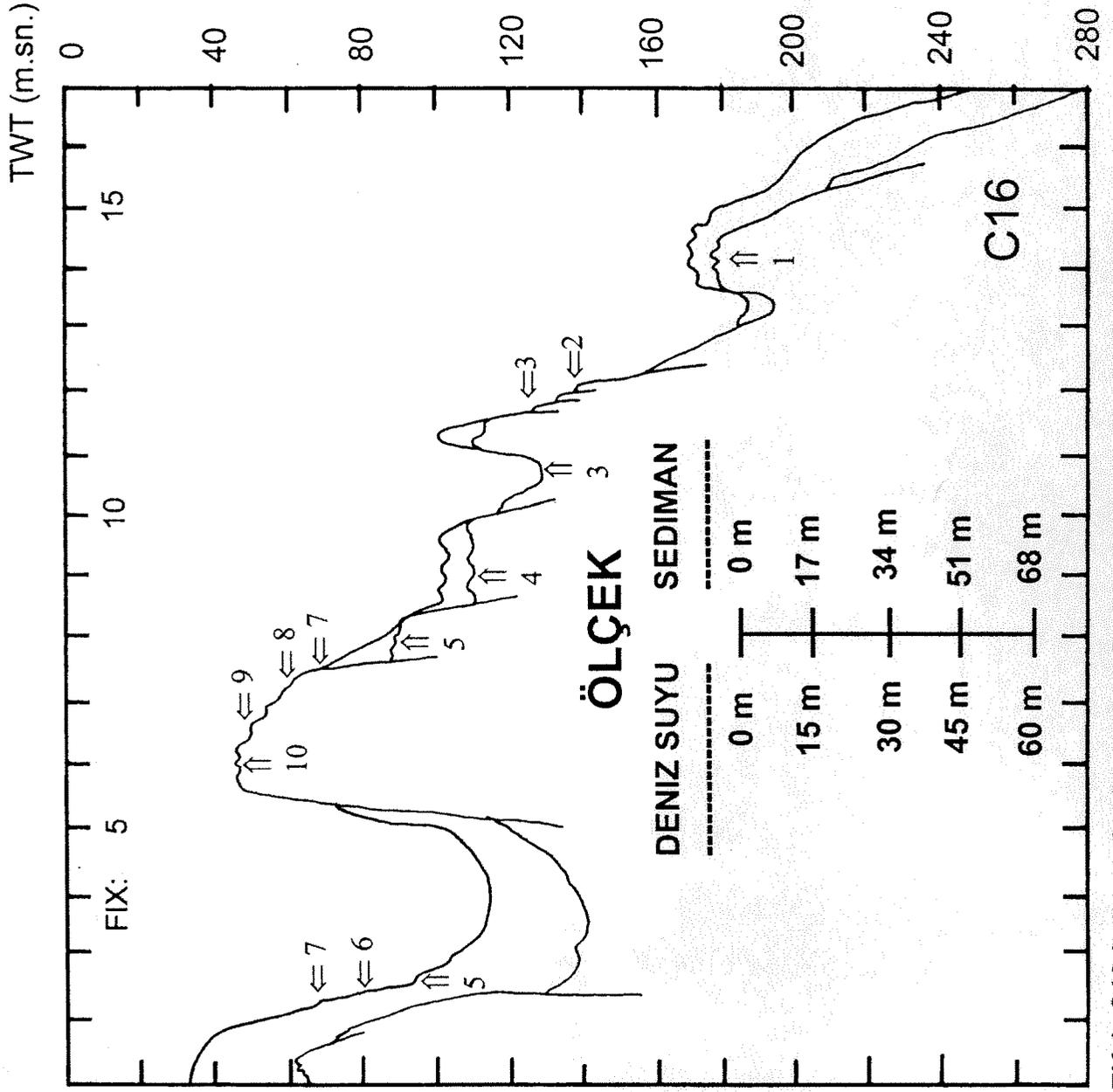
- Ryan W.B.F., K.J. Hsü et al. (1973). Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 13(1-2): 1447pp.
- Sestini.G., 1989. The impact of sea level rise on low lying Mediterranean coasts. *Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata*. V.VII (4). Pp.295-299.
- Schiettecatte J.P. (1971). Geology of the Mişis Mountains. In: (A.S. Campbell, editor), *Geology and History of Turkey*. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.305-312.
- Schmidt G.C. (1961). Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. *Petroleum Administration Bull.*, 6: 47-63.
- Shaw H.F. and P.R. Bush (1978). The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of the Cilicia Başın, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27: 115-136.
- Shaw H.F. and G. Evans (1984). The nature, distribution and origin of a sapropelic layer in sediments of the Cilicia Başın, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 61: 1-12.
- Shepard F.P. (1973). *Submarine Geology*. Harper & Row, Publishers, New York, 517p.
- SHOD (1981a). Anamur Burnu-İncekum Burnu (1/100.000 ölçekli) 331 no'lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye.
- SHOD (1981b). İncekum Burnu-Mersin (1/100.000 ölçekli) 332 no'lu seyir haritası. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye.
- Smith A.G. and N.H. Woodcock (1982). Tectonic Syntheses of the Alpine-Mediterranean Region: a review. In: (H. Berckhemer and K.J. Hsü, editors), *Alpine Mediterranean Geodynamics*. Geodynamics Series Vol. 7, American Geophysical Union, Washington, DC., pp.15-38.
- Smith S. G. (1977). Diapiric structures in the eastern Mediterranean Cilician Başın. *Geology*, 5: 705-707.
- Stanley D.J. (1977). Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.77-150.
- Stefanon A. (1985). Marine sedimentology through modern acoustical methods: II Uniboom. *Boll. Oceanol. Teor. ed Appl.*, 3: 113-144.
- Şengör A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serileri, 2, 40s.
- Şengör A.M.C., N. Görür and F. Şaroğlu (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, editors), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 37: 227-264.
- Ternek Z. (1953). Mersin Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 44/45: 18-62.
- Ternek Z. (1957). The Lower Miocene (Burdigalian) formations of the Adana Başın, their relation with other formations, and oil possibilities. *Bull. Min. Res. Expl. Ins., Turkey*, 49: 60-80.
- Timur K. (1996). Göksu (Silifke-İçel) Deltaşınının deniz altı yayılım stratigrafisi. Doktora Tezi, İ.Ü., Fen Bilimleri Enst., Jeofizik Müh. Anabilim Dalı (Uygulamalı Jeofizik Programı), İstanbul, Türkiye, 176s.

- Ryan W.B.F., K.J. Hsü et al. (1973). Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, Bull., 13(1-2): 1447pp.
- Sestini.G., 1989. The impact of sea level rise on low lying Mediterranean coasts. *Bollettino de Oceanologia Teorica ed Applicata*. V.VII (4). Pp.295-299.
- Schiettecatte J.P. (1971). Geology of the Mişis Mountains. In: (A.S. Campbell, editor), *Geology and History of Turkey*. Petrol. Explor. Soc. of Libya, Tripoli, pp.305-312.
- Schmidt G.C. (1961). Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. *Petroleum Administration Bull.*, 6: 47-63.
- Shaw H.F. and P.R. Bush (1978). The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of the Cilicia Başın, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27: 115-136.
- Shaw H.F. and G. Evans (1984). The nature, distribution and origin of a sapropelic layer in sediments of the Cilicia Başın, NE-Mediterranean. *Mar. Geol.*, 61: 1-12.
- Shepard F.P. (1973). *Submarine Geology*. Harper & Row, Publishers, New York, 517p.
- SHOD (1981a). Anamur Burnu-İncekum Burnu (1/100.000 ölçekli) 331 no'lu seyir haritası. *Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye*.
- SHOD (1981b). İncekum Burnu-Mersin (1/100.000 ölçekli) 332 no'lu seyir haritası. *Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, Çubuklu, İstanbul, Türkiye*.
- Smith A.G. and N.H. Woodcock (1982). Tectonic Syntheses of the Alpine-Mediterranean Region: a review. In: (H. Berckhemer and K.J. Hsü, editors), *Alpine Mediterranean Geodynamics*. Geodynamics Series Vol. 7, American Geophysical Union, Washington, DC., pp.15-38.
- Smith S. G. (1977). Diapiric structures in the eastern Mediterranean Cilician Başın. *Geology*, 5: 705-707.
- Stanley D.J. (1977). Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In: (A.E.M. Nairn, W.H. Kaner and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean*, v.4A. Plenum Press, New York-London, pp.77-150.
- Stefanon A. (1985). Marine sedimentology through modern acoustical methods: II Uniboom. *Boll. Oceanol. Teor. ed Appl.*, 3: 113-144.
- Şengör A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serileri*, 2, 40s.
- Şengör A.M.C., N. Görür and F. Şaroğlu (1985). Strike-slip faulting and related başın formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: (K.T. Biddle and N. Christie-Blick, editors), *Strike-Slip Deformation, Başın Formation and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 37: 227-264.
- Ternek Z. (1953). Mersin Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 44/45: 18-62.
- Ternek Z. (1957). The Lower Miocene (Burdigalian) formations of the Adana Başın, their relation with other formations, and oil possibilities. *Bull. Min. Res. Expl. Ins., Turkey*, 49: 60-80.
- Timur K. (1996). Göksu (Silifke-İçel) Deltaşınının deniz altı yayılım stratigrafisi. Doktora Tezi, İ.Ü., Fen Bilimleri Enst., Jeofizik Müh. Anabilim Dalı (Uygulamalı Jeofizik Programı), İstanbul, Türkiye, 176s.

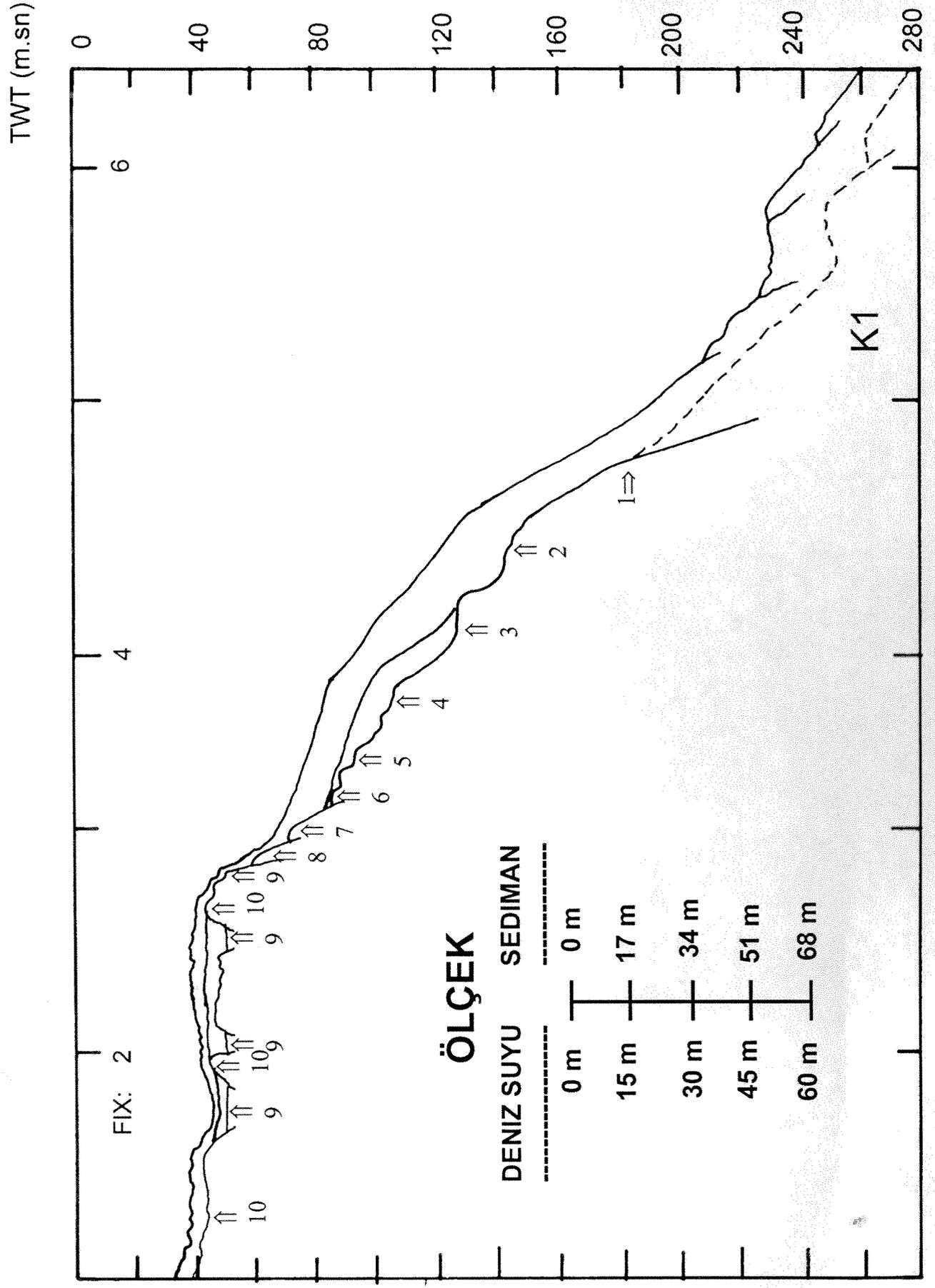
- Ünlüata Ü., M.A. Latif, F. Bengü and H. Akay (1978). Towards an understanding of shelf dynamics along the southern coast of Turkey. IV<sup>es</sup> Journees Etud. Pollutions, Antalya C.I.E.S.M., pp.535-542.
- Ünlüata Ü., E. Özsoy and M.A. Latif (1980). On the variability of currents in the northeastern Levantine Sea. V<sup>es</sup> Journees Etud. Pollutions, Cagliari, C.I.E.S.M., pp.929-936.
- Ünlüata Ü, T. Oğuz and E. Özsoy (1983). Blocking of steady circulation by coastal geometry. *J. Phys. Oceanogr.*, 13/6: 1055-1062.
- Vail P.R. and Jr.R.M. Mitchum (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Overview. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.51-52.
- Vail P.R., Jr.R.M. Mitchum and S.III. Thompson (1977). Global cycles of relative changes of sea level. In: (C.E. Payton, editor), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26 Tulsa Oklahoma, pp.83-97.
- Van Andel T.H. and N. Lianos (1984). High-resolution seismic reflection profiling for the reconstruction of post-glacial transgressive shorelines: an example from Greece. *Quat. Res.*, 22: 31-45.
- Venkatarathnam K. and W.B.F. Ryan (1971). Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 11: 261-282.
- Williams D.F. and R.C. Thunel (1979). Faunal and oxygen isotopic evidence for surface water salinity changes during sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Sediment. Geol.*, 23: 81-93.
- Wong H.K. and E.F.K. Zarudzki (1969). Thickness of unconsolidated sediments in the eastern Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 2611-2614.
- Woodside J.M. and C.O. Bowin (1970). Gravity anomalies and inferred crustal structure in the eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1107-1122.
- Woodside J.M. (1977). Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geophy. Res.*, 3: 317-354.
- Woodside J.M. and S.A. Williams (1977). Geophysical data report of the eastern Mediterranean Sea: RRS Shackleton Cruises 3/72, 5/72, 1/74, Dept. of Geodesy and Geophysics, Cambridge University U.K., 225p.
- Wright D., D. Jongsma, M. Stephen, S. Williams and D. Mathews (1975). Bathymetry of the eastern Mediterranean, Plates 25 and 26. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, 18/66.
- Wüst G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophy. Res.*, 66/1: 3261-3271.
- Yalçın M.N. ve N. Görür (1984). Sedimentological evolution of the Adana Başın. In: (O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu, editors), *Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, MTA, Ankara, pp.165-172.

**- EKLER -**

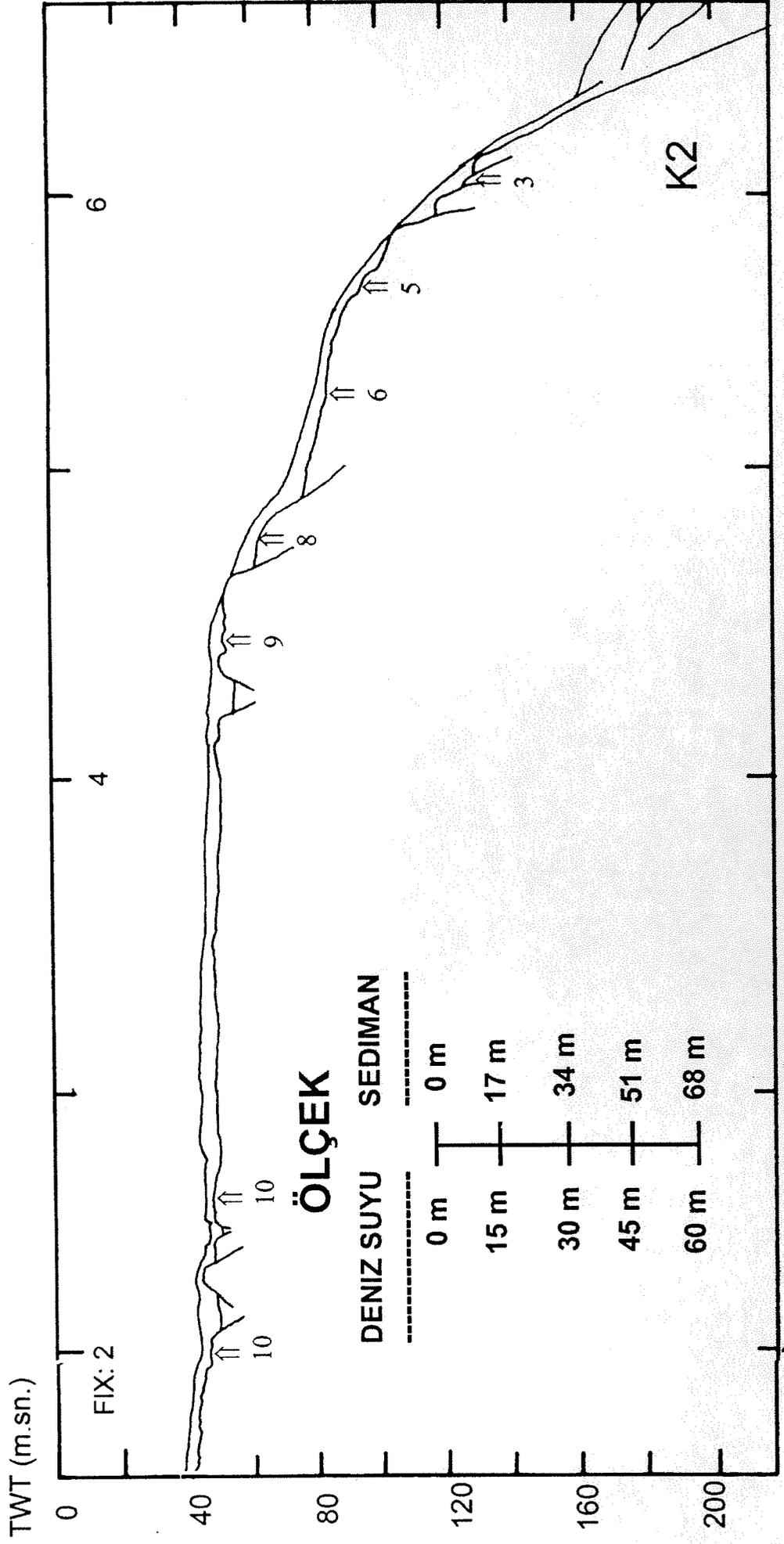
**(E1-E23)**



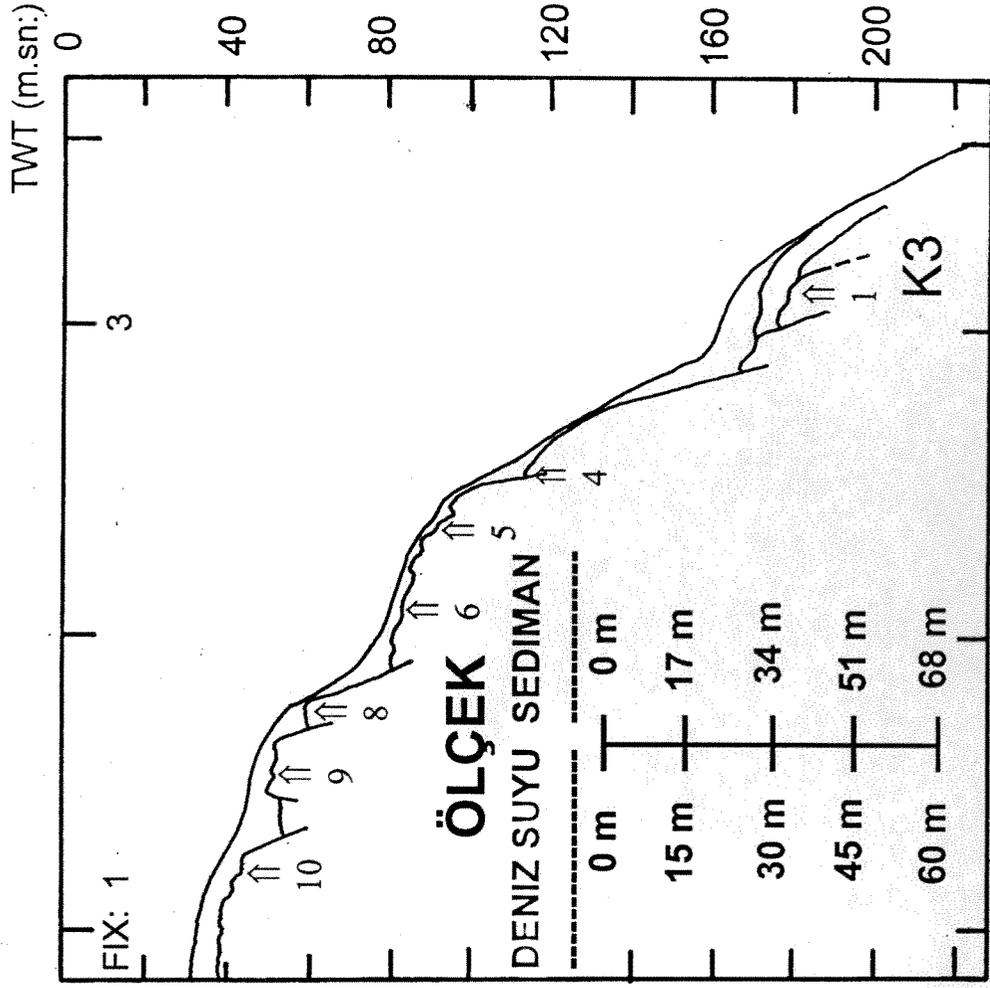
EK 1: C16 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.



EK 2: K1 hattının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.

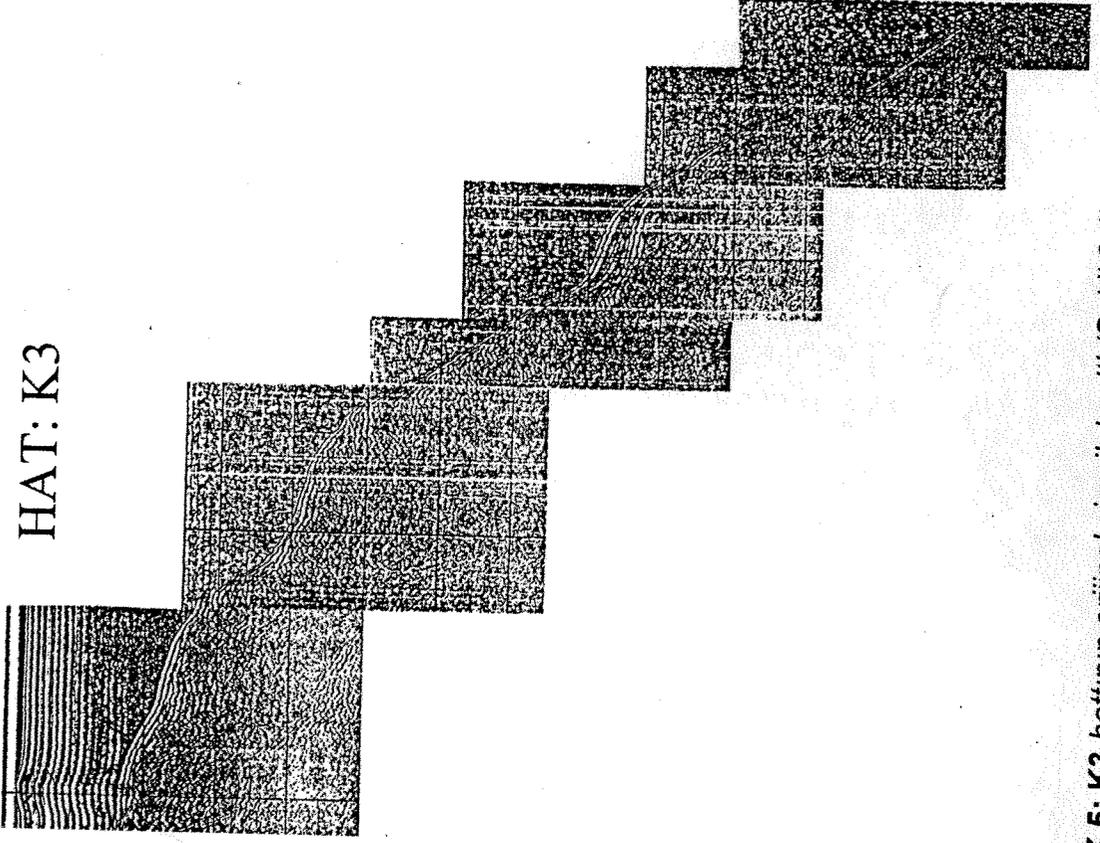


EK 3: K2 hatının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 3., 5., 6., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.

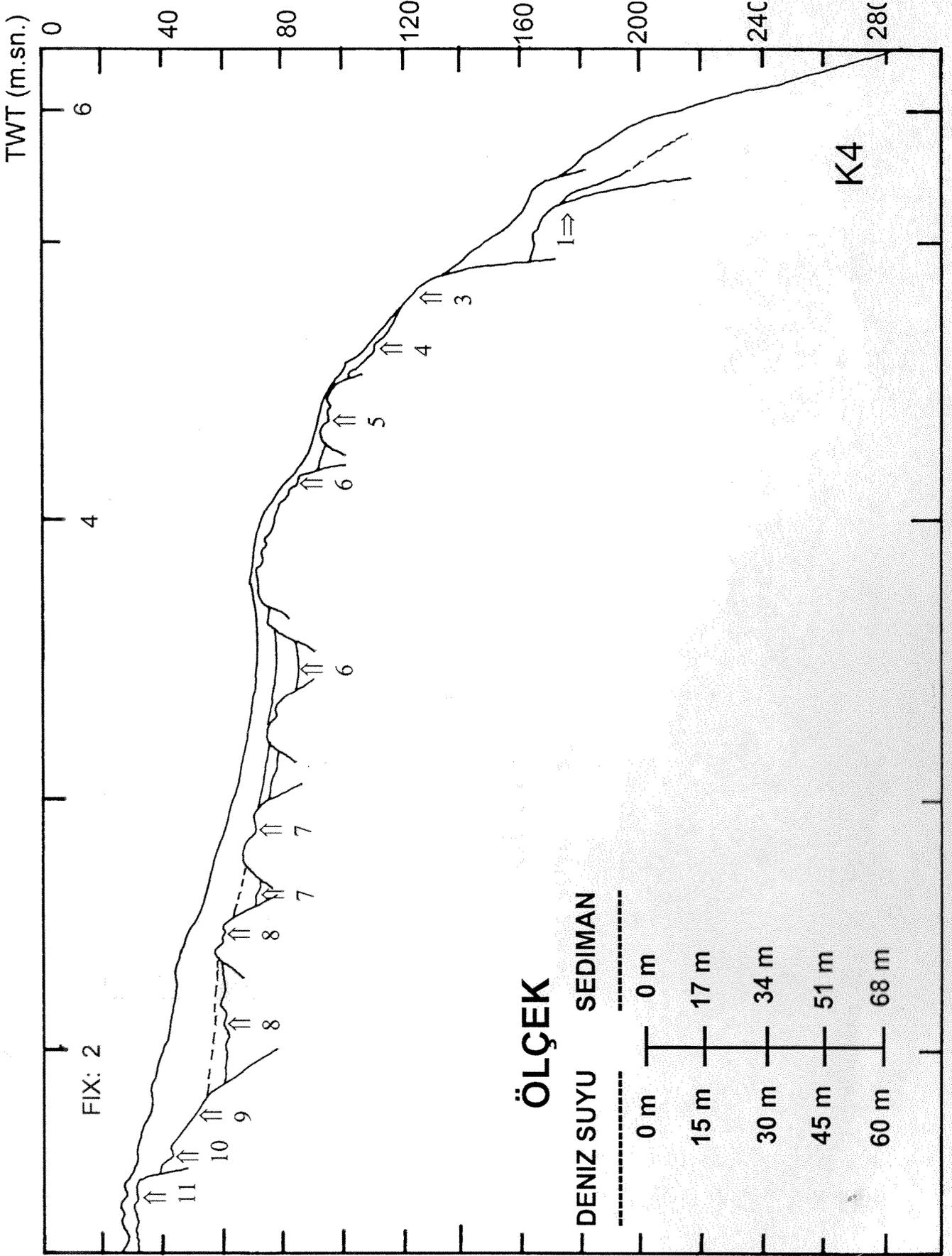


EK 4: K3 hatfının sismik yorumu ve (Şekil 3.1) 1., 4., 5., 6., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.

HAT: K3



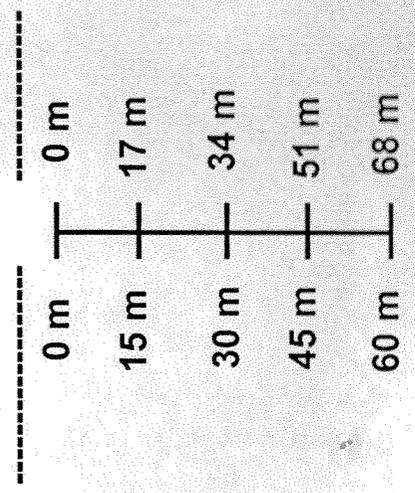
EK 5: K3 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).



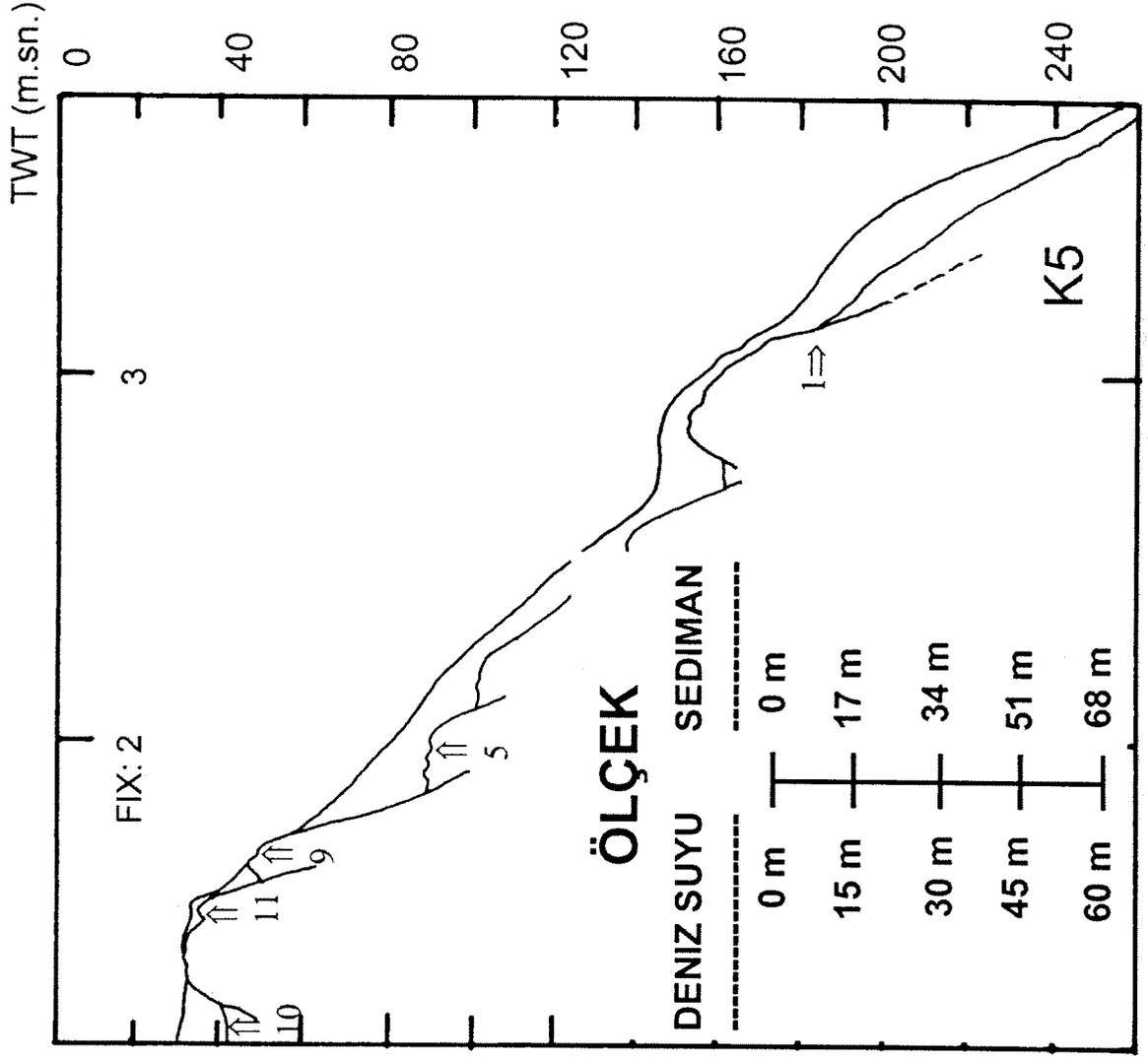
FIX: 2

### ÖLÇEK

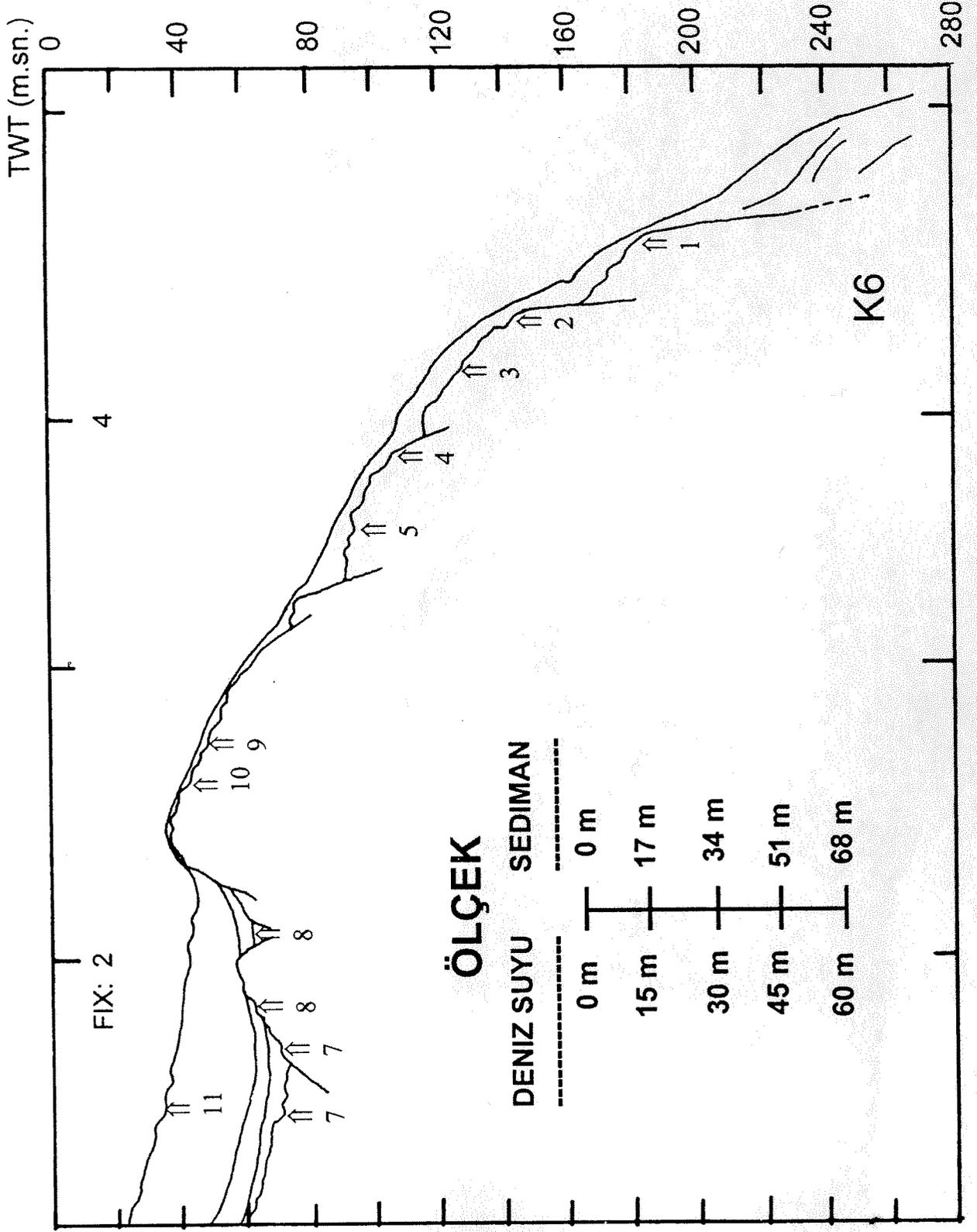
DENİZ SUYU SEDİMAN



K4



EK 7: K5 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 5., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.



11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1

ÖLÇEK

DENİZ SUYU

0 m

15 m

30 m

45 m

60 m

68 m

K6

FIX: 2

TWT (m.sn.)

0

40

80

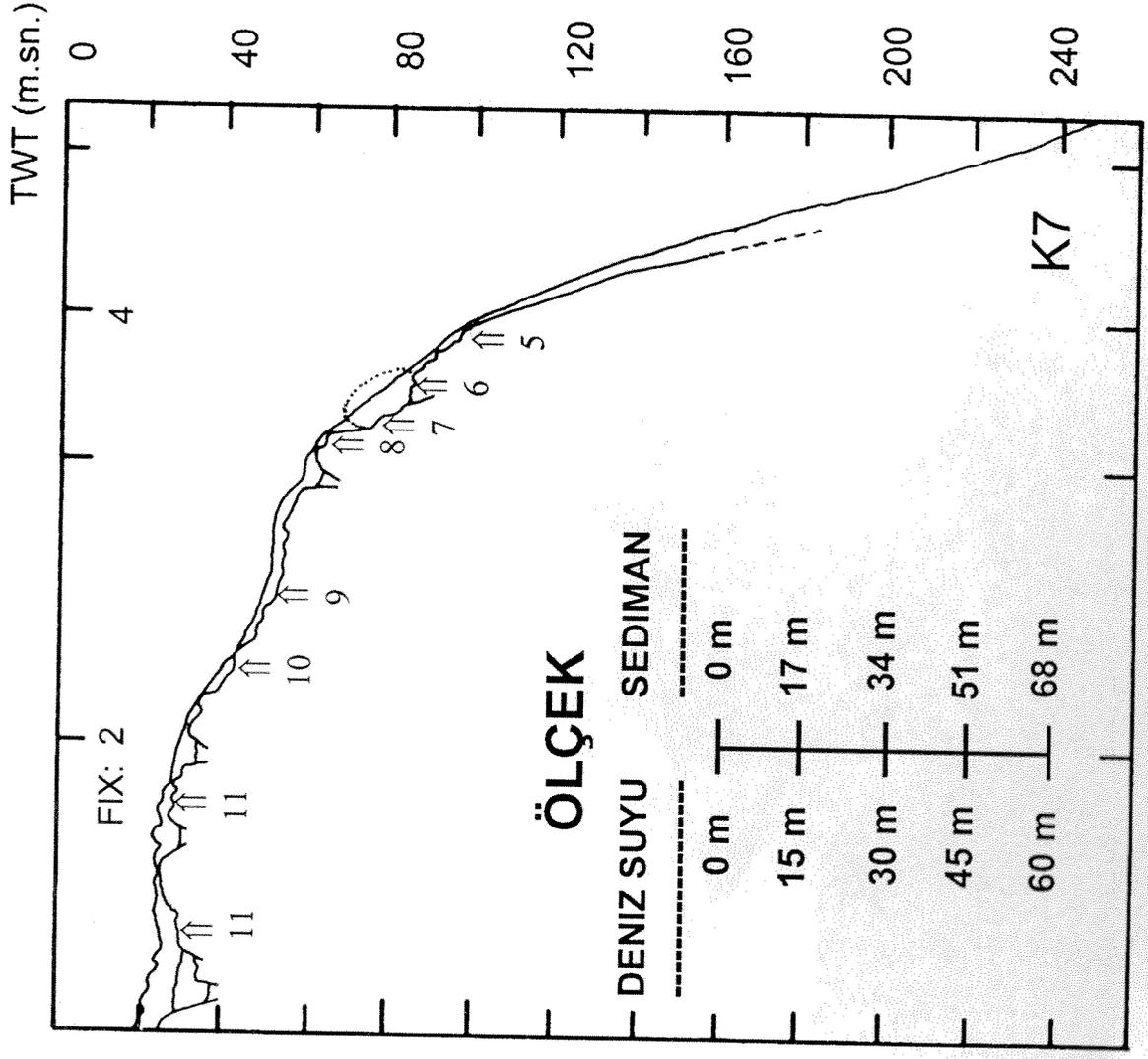
120

160

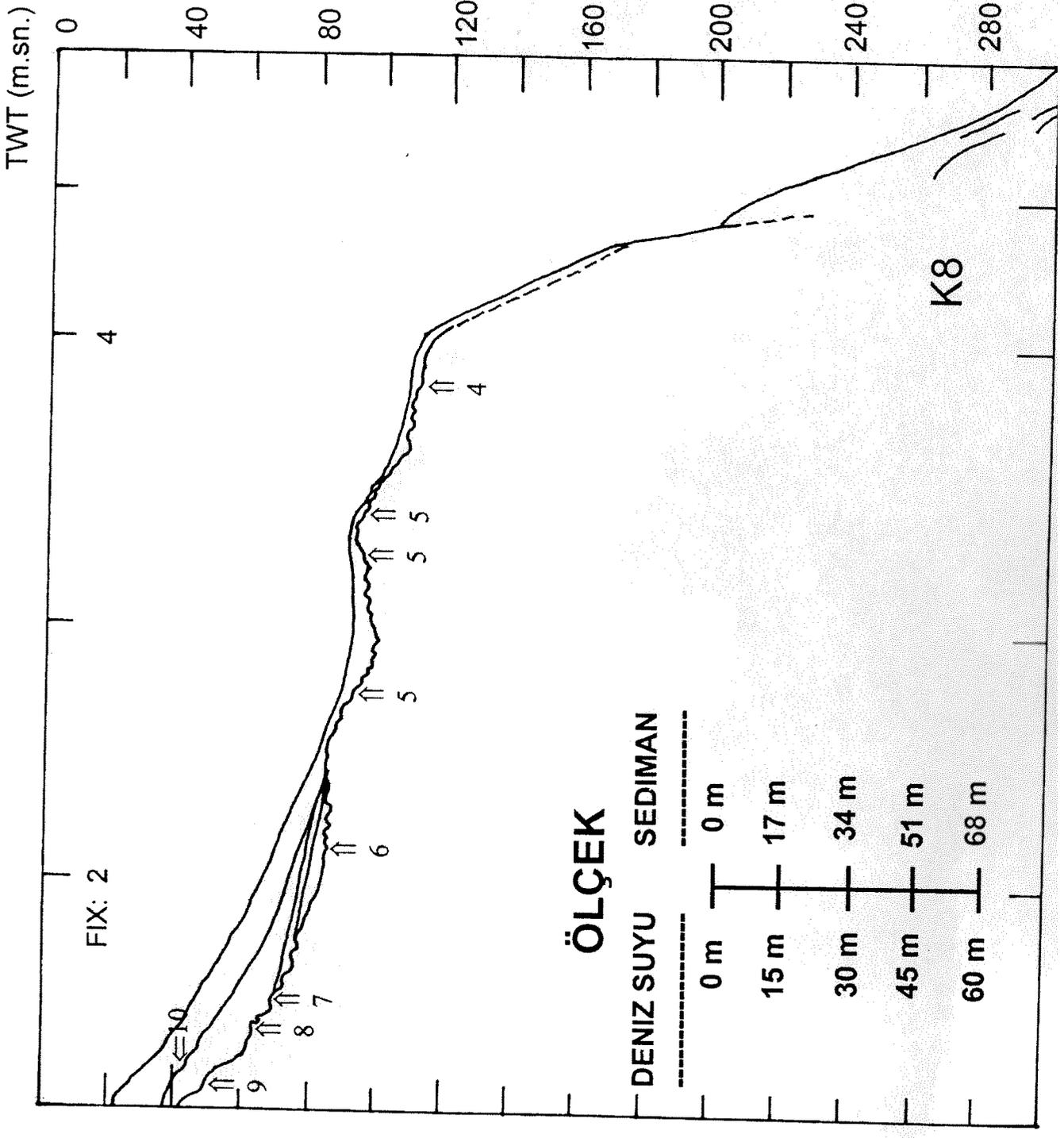
200

240

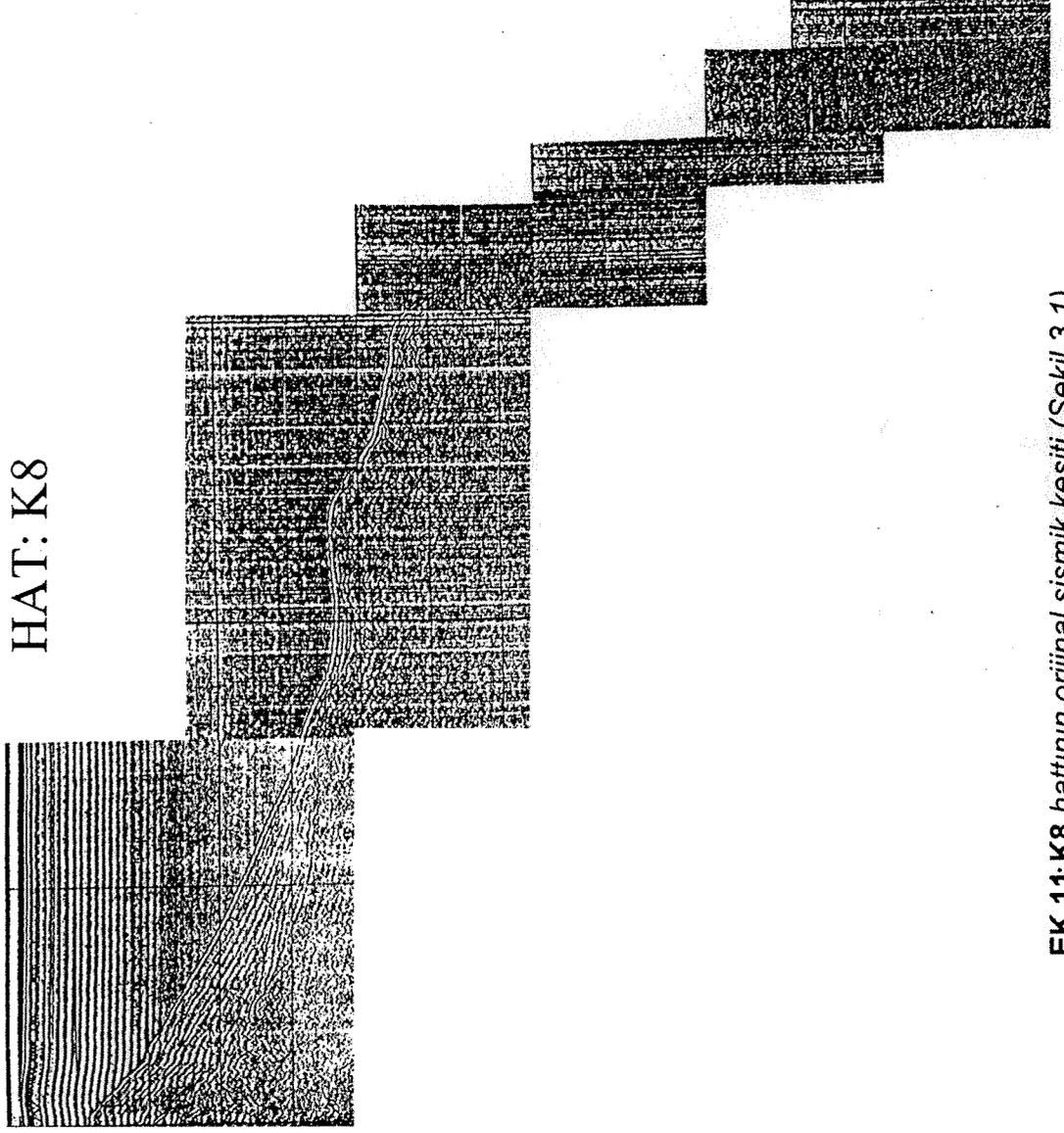
280



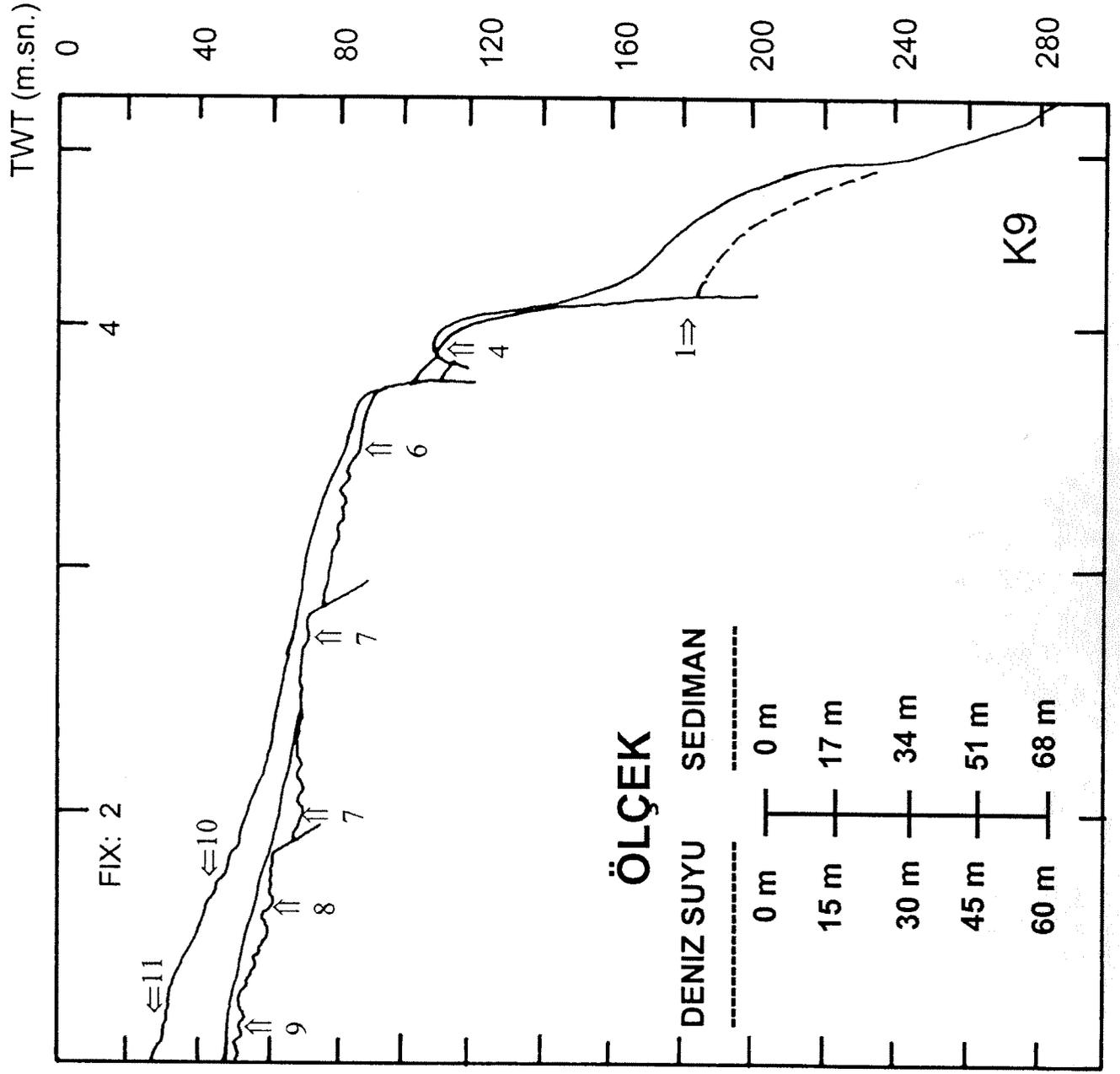
**EK 9:** K7 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.



HAT: K8



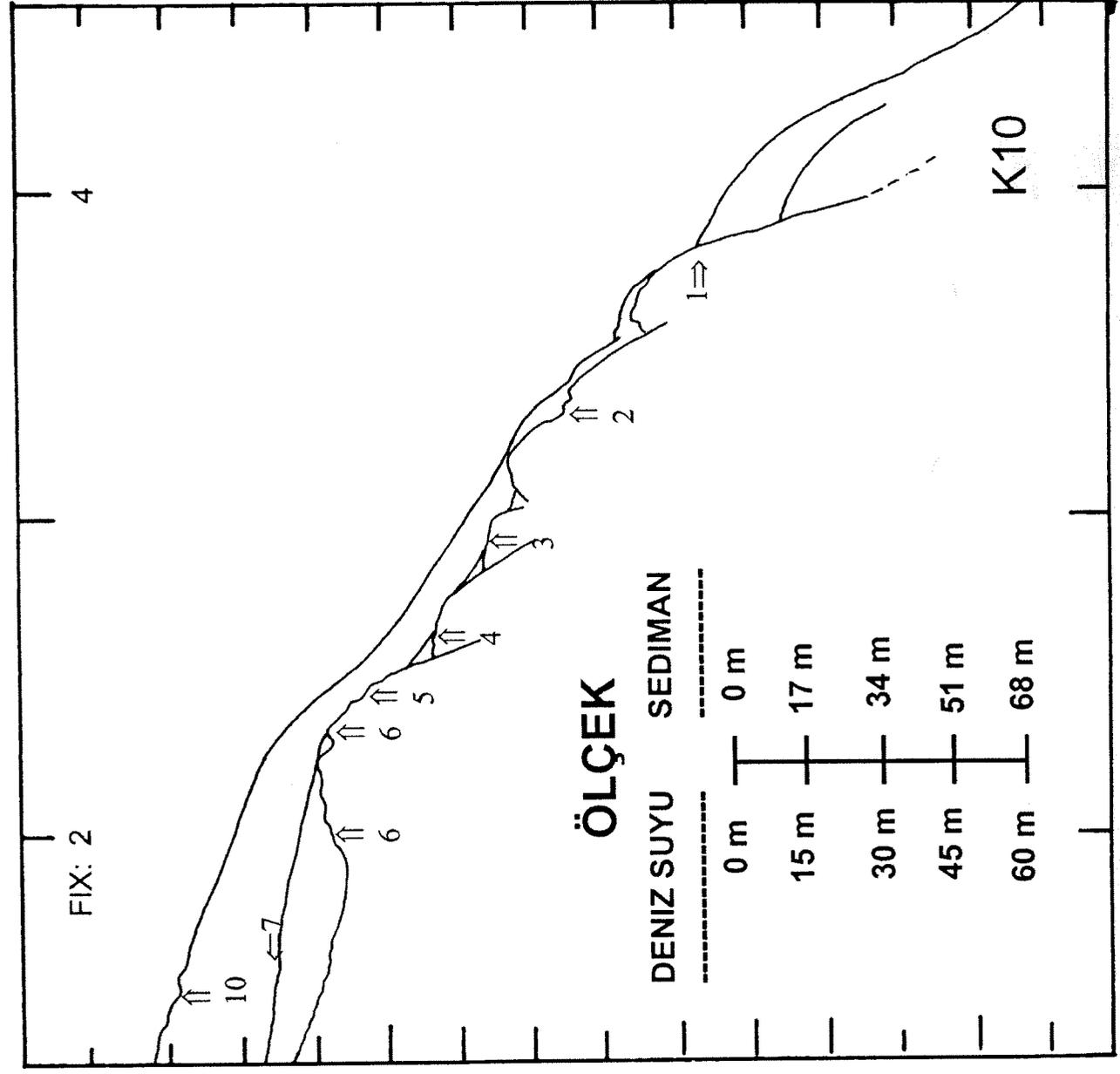
EK 11: K8 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3. 1).



EK 12: K9 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 4., 6., 7., 8., 9., 10.

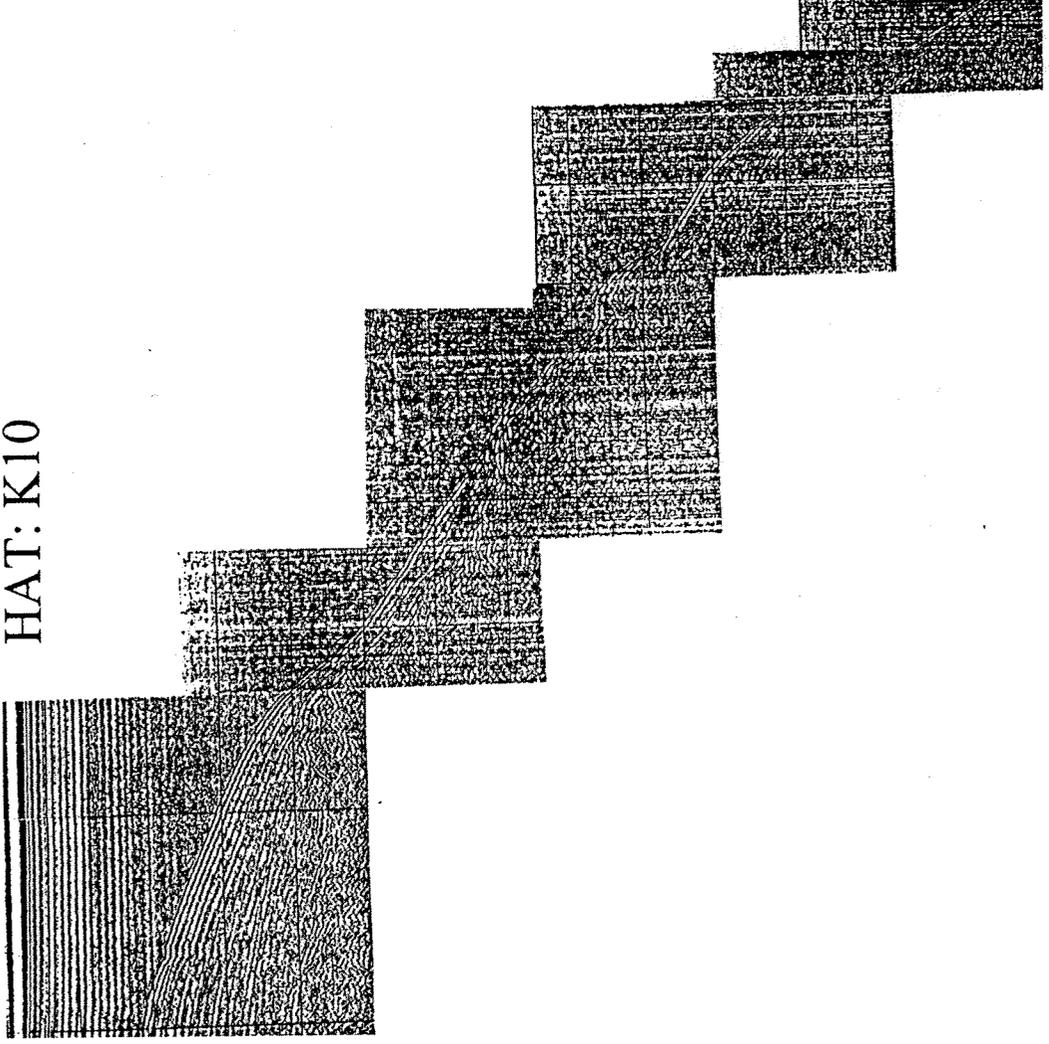
TWT (m.sn.)

0 40 80 120 160 200 240 280



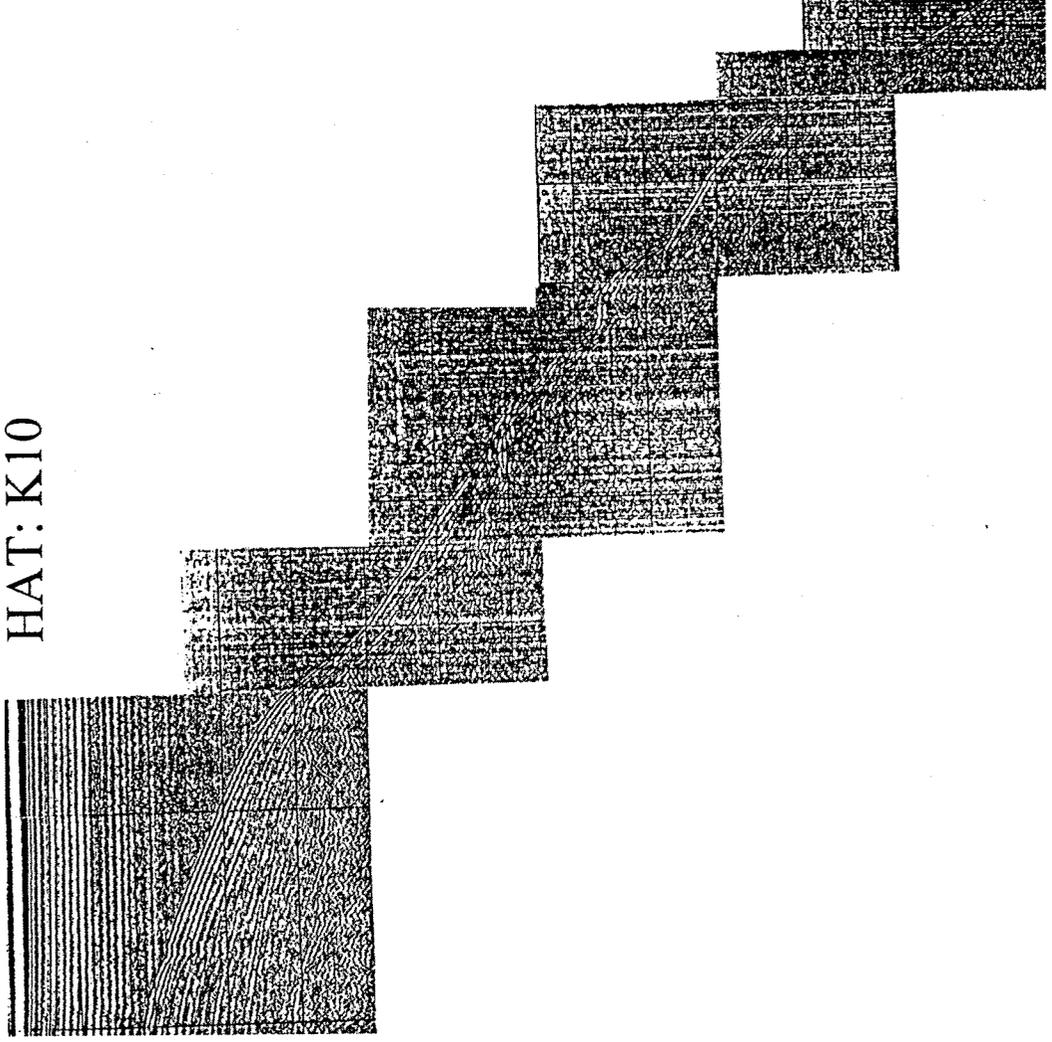
EK 13: K10 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 3., 4., 5., 6., 7., ve 10. transverseif seviyelerin konumları

HAT: K10

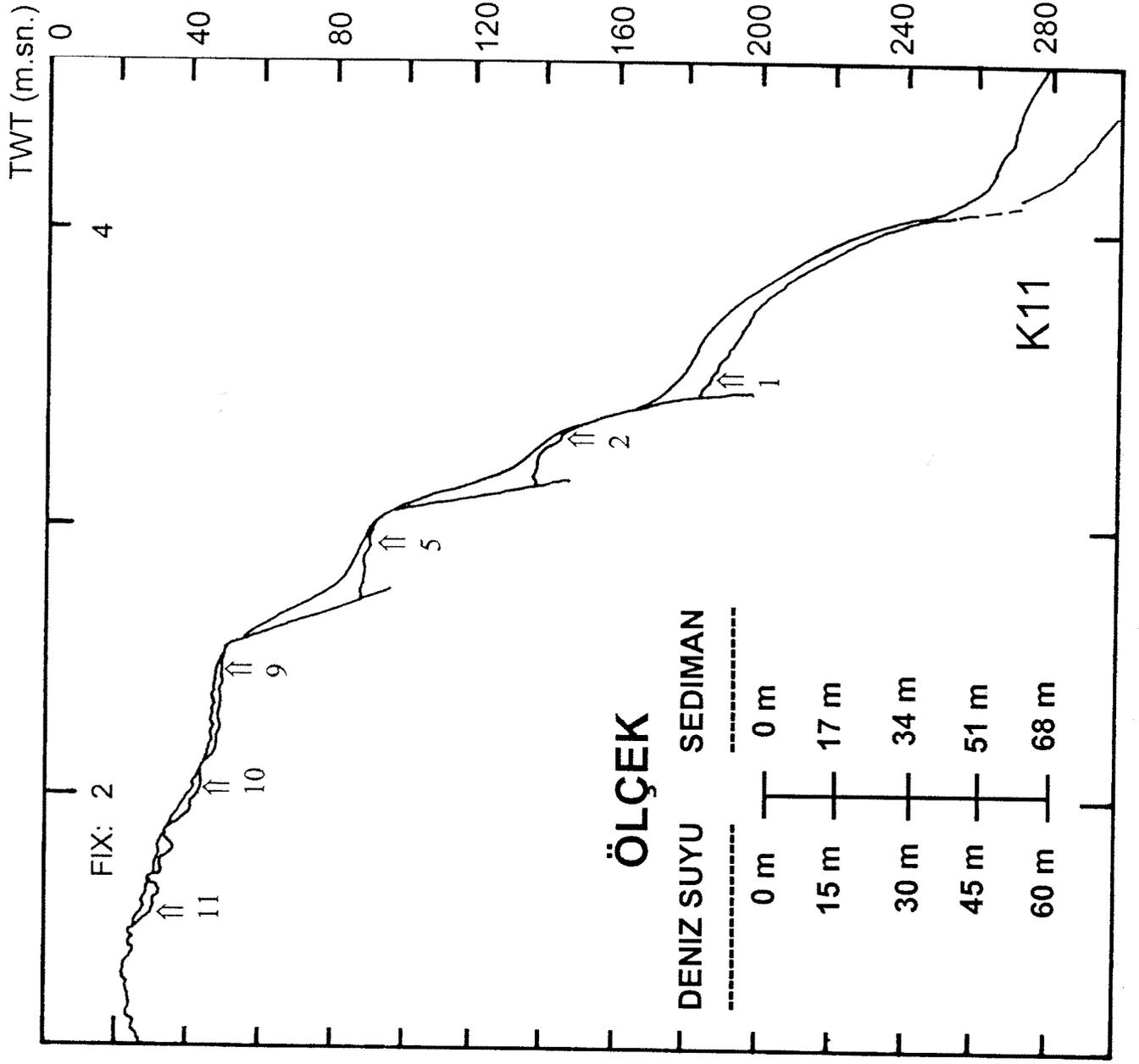


EK 14: K10 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).

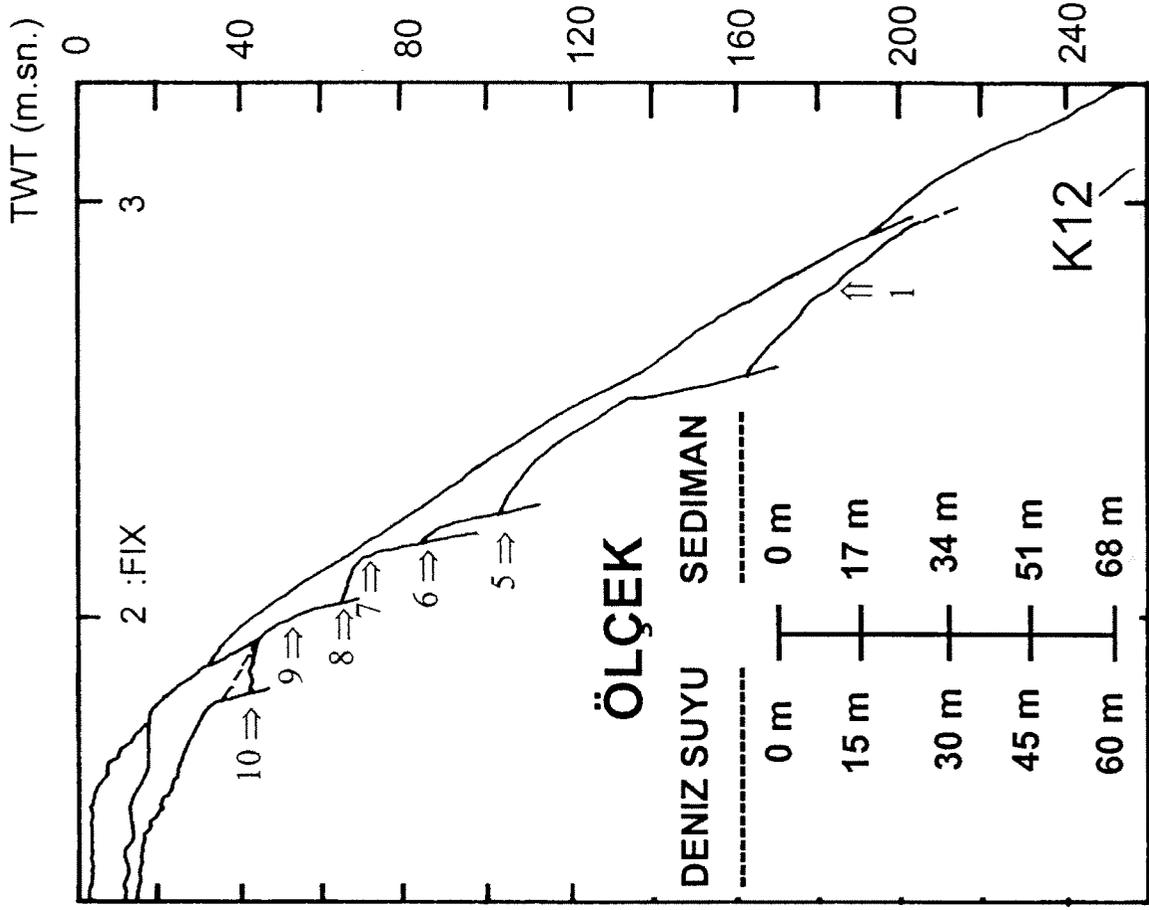
HAT: K10



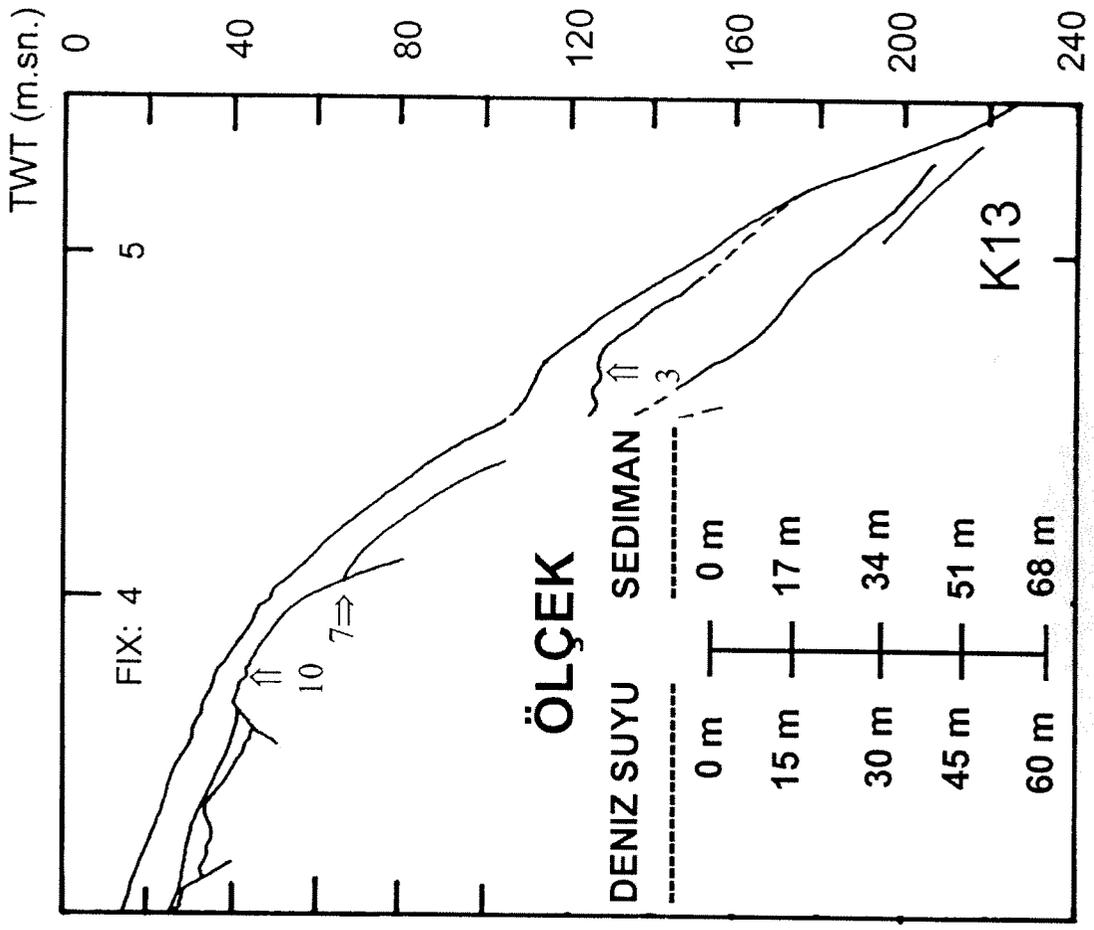
EK 14: K10 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).



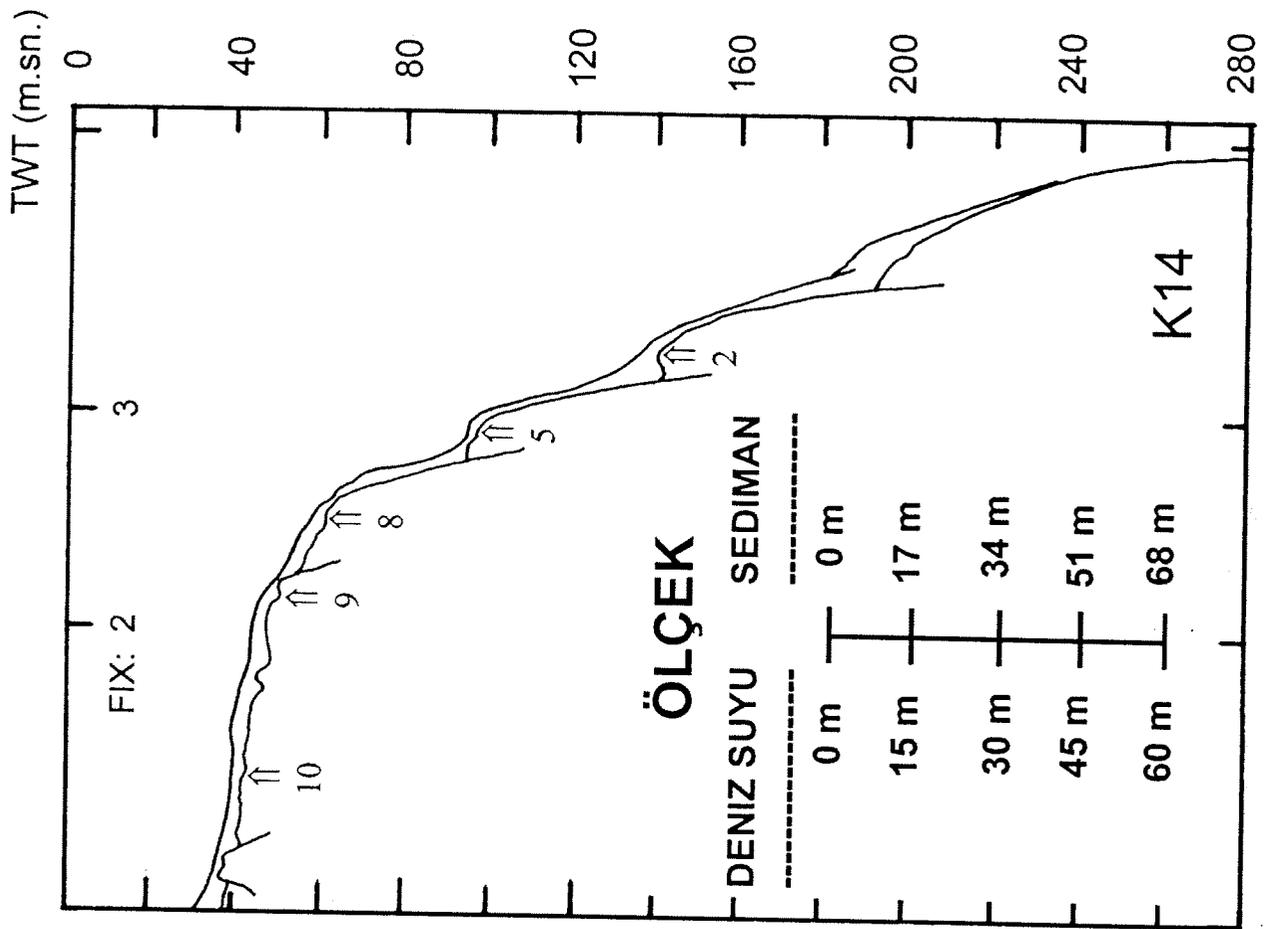
EK 15: K11 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 2., 5., 9..



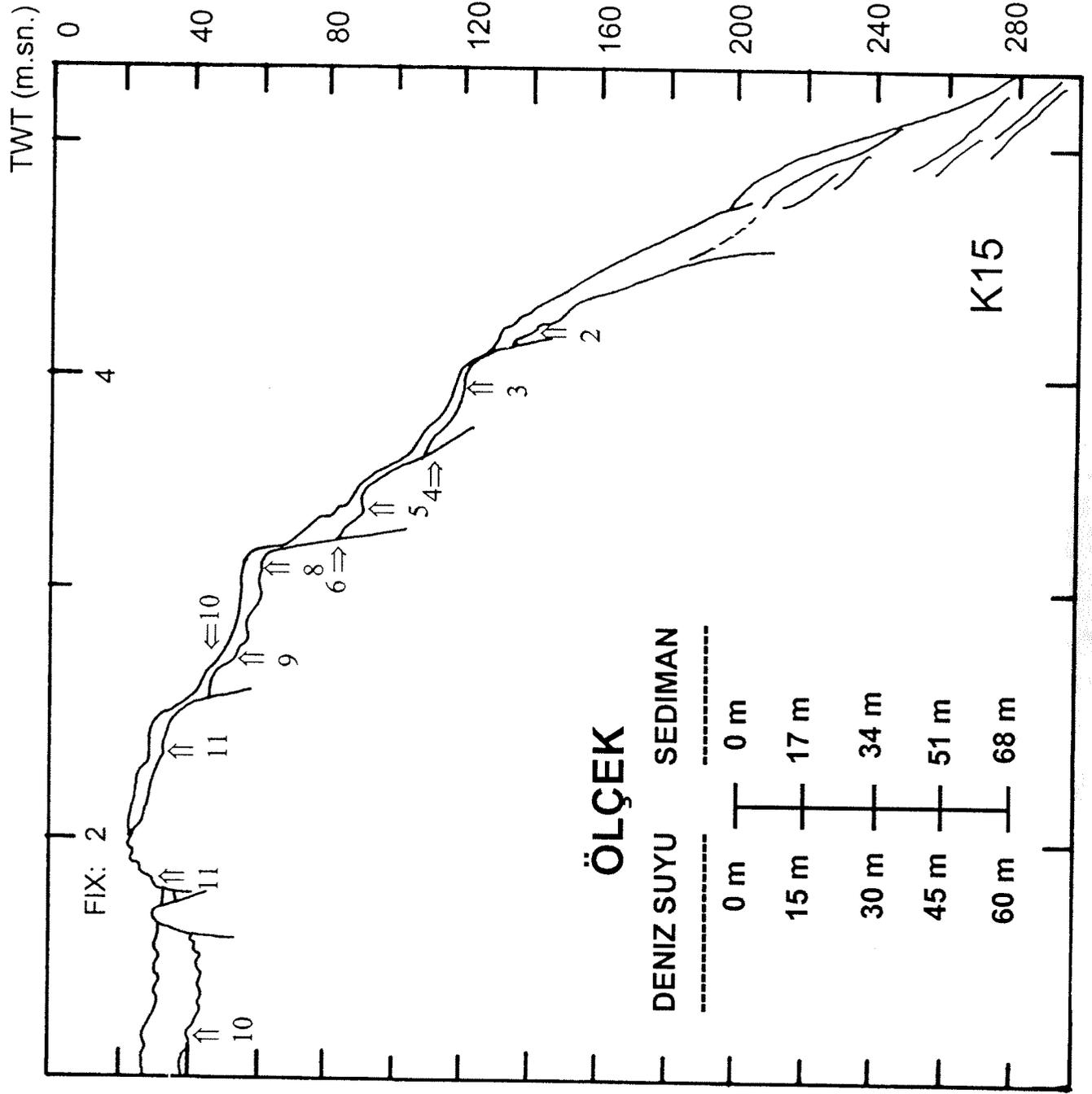
EK 16: K12 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 5., 6., 7., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.



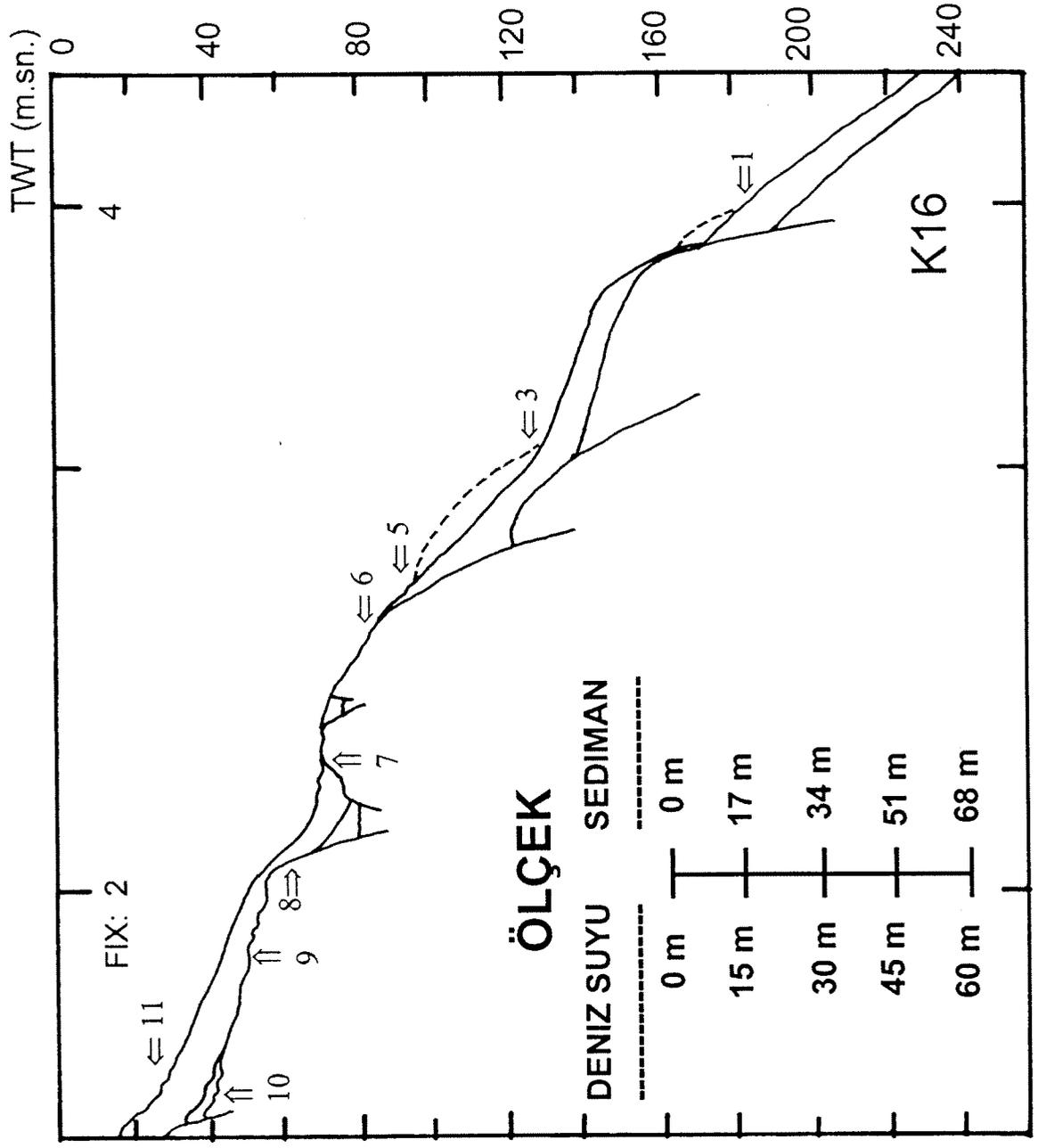
EK 17: K13 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 3., 7., ve 10. transgressif seviyelerin konumları.



EK 18: K14 hatrının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 2., 5., 8., 9., ve 10. transgressif seviyelerin

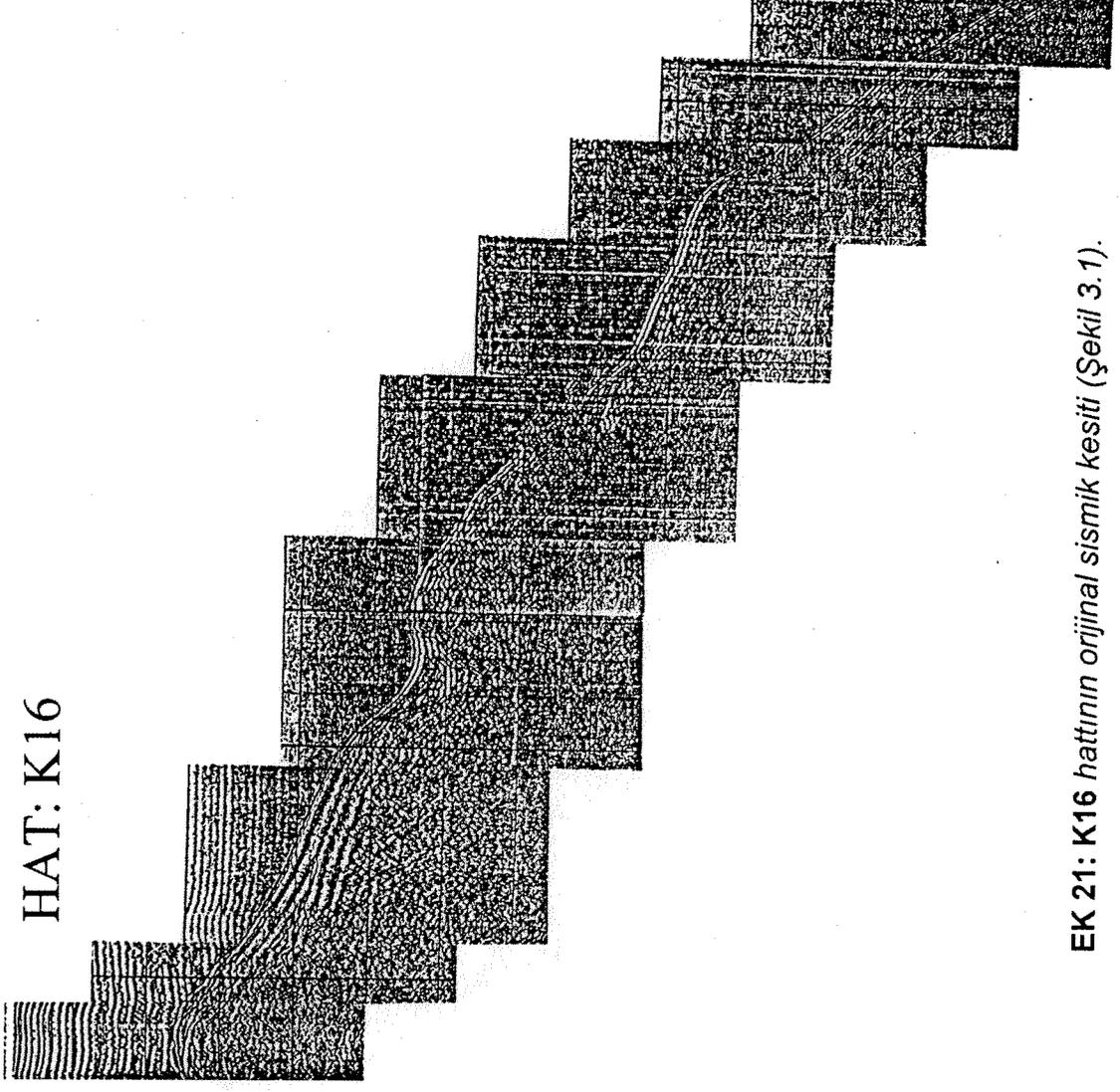


EK 19: K15 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 2., 3., 4., 5., 6., 8., 9., 10.

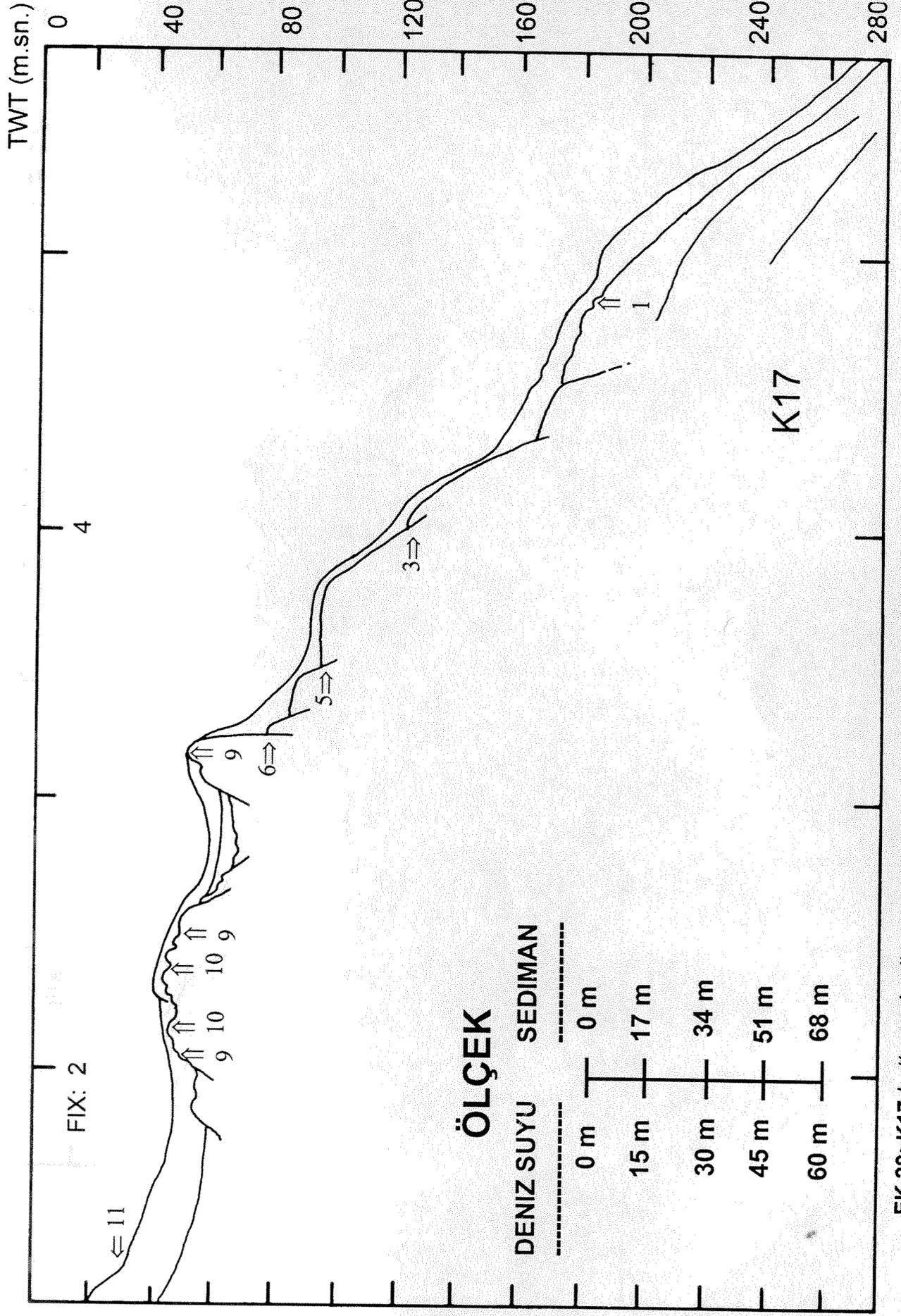


EK 20: K16 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 3., 5., 6., 7., 8., 9., 10., ve 11. transgressif seviyelerin konumları.

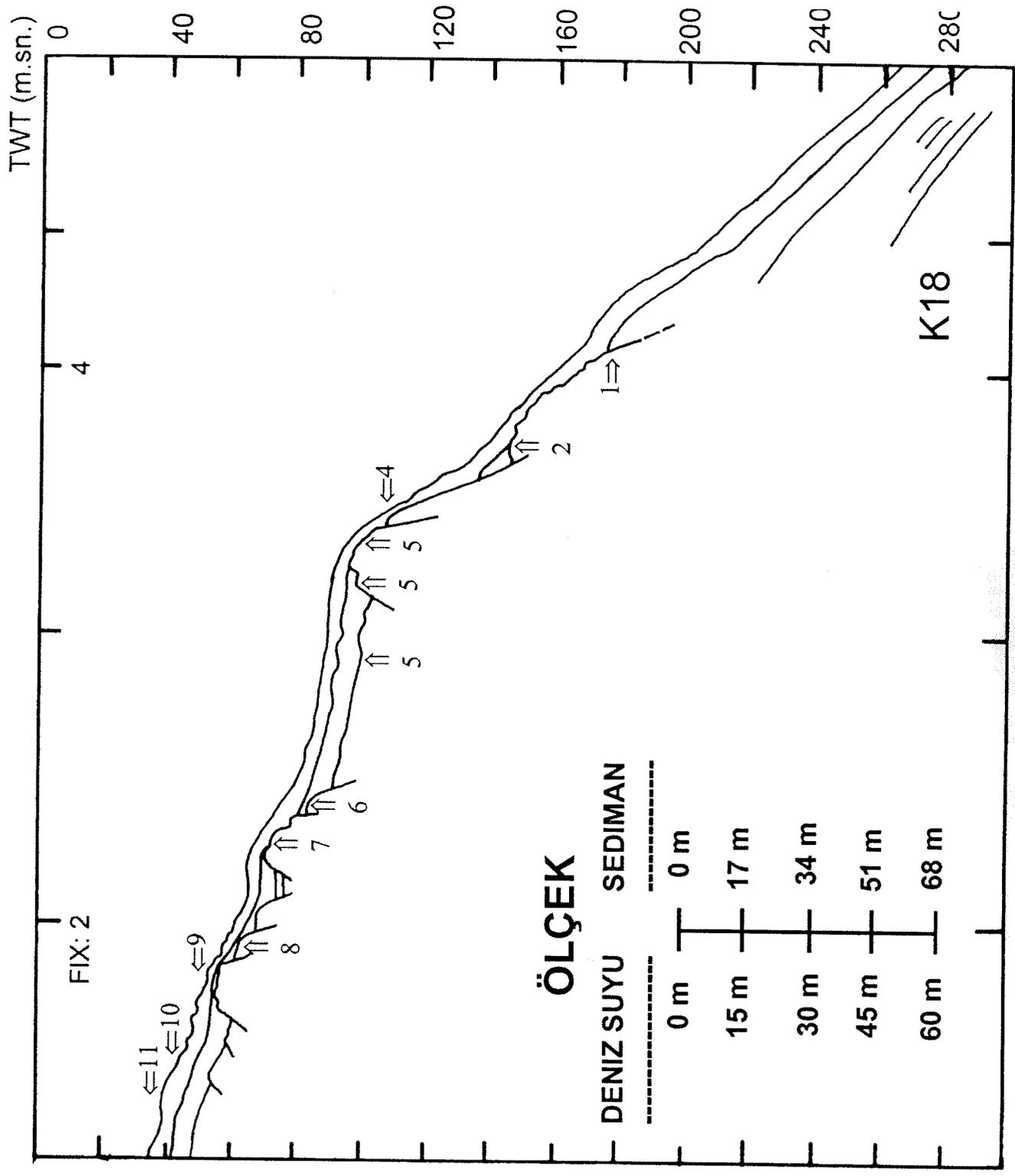
HAT: K16



EK 21: K16 hattının orijinal sismik kesiti (Şekil 3.1).



EK 22: K17 hattının sismik yorumu (Şekil 3.1) ve 1., 3., 5., 6., 9., 10., ve 11. transerssif seviyelerin konumları



EK 23: K18 hattının sismik yorumu (Sekil 3.1) ve 1 2 4 5 6 7 8 0 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100