

**ULUSAL DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ
ARAŞTIRMA PROGRAMI**

**ĞÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ ALT PROJESİ
SONUÇ RAPORU**

Hazırlayanlar

**Mahmut OKYAR
Vedat EDİGER**

Proje Kod No: YDABÇAG- 374/G

1997-1349

1-89

R.91

Tc.

**ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTITUSU
ERDEMLİ/İÇEL**

Şubat 1998

ÖZET

Göksu Deltası'nın Kuvaterner Jeolojisinin incelenmesine yönelik sismik çalışmada, Göksu Deltası'nın kıta sahanlığında üç değişik çökel serisi ve güncel fasiyes olarak adlandırılan bir A-fasiyesi bulunmuştur. Bölgeye ait tabankaya (S) Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısı önlerinde belirlenmiştir.

Bölgeye ait en yaşlı seri (çökel serisi-1), aşağıdan yukarıya doğru N- ve M-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. M-fasiyesi Geç-Pleyistosen/Holosen öncesi dönemindeki deniz seviyesi alçalması sırasında oluşmuştur.

Çökel serisi-1'in üzerinde yer alan çökel serisi-2, aşağıdan yukarıya doğru K-, I-, H- ve G-fasiyeslerini kapsamaktadır. Görümleri itibariyle eski delta izlenimini veren bu fasiyeslerin son buzul çağı sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -95, -60, -50 ve -44 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir.

Çökel serisi-2'yi üzerleyen çökel serisi-3, kıyıdan açıklara doğru sırasıyla D-, L-, B2- ve B1-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. Eşzamanlı transgressif fasiyes olan D-, L- ve B2-fasiyeslerinin, son buzul çağı sonrasında deniz seviyesinin -44 m'den -32 m'ye yükseldiği dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir. B1-fasiyesinin ise deniz seviyesinin -23 m derinlikte durmakta iken çökeldiği açıklanmıştır.

A-güncel fasiyesinin ise, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır.

TEŞEKKÜR

"Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı: Göksu Deltası'nın Kuvaterner Jeolojisinin Sismik Yöntemlerle İncelenmesi Alt Projesi adlı ve YDABÇAG-374/G kod numaralı" bu projenin gerçekleştirilmesi için Enstitümüze maddi destek sağlayan TÜBİTAK'a teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Bu proje kapsamında, gerekli olan gemi zamanı ve personel temininde katkılarını esirgemeyen O.D.T.Ü., Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Prof.Dr. Ümit ÜNLÜATA'ya, ve Müdür Yardımcısı Prof.Dr. İlkay SALİHOĞLU'na teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Sismik verilerin toplanması esnasında büyük ölçüde yardımlarını gördüğümüz, R/V BİLİM gemisi kaptanı Kadri AN'a ve tüm gemi personeline, ayrıca Elektronik Müh. Mehmet DEMİREL'e teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Bu projenin deniz ve ofis çalışmaları sırasında, bizlere büyük ölçüde katkıda bulunan Araştırma Görevlisi Selin Eda TEKİROĞLU'na da teşekkürlerimizi sunuyoruz.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
KAPAK	1
ÖZET	2
TEŞEKKÜR	3
İÇİNDEKİLER	4
ŞEKİLLER LİSTESİ	5
EKLER LİSTESİ	6
BÖLÜM 1: GİRİŞ	7
1.1. Araştırmanın amacı ve önceki çalışmalar	7
1.2. Araştırma sahasının genel özellikleri	10
1.2.1. Göksu Deltası'nın kıyısal morfolojisi ve fizyografisi	11
1.2.2. Göksu Nehri Hidrografisi	12
1.2.3. Dolaşım sistemi ve akıntılar	14
1.2.4. Jeolojik Durum	16
1.2.4.1. Araştırma sahasının kıyısal kesimindeki litolojik birimler	20
1.3. Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişimleri ve nedenleri	24
1.3.1. Kilikya Havzasında son buzul çağı nedeniyle oluşan deniz seviyesi salınımlarının izleri	25
1.4. Göksu Nehri Deltasında gözlemlenen kıyı çizgisi değişimleri	26
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	36
2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları	39
BÖLÜM 3: SONUÇLAR VE YORUMLAR	40
3.1. Batimetrik özellikler	40
3.2. Dipaltına ait sismik stratigrafik özellikler	46
3.2.1. Çökel serileri ve fasiyesler	47
3.2.2. Tabankaya	68
3.3. Sonuç ve öneriler	68
KAYNAKLAR	76

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 1.1: Doğu Akdeniz'in derinlik haritası.	8
Şekil 1.2: Araştırma sahasını gösteren harita.	11
Şekil 1.3: Göksu Nehri havzası.	13
Şekil 1.4: Göksu Nehri etki alanı ve akıntılar.	16
Şekil 1.5: Göksu Deltası ve civarının jeolojik haritası.	19
Şekil 1.6: Göksu Deltaşında D.S.İ., Y.S.E. ve K.Hz. Bölge Müdürlüklerince gerçekleştirilen sondajlara ait konum haritası.	21
Şekil 1.7: Göksu Deltaşında D.S.İ. Bölge Müdürlüğünce gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar.	22
Şekil 1.8: Göksu Deltaşında Y.S.E. Bölge Müdürlüğünce gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar.	23
Şekil 1.9: Göksu Deltaşında K.Hz. Bölge Müdürlüğünce gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar.	23
Şekil 1.10: Göksu Deltası'nın geçmişteki konumları.	27
Şekil 1.11: 1991-1992 gözlemlerine göre Göksu Deltaşında aşınma ve depolanma hareketleri.	29
Şekil 2.1: Sismik stratigrafik yorumlamada bir çökel serisi içerisindeki mevcut tabakaların, çökel serisinin sınırları ile olan ilişkisi.	37
Şekil 2.2: Sismik stratigrafik yorumlamada çökel serileri içerisinde en çok karşılaşılan sismik yansıma türleri	38
Şekil 3.1: GS1 hattının 46. ve 70. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği.	43
Şekil 3.2: GS2 hattının 1. ve 29. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği.	44
Şekil 3.3: GS4 hattının 1. ve 13. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği.	45
Şekil 3.4: Deniz seviyesi değişim eğrileri.	74

EKLER LİSTESİ

- EK-1: Yüksek ayırımı sığ sismik hat haritası.
- EK-2: Derinlik haritası.
- EK-3: GS1 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-4: GS6 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-5: GS6 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-6: GS7 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-7: GS9 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-8: GS10 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-9: GS12 hattına ait yorumlanmış sismik kayıt örneği.
- EK-10: Sismik kayıtlara ait çizgisel yorumlar.
- EK-11: K-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-12: I-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-13: H-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-14: G-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-15: D-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-16: L-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-17: B2-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-18: B1-sismik fasiyesi dağılım haritası.
- EK-19: Deniz tabanı sismik fasiyes haritası.
- EK-20: A-güncel fasiyesi kalınlık haritası.

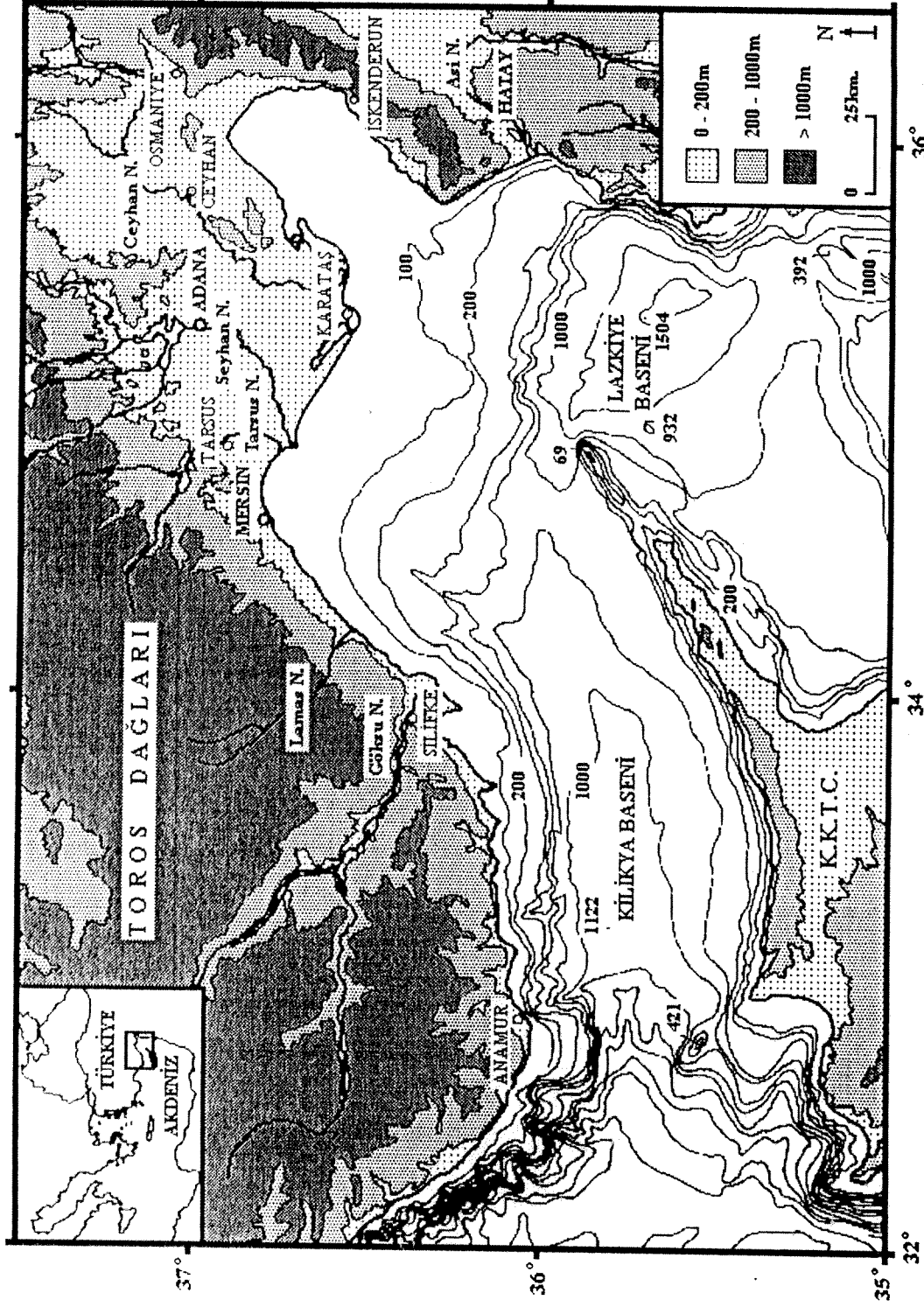
BÖLÜM 1: GİRİŞ

1.1. Araştırmanın amacı ve önceki çalışmalar

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen çalışmanın amacı, doğu Akdeniz'deki, Kilikya Havzasında yer alan (Şekil 1.1), Göksu Nehri Deltası'nın Kuvaterner jeolojisini sıg sismik veriler yardımıyla incelemektir.

Neojen ve Kuvaterner yaşlı çökellerle doldurulmuş olan Kilikya Havzası yaklaşık olarak 1000 yılda 0.38 m civarında çökme hareketine maruz kalmaktadır (Aksu ve diğ., 1992). Ayrıca, bu havzadaki çökel serileri özellikle Kuvaterner'de oluşan buzul ve buzullar arası dönemlerdeki deniz seviyesi salınımlarından etkilenmişlerdir (Aksu ve diğ., 1992). Bu seriler deniz seviyesinin yükseldiği dönemlerde oluşmasına karşın, eski serilerin bir kısmı deniz seviyesinin alçaldığı dönemlerde erozyona uğramışlardır. Böylelikle Göksu Nehri Deltası'nın sedimentolojisi Kilikya Havzası'nın çökmesinden ve deniz seviyesi salınımlarından oldukça etkilenmiştir. Diğer taraftan, Göksu Nehri ağzının zamanla konumunu değiştirmiş olması (Erol, 1993) depolanmanın ve buna bağlı olarak da deltanın gelişim yönünün, zaman içerisinde farklılıklar gösterdiğini ortaya koymaktadır.

Bu proje kapsamında, Göksu Nehri Deltası'nın morfolojik ve sedimantolojik özellikleri, batimetrik ve yüksek ayırmalı (Uniboom) sismik verilerin ışığı altında incelenmiştir.



Şekil 1.1: Doğu Akdeniz'in derinlik haritası (IOC, 1981'den uyarlanmıştır). Eşderinlik eğrileri metredir.

Özellikle de sismik veriler, sismik stratigrafik yöntemlerle yorumlanmış ve ayırt edilen farklı çökel serilerine ait olan fasiyeslerin alansal dağılımları haritalanmıştır. Bu araştırmanın, Türkiye ve Akdeniz'in diğer kıyılarında yapılacak olan Kuvaterner jeolojisine yönelik bilimsel çalışmalara katkıda bulunabileceğine, bunun yanısıra deltada meydana gelen kıyasal ilerlemelerin ve gerilemelerin yorumlanabilmesinde çevre koruma çalışmalarına yardımcı olabileceğine inanılmaktadır. Kuzeydoğu Akdeniz'deki Kilikya Havzasında 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 ve Özhan, 1988) sismik araştırmalar yapılmış olmasına karşın, bu araştırmaların tamamı Kilikya 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 ayırıcılık özellikleri zayıf olduğundan (>3 m) dipaltındaki yapıların detaylı bir şekilde araştırılması pek mümkün olamamaktadır. Halbuki, güncel kıta-sahanlığı sedimentasyonun incelenmesi düşük penetrasyona sahip buna karşın ayırıcılığı yüksek olan (<1 m) sismik yansıma sistemlerinin kullanılması ile mümkün olmaktadır (Morelli, 1978;

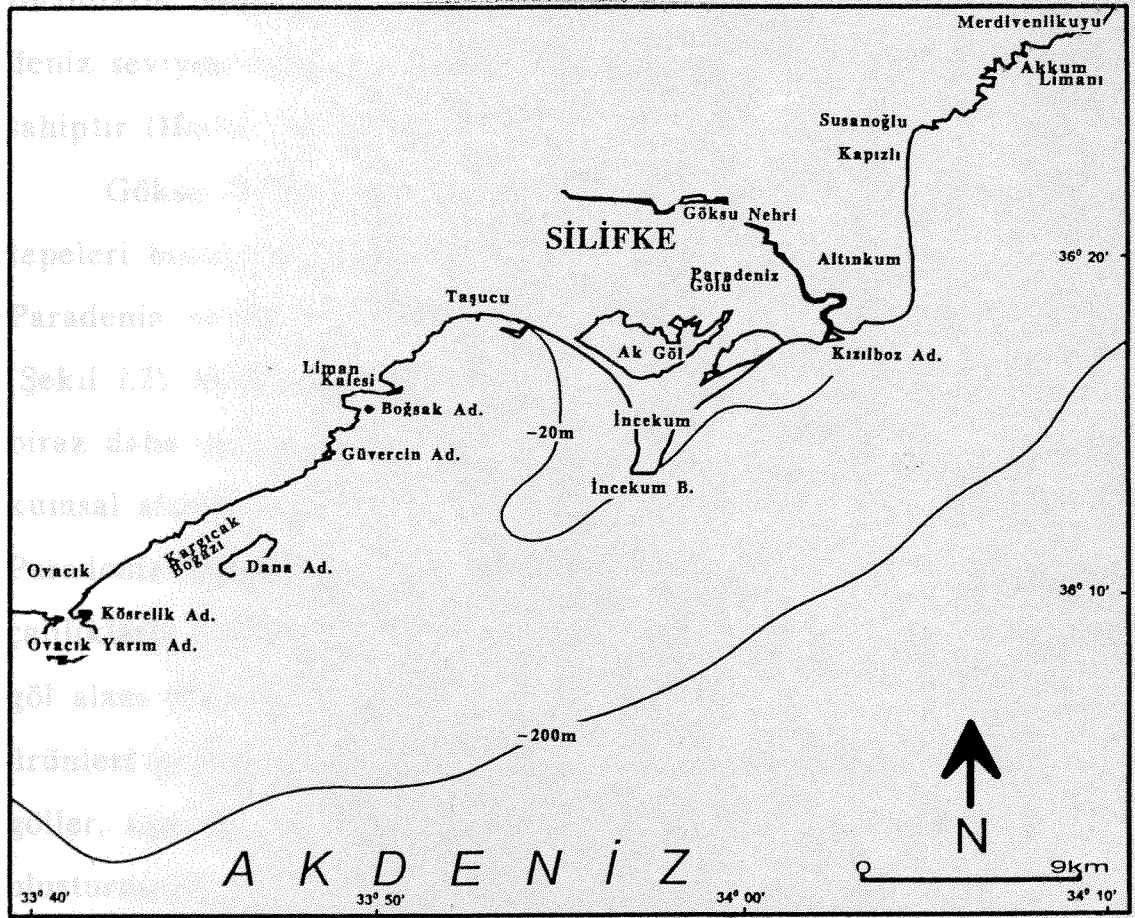
Colantoni ve diğ., 1981; Van Andel ve Lianos, 1984; Stefanon, 1985; Alexander ve diğ., 1986; Got ve diğ., 1987; Okyar, 1987 ve Canals ve diğ., 1988).

Kilikya Havzası'nın sığ kesimlerinde bazı küçük ölçekli yüksek ayırmalı sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiş olmasına rağmen (IMS-METU, 1985; 1986; Alavi ve diğ., 1989; Bodur ve Ergin, 1989; Ergin ve diğ., 1989; 1992a; Ediger ve diğ., 1993) bu çalışmalar Göksu Deltası'nı kapsamamaktadır. Buna karşın, bazı büyük ölçekli sismik yansıma çalışmalarında Göksu Deltası yakınlarında az sayıda sismik profiller elde edilmiştir (Okyar, 1991 ve Aksu ve diğ., 1992).

Bir özel şirket tarafından 1975 ve 1977 yıllarında Göksu Deltasında yapılan çalışmalarda sığ kesimlerin derinlik haritası hazırlanmıştır (MASU OŞİNOGRAFI, 1975; 1977). Bölgede ilk bilimsel amaçlı çalışma, 1993 yılında O.D.T.Ü. Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından gerçekleştirilmiş ve elde edilen veriler değerlendirilerek, Göksu Deltası'nın dipaltı yayılım stratigrafisinin araştırılması konulu bir çalışma hazırlanmıştır (Timur, 1996).

1.2. Araştırma sahasının genel özellikleri

(Şekil 1.2) Yaklaşık olarak 550 km²'lik yüzey alanına sahip olan ve -20 ile -200 m'lik eş derinlik çizgileriyle sınırlanan araştırma sahası (Şekil 1.2), kuzeydoğu Akdeniz'de bulunan Kilikya Havzasında yer almaktadır (Şekil 1.1). Çalışma sahasının kıyı kesimi batıdan doğuya doğru sırasıyla Ovacık Yarımadası, Liman Kalesi, Taşucu, İncekum



Şekil 1.2: Araştırma sahasını gösteren harita.

Burnu, Göksu Nehri ağzı, Altınkum ve Susanoğlu ile çevrelenmiştir. (Şekil 1.2).

1.2.1. Göksu Deltası'nın kıyısız morfolojisi ve fizyografisi

Özel Çevre Koruma Bölgesi kapsamına alınan ve 150 km²'lik yüzey alanına sahip olan Göksu Deltası Göksu Nehri'nin taşıdığı

tortulların birikimiyle oluşmuştur (Akyatan, 1993). Göksu Deltası'nın deniz seviyesi üzerinde kalan kısmı ortalama 10 m yüksekliğe sahiptir (Hollis, 1993).

Göksu Deltası'nın kıyısız kesiminde 1-6 m yükseklikte kumul tepeleri bulunmaktadır (Eyce, 1993). Deltanın doğu tarafında Paradeniz ve Akgöl olarak adlandırılan iki lagün gölü yer almaktadır (Şekil 1.2). Paradeniz Gölü'nün denizle olan bağlantısı nedeniyle suyu biraz daha tuzludur (Mortaş, 1993). Bu lagünün, denizle arasındaki kumsal alanda bitki örtüsüne rastlanılmamaktadır. Akgöl'ün tuz oranı Paradeniz Gölünden daha düşük ve denizle arasındaki kumsal alan çalılıklarla kaplıdır. Göksu Deltası, 35 km'lik kıyı uzunluğu, 1646 m² göl alanı (Paradeniz 401 m²; Akgöl 1245 m²) ile büyük bir su ürünleri potansiyeline sahiptir (Mortaş, 1993). Bunların dışındaki ufak göller, kanallar, ve eski ırmak yatakları deltanın sulak alanlarını oluşturmaktadır. Deltada, sınırlı miktarlarda yeraltı su katmanları mevcuttur (Hollis, 1993) ve bu su katmanları Göksu nehir yatağından yeraltına sızan sular tarafından beslenmektedir (Akyatan, 1993).

1.2.2. Göksu Nehri Hidrografisi

Göksu ırmağı, Seyhan ve Ceyhan'dan sonra Akdeniz'e dökülen akarsuların en önemlilerinden olup, uzunluğu 260 km ve sularını topladığı havza alanı ise 10 000 km² civarındadır (Şekil 1.3; Akyatan, 1993). Göksu ve Ermenek çayı olarak iki büyük kol halinde kuzeybatıdan güneydoğuya doğru derin vadiler içerisinde geçen bu



Şekil 1.3: Göksu Nehri Havzası (DHKD, 1992'den uyarlanmıştır).

iki büyük kol, Mut ilçesi yakınlarında birleşerek Göksu ırmağı adı altında Akdeniz'e doğru akar (Şekil 1.3).

Göksu Nehri'nin yıllık ortalama su debisi $110\text{m}^3/\text{s}$ civarındadır. Bir yılda toplam olarak akan su hacmi 3.5 milyar m^3 'dür, bu miktarın bir bölümü nehir yatağından sızarak deltadaki yeraltı su katmanlarını beslemektedir (Akyatan, 1993). En yüksek aylık debi ortalaması Nisan ayında ($702\text{m}^3/\text{s}$) gözlenmekte olup, dağlarda karların erimesi sonucu nehirlerle katılan sulardan kaynaklanmaktadır.

(DHKD, 1992). En düşük aylık debi ortalaması ise Eylül ayında ($97\text{m}^3/\text{s}$) gözlenmiştir (DHKD, 1992). Deltaya yılda 81 milyon m^3 yağmur suyu düşmekte olup buharlaşma ise 233 milyon m^3 'e ulaşmaktadır (Hollis, 1993).

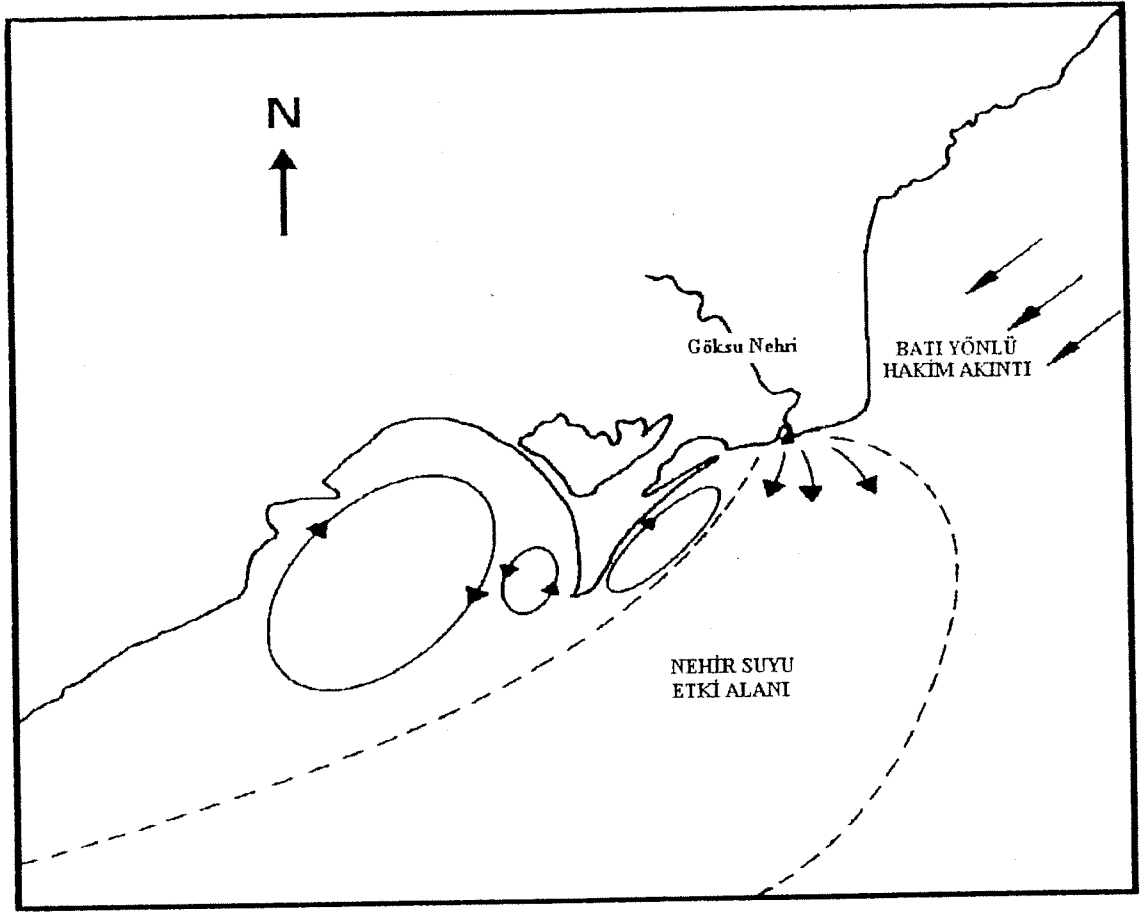
Göksu Nehri'nin denize taşıdığı sediman miktarı hakkında çeşitli araştırmalar yapılmış olup elde edilen değerler 2539×10^3 ton/yıl (Aksu ve diğ., 1992), 2934×10^3 ton/yıl (Saydam ve diğ., 1984), 4380×10^3 ton/yıl (IMS-METU, 1984), ve 6847×10^3 ton/yıl (Atalay, 1982) olarak bulunmuştur.

1.2.3. Dolaşım sistemi ve akıntılar

Doğu Akdeniz'de siklonik türde 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 kıyısal kesimde bulunan Erdemli önlerinde, batı yönlü ve 10 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 hızının azalma nedeninin, kıyasal geometri ve topoğrafik yapılar olduğu sonucuna varılmıştır (Ünlüata ve diğ., 1983). Göksu Deltası civarında taban yapısının geniş tabanlı bir koni şeklinde olması, akıntı hızındaki azalmanın en önemli nedenlerinden birisidir (Ünlüata ve diğ., 1983). Buna karşın, Göksu Nehri etki alanının batıya doğru yönelmiş olması, batı yönlü akıntıların buralarda hakim akıntı yönünü oluşturduğunu açıklamaktadır (Collins ve Banner, 1979). Göksu Deltası alanının şekli, denize ulaşan sedimanların nehir ağzından batıya doğru baskın bir şekilde taşındığını ve bir kum bankı oluşturduğunu (İncekum Burnu) göstermektedir (IMS-METU, 1984).

Şekil 1.4'de gösterilen Göksu Deltası ve Taşucu Körfezi civarındaki küçük ölçekli döngüler, batı yönlü hakim akıntılar ve Göksu Nehri'nin etki alanı sedimanların birikiminde ve taşınımında önemli rol oynamaktadırlar (IMS-METU, 1984). Ancak bu durum mevsimlere göre farklılıklar göstermektedir. Özellikle, ilkbahar aylarında nehir debisinin fazla olması nedeniyle nehir etki alanı geniş bir bölgeye yayılmaktadır. Buna karşın, sonbahar aylarında, batı yönlü akıntı etkisinin baskın olduğu ve nehrin etki alanının sadece batıya yöneldiği gözlenmiştir (IMS-METU, 1984).



Şekil 1.4: Göksu Nehri etki alanı ve akıntılar (IMS-METU, 1984'den uyarlanmıştır).

1.2.4. Jeolojik Durum

Araştırma sahası doğu Akdeniz'deki, Kilikya Havzasında yer almaktadır (Şekil 1.1). Levha tektoniği açısından, Kilikya, Lazkiye ve İskenderun Havzaları, Avrasya ve Afrika plakalarının çarpışma sınırında bulunmaktadır (McKenzie, 1970). Bundan yola çıkarak, doğu Akdeniz'in bir Mesozoik Tetis'in (Şengör, 1980) kalıntısı olduğu öne sürülmektedir. Hsü (1977) ve Woodside (1977)'e göre, bu iki plakanın

çarpışması ve Neojen'de başlayan çökme hareketleri doğu Akdeniz'de yer alan havzaların oluşum nedenidir. Mulder ve diğ. (1975), doğu Akdeniz'de yer alan tüm Neojen havzalarının bu günkü konumlarının büyük ölçüde Geç-Miyosen ve Erken-Pliyosen yaşlı tektonik hareketlerle ilişkili olduğunu öne sürerek bu görüşü desteklemektedirler.

Akdeniz'deki tüm havzaların, Pliyosen-Kuvaterner yaşlı klastik serileri, Geç-Miyosen yaşlı evaporitik (Messiniyen) serileri ve Geç-Miyosen öncesi derin deniz çökellerini ihtiva ettikleri açıklanmıştır (Kennett, 1982).

Doğu Akdeniz'de sismik kırılma yöntemi kullanılarak gerçekleştirilen araştırma sonuçlarına göre, Geç-Miyosen öncesi derin deniz çökellerinin kalınlığı Kilikya Havzası'nın orta kesiminde 3-4 km'ye ulaşmakta olduğu ve Globijerinalı marl ihtiva ettikleri saptanmıştır (Mulder, 1973). Geç-Miyosen yaşlı evaporitik (Messiniyen) serilerinin toplam kalınlıklarının ise 1.5 km civarında olduğu ve çoğu yerlerde tuz yastıklarını ve tuz domlarını oluşturduğu açıklanmıştır (Mulder, 1973). Çeşitli araştırmacılar (Evans ve diğ., 1978; Woodside, 1977) bu evaporitik serilerinde halokinetiğe maruz kaldığını izah etmişlerdir. Kilikya Havzasındaki Pliyosen-Kuvaterner yaşlı serilerin toplam kalınlığının 2-3 km civarında olduğu öne sürülmüştür (Mulder, 1973).

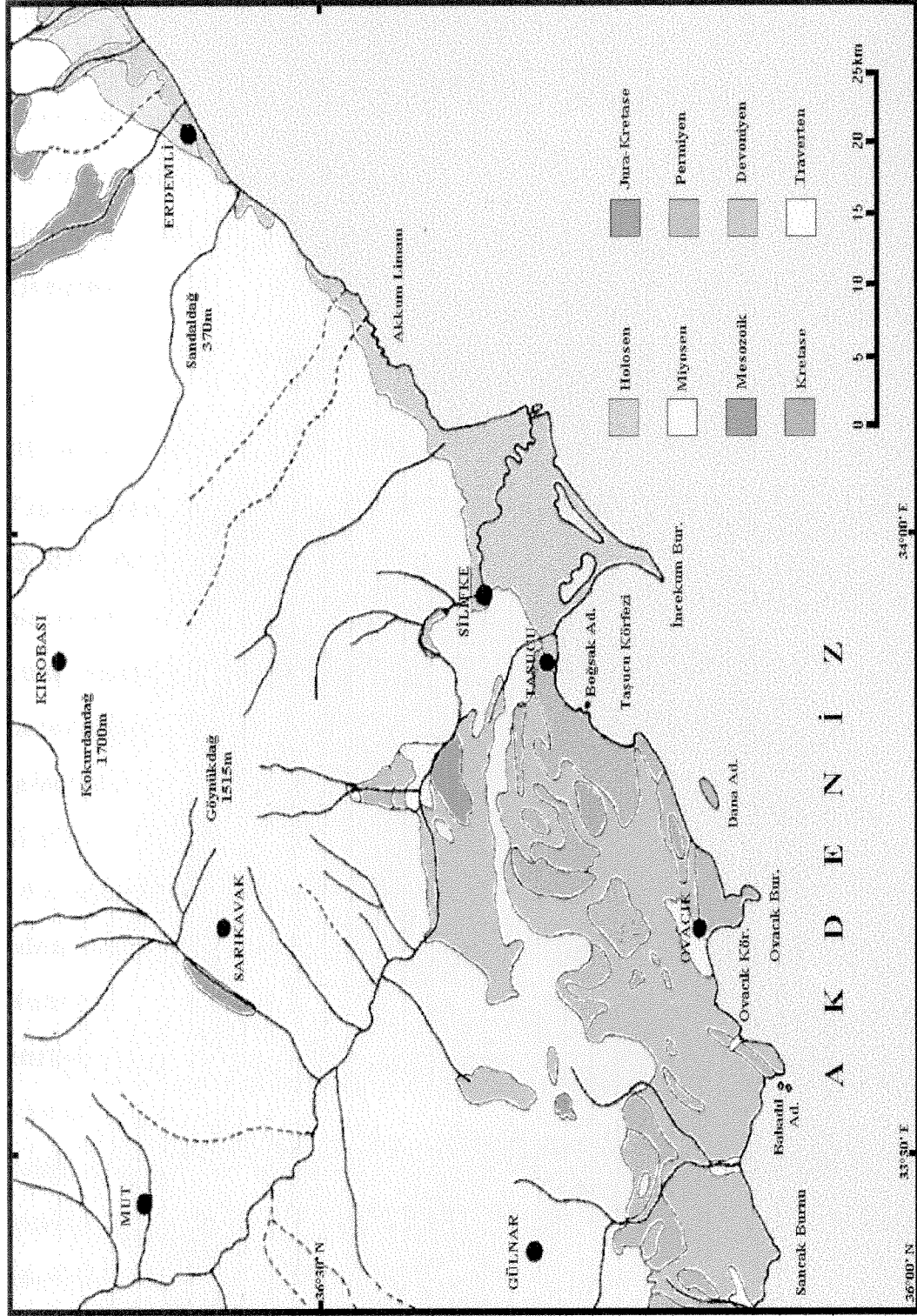
Çalışma sahasını sınırlayan kara kesiminde yer alan jeolojik formasyonlar, çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Ternek,

1953, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; DSI, 1978; Gedik ve diğ., 1979; Ketin, 1983; Yalçın ve Görür, 1984; Kapur ve diğ., 1990). Şekil 1.5'de verilen jeolojik haritada görüldüğü gibi, bölgedeki en eski formasyon Paleyozik yaşı olup Devoniyen ve Permilen ile temsil edilmektedirler. Bu kayalar genel olarak kısmen kristalize olmuş kireçtaşı, kumtaşı ve şistlerden oluşmaktadırlar.

Mesozoik formasyonlar ise Jurasik ve Kretase yaşı kayalarla temsil edilmekte olup, kireçtaşı ve flişten meydana gelmişlerdir. Mesozoik yaşı bu formasyonlar içerisinde ofiyolitik kayaları ihtiva eden ultrabazik serilerde rastlanılmaktadır.

Geç-Tersiyer yaşı Miyosen çökellerini ihtiva eden ve bölgede yaygın olarak bulunan formasyonlar, genel olarak iki farklı başlık altında incelenirler. Altta, marn aratabakalı konglomera ve kireçtaşlarından oluşan Burdigaliyen yaşı Derinçay formasyonu; üstte ise, marn aratabakalı (ara seviyeli) resifal kireçtaşlarının meydana getirdiği Langiyen-Serravaliyen yaşı Mut formasyonudur.

Çalışma sahasının kıyı kesimi, Kuvaterner (Holosen'e ait) yaşı çökellerle kaplıdır. Pliyosen-Kuvaterner yaşı çökeller, genel olarak kireçtaşı, çört, kumtaşı ve volkanik kökenli kayaç kırıntılarından oluşan kil, silt, kum, ve çakıllardan meydana gelmektedirler. Bunlarda, karanın iç kesimlerindeki Tersiyer ve Kretase yaşı dağların akarsular tarafından kıyı bölgesine taşınan, malzemeleridir. Travertenler ise Pleistosen-Holosen dönemi temsil etmekte bölgenin bir çok yerlerinde diğer formasyonları örtmektedirler.

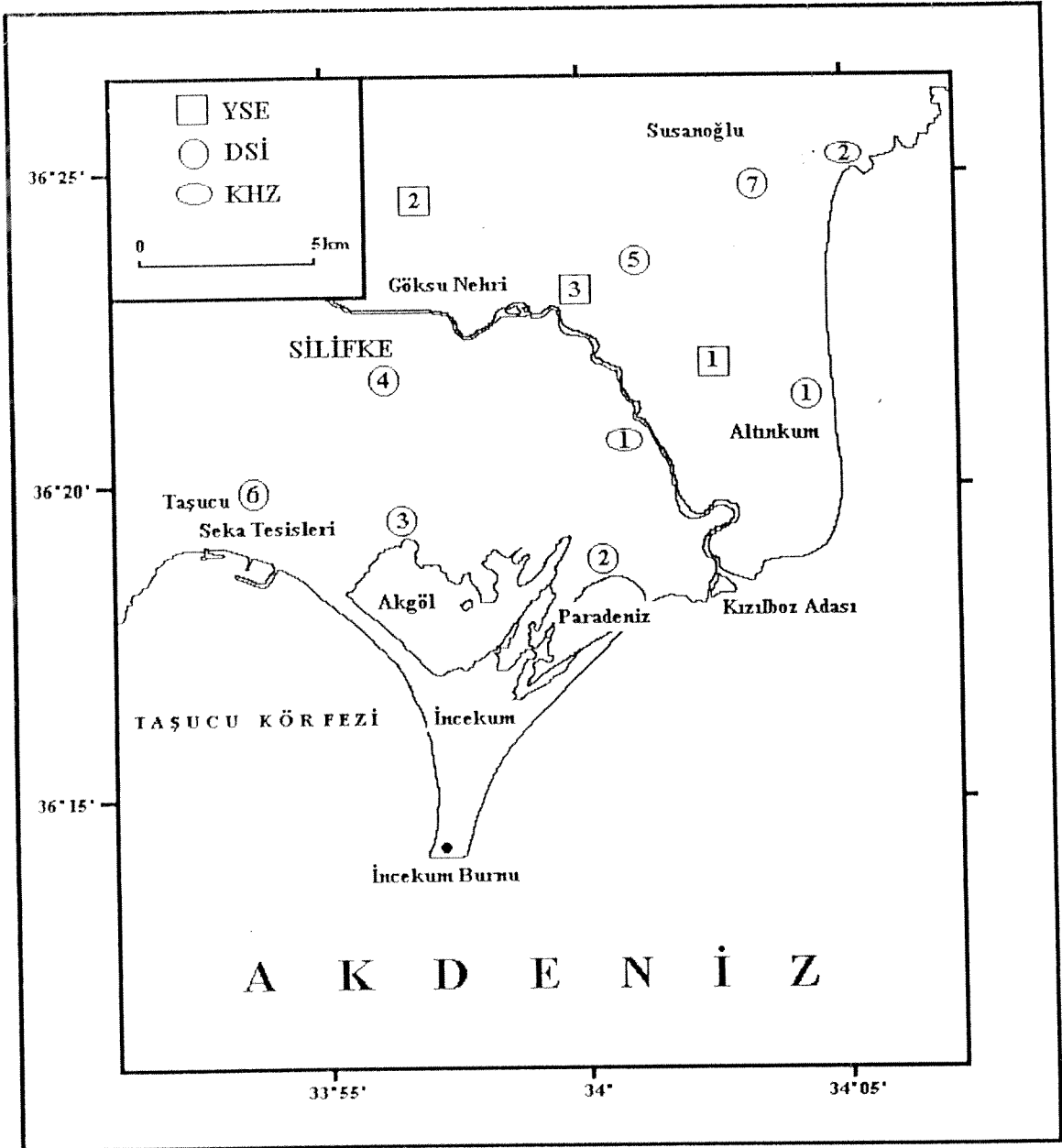


Şekil 1.5: Göksu Deltası ve civarının jeolojik haritası (MTA, 1962'den uyarlanmıştır).

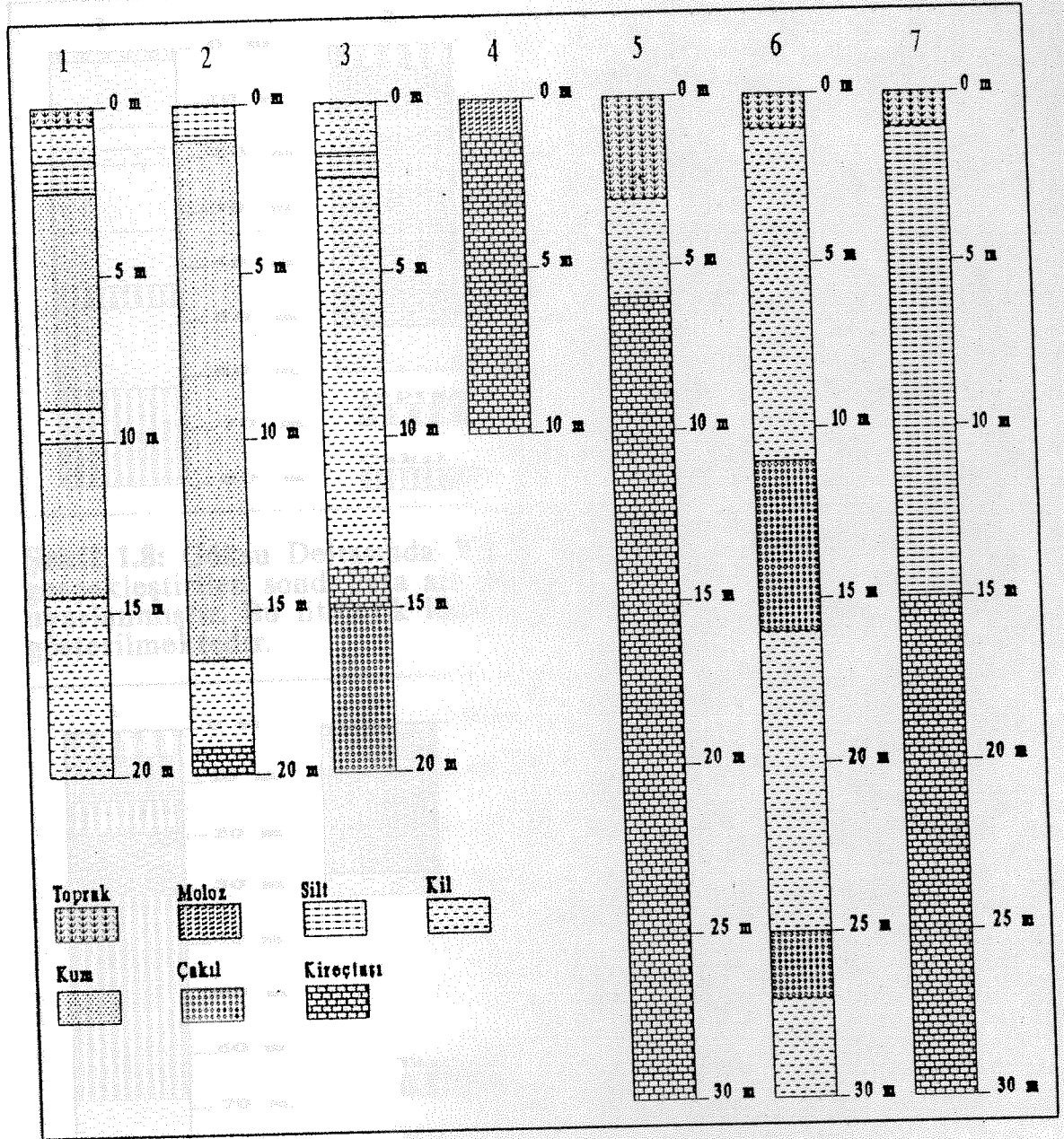
1.2.4.1. Araştırma sahasının kıyasal kesimindeki litolojik birimler

DSİ, YSE ve KHz'nin Göksu Deltası'nın karasal kesimi üzerinde, yeraltı su araştırmalarına yönelik çeşitli sayılarda sondaj kuyuları bulunmaktadır (Şekil 1.6). Bu sondajlar da geçilen litolojik birimler toprak, moloz, silt, kil, kum, çakıl, kıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşı olarak sınıflandırılmışlardır (Şekiller 1.7-1.9).

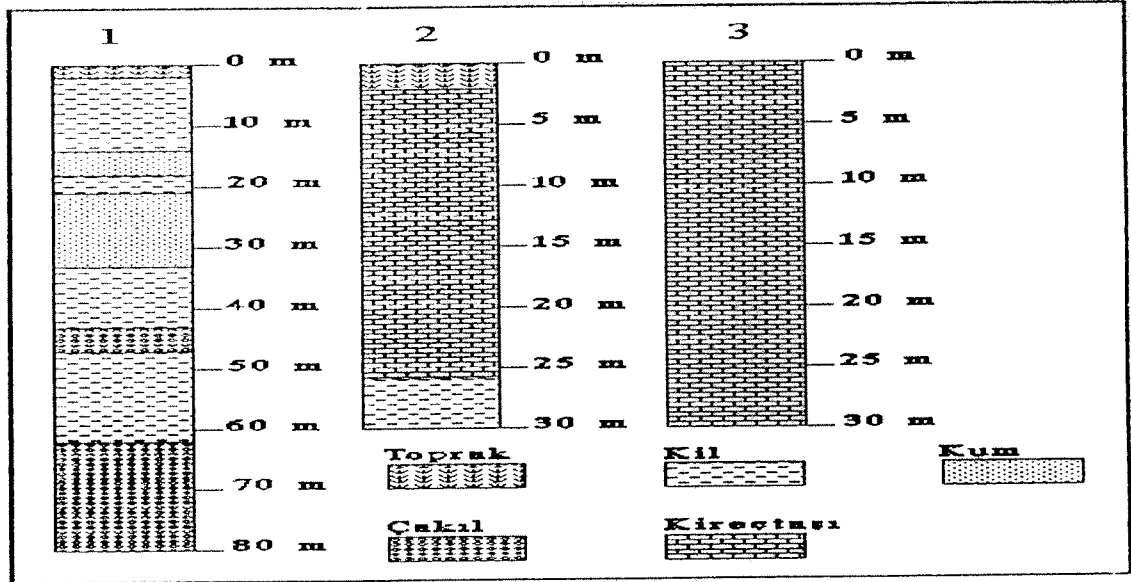
Altınkum civarındaki 1 no'lu YSE sondaj loguna göre (Şekil 1.6) kil, kum, ve çakıl ihtiva eden alüvyon tabakasının kalınlığının 80 m'den daha fazla olduğu görülmektedir (Şekil 1.8). Buna karşın, Taşucu'nun batısında yer alan DSİ'nin 6 no'lu sondaj loguna göre (Şekil 1.6) kil ve çakıldan oluşan alüvyon kalınlığının da 30 m'den az olmadığı görülmektedir (Şekil 1.7). Paradeniz ve Akgöl'ün kuzeyindeki 2 ve 3 no'lu DSİ sondajlarında (Şekil 1.6), alüvyon tabakalarının kalınlığının 18 m ve 14 m civarlarında olduğu ve bu tabakaların alttan kireçtaşı ile sınırlandığı gözlenmektedir (Şekil 1.7). Silifke'nin güneyindeki DSİ'ye ait 4 no'lu sondaj kuyusunda (Şekil 1.6), kireçtaşı tabakası yüzeydeki 1 m'lik toprak ve moloz ihtiva eden örtünün hemen altında yer almaktadır (Şekil 1.7). Göksu Nehri'nin daha üst kısımlarında kireçtaşı yüzeylenmektedir. Bu durum YSE'ye ait 3 no'lu sondaj kuyusunda (Şekiller 1.6, 1.8) belirgin olarak göze çarpmaktadır. Kayalık bir yapıya sahip olan Susanoğlu kıyısı civarında ise kireçtaşı tabakasının, KHz'ne ait olan 3 no'lu sondaj kuyusunda (Şekil 1.6), yüzeyden 2.5 m aşağıda uzandığı görülmektedir (Şekil 1.9).



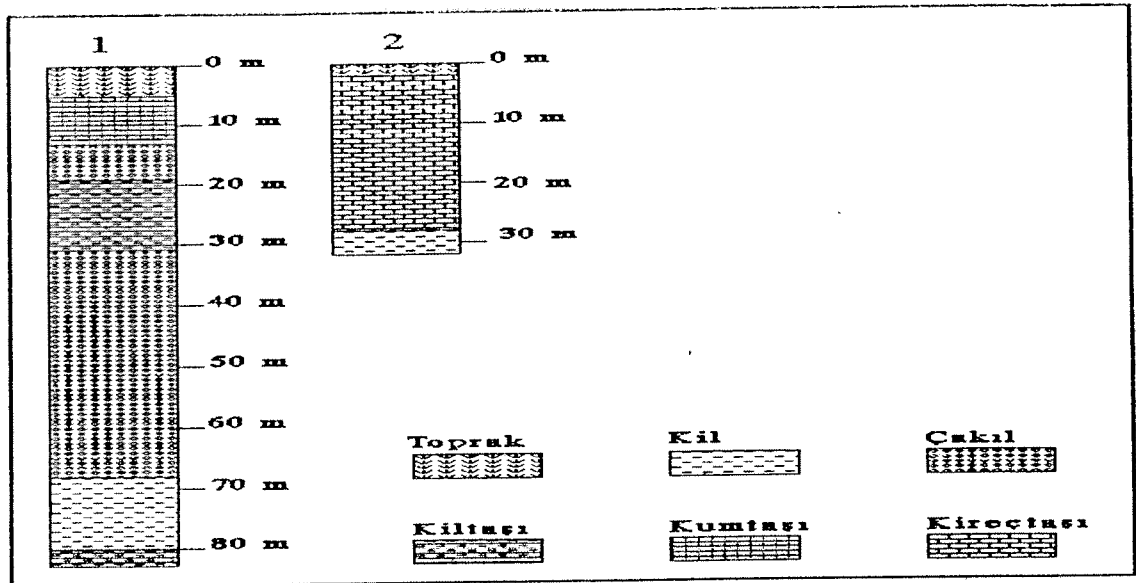
Şekil 1.6: Göksu Deltasında D.S.İ., Y.S.E. ve K.Hz. Bölge Müdürlüklerince gerçekleştirilen sondajlara ait konum haritası (Timur, 1996'dan uyarlanmıştır). Bu sondajlara ait litolojik loglar Şekil 1.7-1.9'da açıklanmıştır.



Şekil 1.7: Göksu Deltasında D.S.İ. Bölge Müdürlüğüne gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar (Timur, 1996'dan uyarlanmıştır). Bu litolojik logların konumu Şekil 1.6'da gösterilmektedir.



Şekil 1.8: Göksu Deltasında Y.S.E. Bölge Müdürlüğüne gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar (Timur, 1996'dan uyarlanmıştır). Bu litolojik logların konumu Şekil 1.6'da gösterilmektedir.



Şekil 1.9: Göksu Deltasında K.Hz. Bölge Müdürlüğüne gerçekleştirilen sondajlara ait litolojik loglar (Timur, 1996'dan uyarlanmıştır). Bu litolojik logların konumu Şekil 1.6'da gösterilmektedir.

1.3. Kuvaterner'deki deniz seviyesi değişimleri ve nedenleri

Jeolojik devirler boyunca dünya denizlerinin seviyesi birçok salınımlara maruz kalmışlardır. 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 ve Vail ve diğ., 1977). Ancak, günümüzde Kuvaterner'de meydana gelen deniz seviyesi salınımlarının glasiyal östatik etkenlerden kaynaklandığına inanılmaktadır (King, 1972; Shepard, 1973; Komar, 1976; Bowen, 1978; Kennett, 1982). Bunlar iklim değişikliği sonucunda okyanuslardaki su kütlesinin 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 alıkonulmaktadır. Bunun 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 su okyanusların kütlesine 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 (100 m, 130 m), son buzul çağı maksimumunda (last glacial maximum), meydana geldiği (18 000-20 000 yıl önce) açıklanmış bulunmaktadır. 18 000-20 000 yıl önce meydana gelen ve deniz seviyesinin en düşük değerine ulaştığı bu dönem aynı zamanda Holosen 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).

1.3.1. Kilikya Havzasında son buzul çağı nedeniyle oluşan deniz seviyesi salınımlarının izleri

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 metreye 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 3 m’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

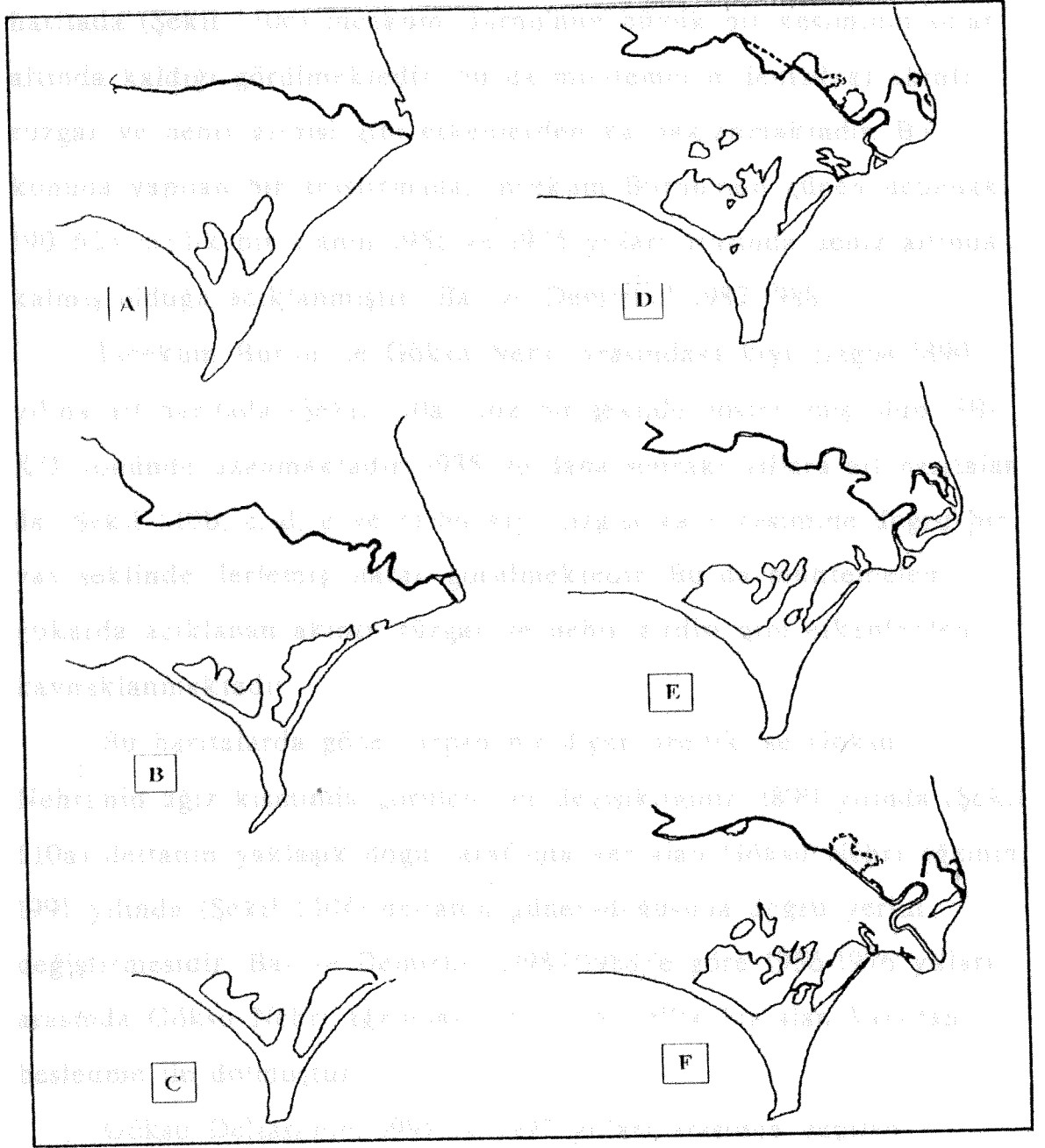
günümüzden yaklaşık 3000 ila 2000 yıl öncesi bir dönemde deniz seviyesinin bu günkü konumuna ulaştığı açıklanmıştır.

Kilikya Havzasında gerçekleştirilen yüksek ayırmalı sığ sismik araştırmalarda (Okyar, 1991; Ergin ve diğ. 1992a; Ediger ve diğ. 1993) Holosen öncesi bir erozyonal yüzeyin varlığı kesin olarak tesbit edilmiş bulunmaktadır. Bu erozyonal yüzeyin Mersin Körfezi önlerinde yaklaşık 3.5 m ila 35 m kalınlığa sahip güncel çökellerin alt kısmında yer aldığı Okyar (1991) ve Ergin ve diğ. (1992a) tarafından açıklanmıştır. Göksu Deltası'nın batısında yer alan Anamur Körfezi'nde ise sırasıyla -70-90, -60, -45 ve -40 m'lik su derinliklerinde dört adet transgressif serilerin varlığı Ediger ve diğ. (1993) tarafından açıklanmıştır. Ayrıca bu çalışmalarda son buzul çağına ait akarsu vadilerinin, Flandriyen transgresyonu ile sular altında kalmış olduğu ve kısmen karadan gelen tortullarla dolmuş olduğu belirlenmiştir.

1.4. Göksu Nehri Deltasında gözlemlenen kıyı çizgisi değişimleri

Göksu Deltası'nın kıyı çizgisinde 1890 ila 1991 yılları arasında meydana gelen değişiklikler Şekil 1.10'da gösterilmiştir. Bu haritalarda göze çarpan en belirgin değişiklik İncekum Burnu ile, İncekum Burnu-Göksu Nehri ağzı arasındaki kıyı çizgisindeki farklılıklardır.

İncekum Burnu 1890 (Şekil 1.10a) ila 1935 (Şekil 1.10b) yılları arasında denize doğru gelişimini sürdürmüştür. Ancak 1949 yılına ait



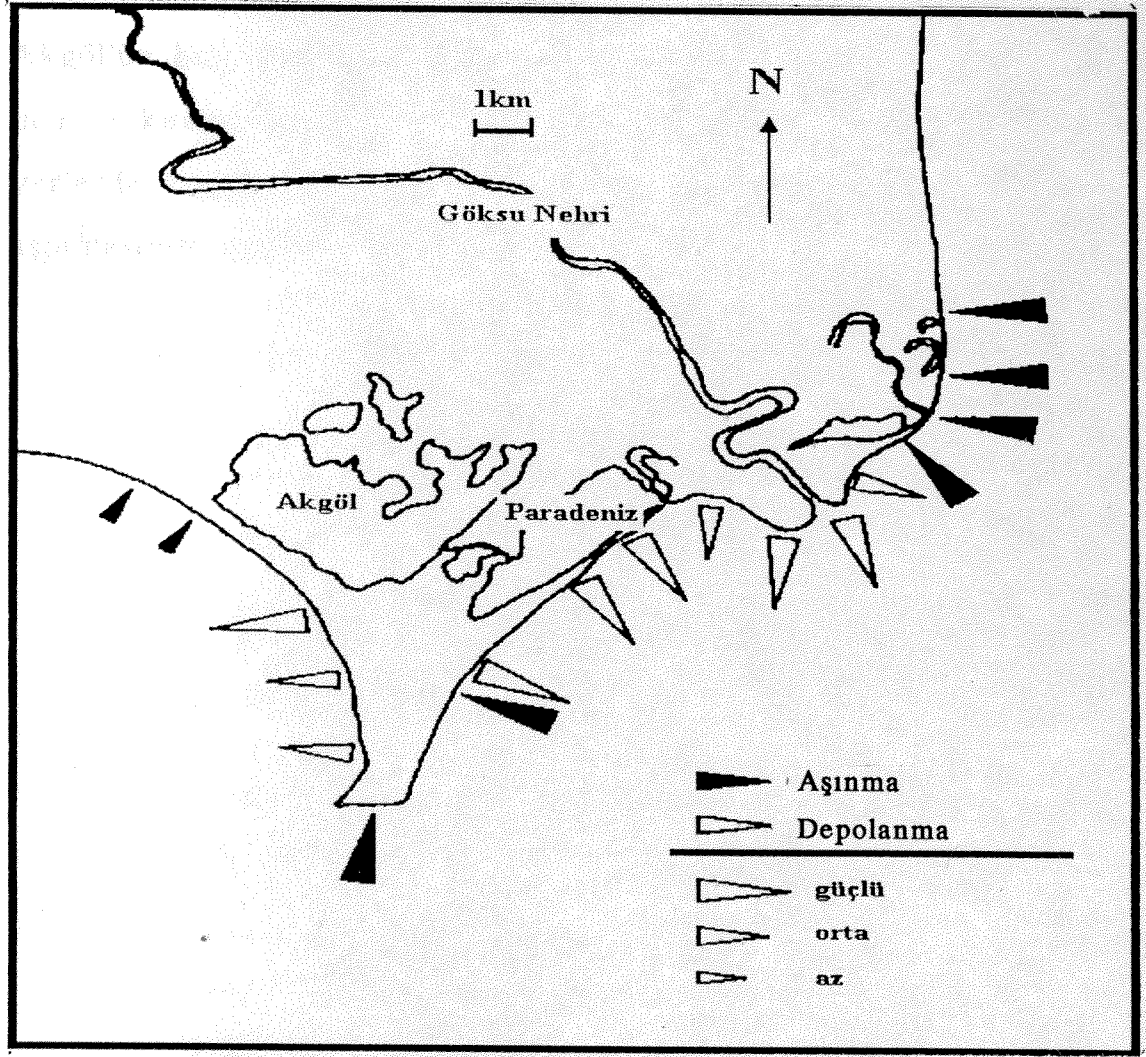
Sekil 1.10: Göksu Deltası'nın geçmişteki konumları (DHKD, 1992'den derlenmiştir). A. (Bent, 1890), B. (kaynak bilinmiyor, 1935), C. (Admiralty Chart, 1949), D. SHOD, 1953), E. (Bener, 1967), F. (DHKD, 1991).

haritada (Şekil 1.10c) İncekum Burnu'nun büyük bir kesiminin sular altında kaldığı görülmektedir, bu da muhtemelen denizdeki akıntı, rüzgar ve nehir girdisi gibi etkenlerden kaynaklanmaktadır. Bu konuda yapılan bir araştırmada, İncekum Burnu'nun güney ucundaki 190 625 m²'lik bir alanın 1951 ve 1975 yılları arasında deniz altında kalmış olduğu açıklanmıştır (Bal ve Demirkol 1987/1988).

İncekum Burnu ile Göksu Nehri arasındaki kıyı çizgisi 1890 yılına ait haritada (Şekil 1.10a) düz bir şekilde gösterilmiş olup GB-KD yönünde uzanmaktadır. 1935 ve daha sonraki yıllara ait haritalarda (Şekil 1.10b, c, d, e ve f) bu kıyı çizgisi kara kesimine doğru bir yay şeklinde ilerlemiş olarak görülmektedir. Bu da muhtemelen yukarda açıklanan akıntı, rüzgar ve nehir girdisi gibi etkenlerden kaynaklanmaktadır.

Bu haritalarda göze çarpan bir diğer özellik ise Göksu Nehri'nin ağız kısmında görülen yer değişikliğidir. 1890 yılında (Şekil 1.10a) deltanın yaklaşık doğu tarafında yer alan Göksu Nehri ağzının, 1991 yılında (Şekil 1.10f) deltanın güney-doğusuna doğru yerini değiştirmesidir. Bal ve Demirkol (1987/1988)'e göre 1956-1976 yılları arasında Göksu Nehri ağzındaki 265 625 m²'lik bir alan karadan beslenme ile dolmuştur.

Göksu Deltası'nın, 1991 ve 1992 yılları arasında yapılan gözlemlere dayanılarak, aşınma ve depolanma bölgeleri Şekil 1.11'de gösterilmektedir. Bu harita üzerinde kıyı aşınması nehir ağzının doğu kesiminde en bariz şekilde görülmektedir. Göksu Nehri ağzının



Şekil 1.11: 1991-1992 gözlemlerine göre Göksu Deltasında aşınma ve depolanma hareketleri (DHKD, 1992'den uyarlanmıştır).

batıya kayması nedeniyle, doğu tarafına olan tortu akışı kesilmiş, ve aşınma etkisi başlamış ve mevcut kıyı çizgisi karaya doğru gerilemiştir. Bu kıyı şeritinde yüksekliği yeryer 10 metreye erişen kumulların varlığı da kıyı aşınmasının bir sonucudur (Erol, 1993).

Akgöl'ün batı kesimindeki kıyı çizgisi, İncekum Burnu'nun güney ucu ve kuzey doğusu aşınmaya uğrayan yerlerdir (Şekil 1.11). Bu yerlerde kıyı boyu akıntısının ve buna bağlı olarak da kıyı aşınmasının güçlü olduğu öne sürülmüştür (Erol, 1993).

BÖLÜM 2: ARAŞTIRMA CİHAZLARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER

2.1. R/V BİLİM

Bu proje kapsamında gerçekleştirilen araştırmaya ilişkin batimetrik ve yüksek ayırmalı (Uniboom) sismik veriler O.D.T.Ü., 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 tüm 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 ± 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 transduceri 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 ± 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 (Ek 1) boyunca ölçülmüştür. Derinlik haritasının (Ek 2) çiziminde derinlik ölçerlerden elde edilen değerlere ilave olarak, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığınca üretilen haritalardaki (SHOD, 1981a; 1981b) derinlik değerleri de gözönüne alınmış ve böylelikle çalışma sahasının batimetrik haritası detaylı olarak 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 (Ek 1) 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 ünitedir. 230 ± 30 VAC elektrik akımı ile çalışmaktadır. Bu akım özel bir sistemle 3.5 kV'luk doğru akıma çevrilmekte ve kapasitörlerde enerji (çalışma koşullarına göre 100, 200 ve 300 Joule

olarak ayarlanabilmektedir) toplanmasına neden olmaktadır. Sismik kayıtçidan 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 (400 Hz-14 kHz) akustik bir basınç darbesi oluşturur. Bu özellikteki bir akustik dalga ise, tabandan itibaren 75 m derinliğe kadar kayıt alınmasını sağlayabilir. Sistemin ayrımlılığı (resolution) 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 -70db/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 yapabilen bir sistemdir. Kayıt genişliği 22 cm, kayıt yoğunluğu 20-80 çizgi/cm dir. bu cihaz 230VAC ile çalışmaktadır. Yüksek ayırmalı sismik yansıma sisteminin tüm elemanları ile irtibatlı olan bu kayıtçı, değişik çalışma koşullarına göre gerekli düzenlemeleri sağlayabilme imkanını da vermektedir. Bu kayıtçı 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, hidroфона 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 tabanı ve deniz tabanı altının tabaka ve yapılarının profilleri elde edilmektedir. Bu profillerin gidiş-dönüş zamanı cinsinden kayıt edilme kademeleri, 50, 100, 200 ve 400 milisaniye halinde ayarlanabilmektedir.

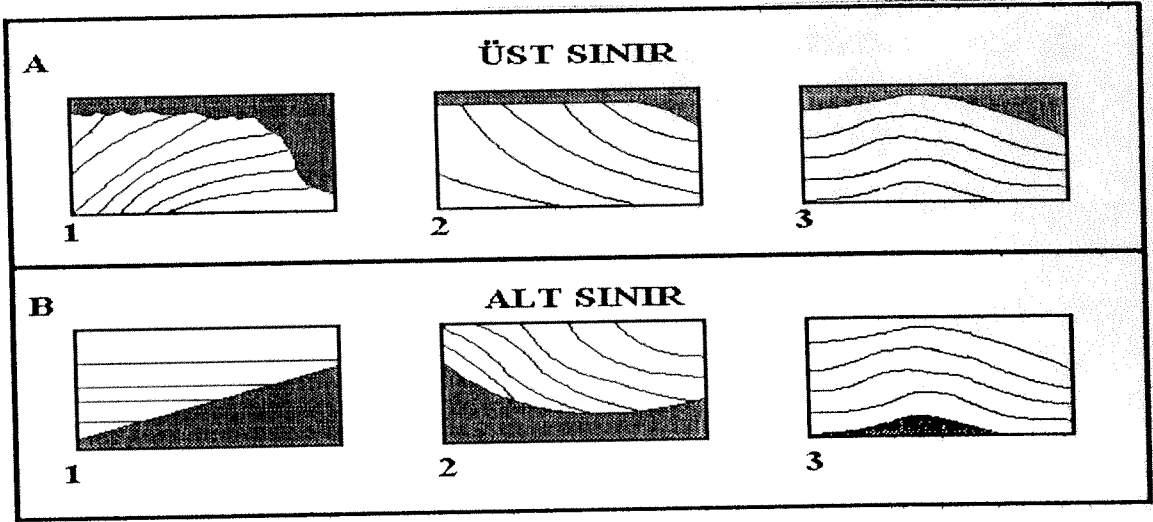
Bu proje kapsamında gerçekleştirilen Uniboom sığ-sismik profil alma işlemleri sırasında farklı çökel serileri ve bu serilere ait fasiyesler tespit edilerek yorumlanmıştır (Ekler 3-9). Bu fasiyeslerin dağılımları haritalanmış (Ekler 11-19), ve güncel fasiyesin kalınlık değerleri hesaplanarak kontur haritası çizilmiştir (Ek 20). Tüm bu hesaplamalar sırasında ses hızı, su için 1500 m/s ve sediman için 1700 m/s olarak alınmıştır.

2.5. Sismik stratigrafi yöntemi

Bu çalışmaya ait yüksek ayırmalı sismik yansıma kayıtlarının yorumlanmasında sismik stratigrafik metod uygulanmıştır. 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 korele edilebilen uyumlu yüzeyleriyle sınırlandırılmışlardır

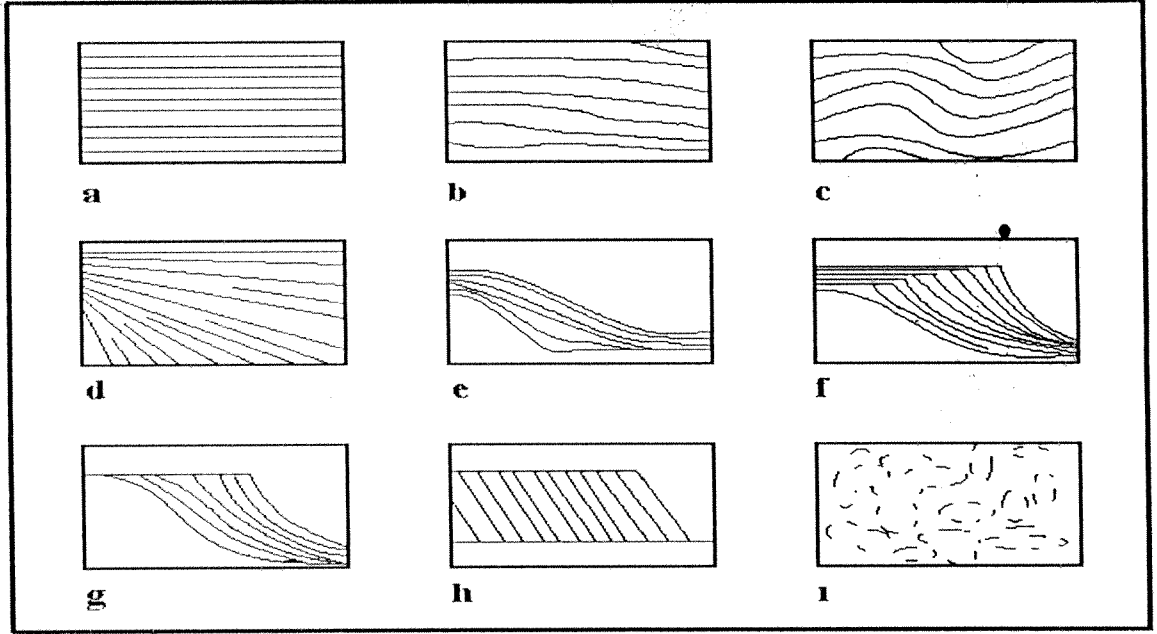
(Mitchum ve diğ., 1977a). Çökel serileri içerisindeki sismik yansımaların bu yüzeylerde sona ermeleri, çökel serilerinin belirlenmesinde kullanılmaktadırlar. Yansımaların, serilerin alt ve üst yüzeylerindeki sona erme durumlarına göre kullanılan terimler Şekil 2.1'de gösterilmiştir.



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 olan ilişkisi. **B1.** Tabanda yatay sona erme (onlap). **B2.** Tabanda eğik sona erme (downlap). **B3.** Alt yüzeye uyumlu (base-concordance).

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 hız dır. Ancak, bu parametrelerden yansıma şekli sismik kesitlerde kolaylıkla görülebildiğinden fasiyes analizinde esas olarak alınmaktadır. Fasiyes analizi esnasında en çok karşılaşılan yansıma şekilleri Şekil 2.2'de gösterilmiştir.



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 adlandırılmaktadırlar.

Sismik stratigrafik yorumlamanın en son aşaması çökel serileri ile deniz seviyesi değişimlerinin korele edilmesidir. Sismik stratigrafide çökel serilerinin sınırlarının, genel olarak, deniz seviyesindeki alçalma-yükselme hareketleriyle ilgili olduğu kabul

edilmektedir (Vail ve Mitchum, 1977). Deniz seviyesinde meydana salınımların zamansal olarak bilinmesi ile de, çökel serisinin hangi yaşta olabileceği hakkında yorum yapma imkanı doğmaktadır.

2.6. Bilgisayar donanımı ve yazılım programları

Global konum belirleme sistemi (GPS) ile elde edilen veriler enstitümüz tarafından gerçekleştirilen 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. Haritaların ve şekillerin basımı, TÜBİTAK tarafından bu proje kapsamında kullanılmak üzere satın alınan, HP Design Jet 350C çizicisi ile gerçekleştirilmiştir.

BÖLÜM 3: SONUÇLAR VE YORUMLAR

3.1. Batimetrik özellikler

Genel olarak bölgenin batimetrik haritası incelendiğinde (Ek 2), -250 m'den daha derin su derinliklerinde, eşderinlik eğrilerinin birbirine paralel ve düz bir şekilde KD-GB yönünde uzandıkları görülmektedir. Ancak, -250 m'den daha sığ olan yerlerde, eş derinlik eğrilerinin bölgenin paleotopoğrafyasına, sedimantasyon hızına ve bölgede hakim olan akıntı sistemine bağlı olarak gelişen Göksu Deltası'nın denize doğru uzanım şekline uyumlu olarak uzandıkları gözlenmektedir.

Bunun yanı sıra, araştırma bölgesine ait batimetrik haritada (Ek 2) gözlenen en belirgin özelliklerden birisi, Dana Adası, İncekum Burnu ve Paradeniz Gölü önlerinde yaklaşık -50 m'lik eşderinlik eğrisi ile kıyı çizgisi arasında kalan alanlarda deniz tabanı eğiminin 0.50'den az olmasıdır. Diğer özellik ise, Boğsak ve Taşucu önlerinde başlayan -20 m ve -30 m eşderinlik eğrilerinin, körfez içerisinde GB yönünde açığa doğru uzanarak taban eğimi çok az olan geniş bir alan kaplamasıdır. Bu eşderinlik eğrilerinin görünüşleri, İncekum Burnu'nun deniz altındaki uzanımını andırmaktadır. Deniz tabanının batimetrisi ile ilgili olan diğer bazı özellikler, Ek 1'de konumları belirlenen GS1, GS6, GS7, GS9, GS10 ve GS12 hatlarına ait kesitler kullanılarak (Ek 10) aşağıda yorumlanmıştır.

Taşucu Körfezi içerisinde KD-GB yönünde uzanan GS1 hattı incelendiğinde, -50 m'lik su derinliğine kıyıda yaklaşık olarak 12

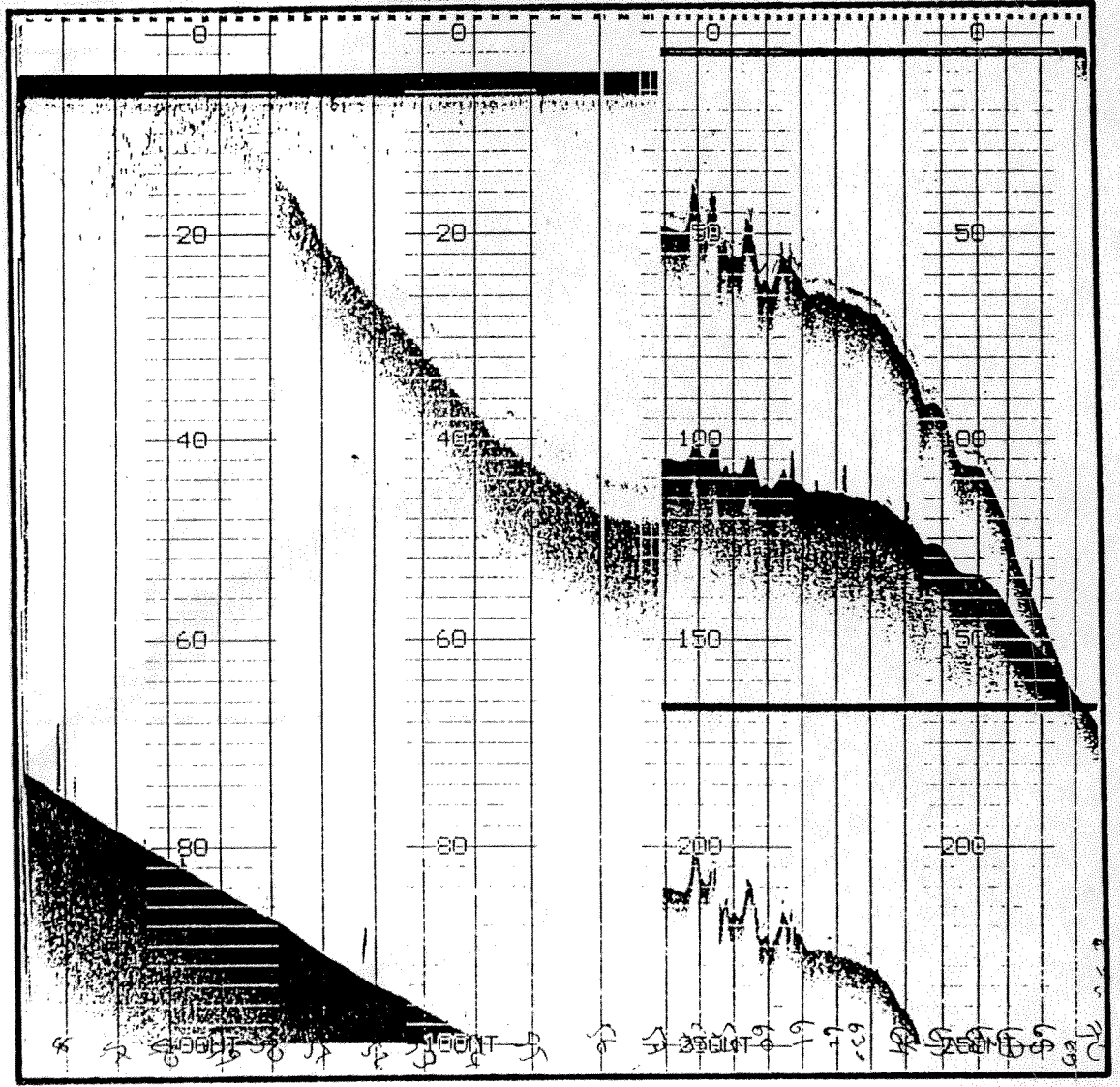
km'lik mesafede ulaşıldığı gözlenmektedir (Ek 10). Bu ise deniz tabanı topoğrafyasının körfez içerisinde oldukça az bir eğime (0.2^0) sahip olduğunu göstermektedir. İncekum Burnu'nun doğusunda, G-K yönünde uzanan GS6 hattı üzerinde, -50 m'lik su derinliğine kıyıda yaklaşık olarak 7 km'lik bir mesafede ulaşılmakta (Ek 10) ve bu ise 0.4^0 'lik bir eğime karşılık gelmektedir. Paradeniz Gölü önünde, KB-GD yönünde uzanan GS7 hattında ise, kıyıda yaklaşık olarak 6 km uzaklıktaki -50 m'lik su derinliğine 0.5^0 'lik bir taban eğimiyle ulaşılmaktadır (Ek 10). Az eğimli deniz tabanı topoğrafyası genel olarak, Göksu Nehri'nin denize ulaştığı noktanın batı bölgesinde yer almaktadır. Bu da muhtemelen, sedimanların batı yönlü Akdeniz akıntısıyla taşınarak, bu alanlarda depolanmasından kaynaklanmaktadır.

Göksu Nehri'nin denize döküldüğü yerin doğusunda kalan deniz tabanının eğimi 1^0 'den fazladır. Özellikle, Kızılboz Adası'nın doğusunda, KB-GD yönünde uzanan GS9 hattında, -50 m'lik su derinliği kıyıda yaklaşık olarak 1 km'lik mesafede olup (Ek 10) eğim değeri ise 3^0 'ye ulaşmaktadır. Altinkum sahili açıklarında GD-KB yönünde uzanan GS10 hattı üzerinde, kıyıda yaklaşık olarak 2 km uzaklıkta -50 m'lik su derinliğine ulaşılmakta (Ek 10) ve bu alanda eğim değeri 1.5^0 olmaktadır.

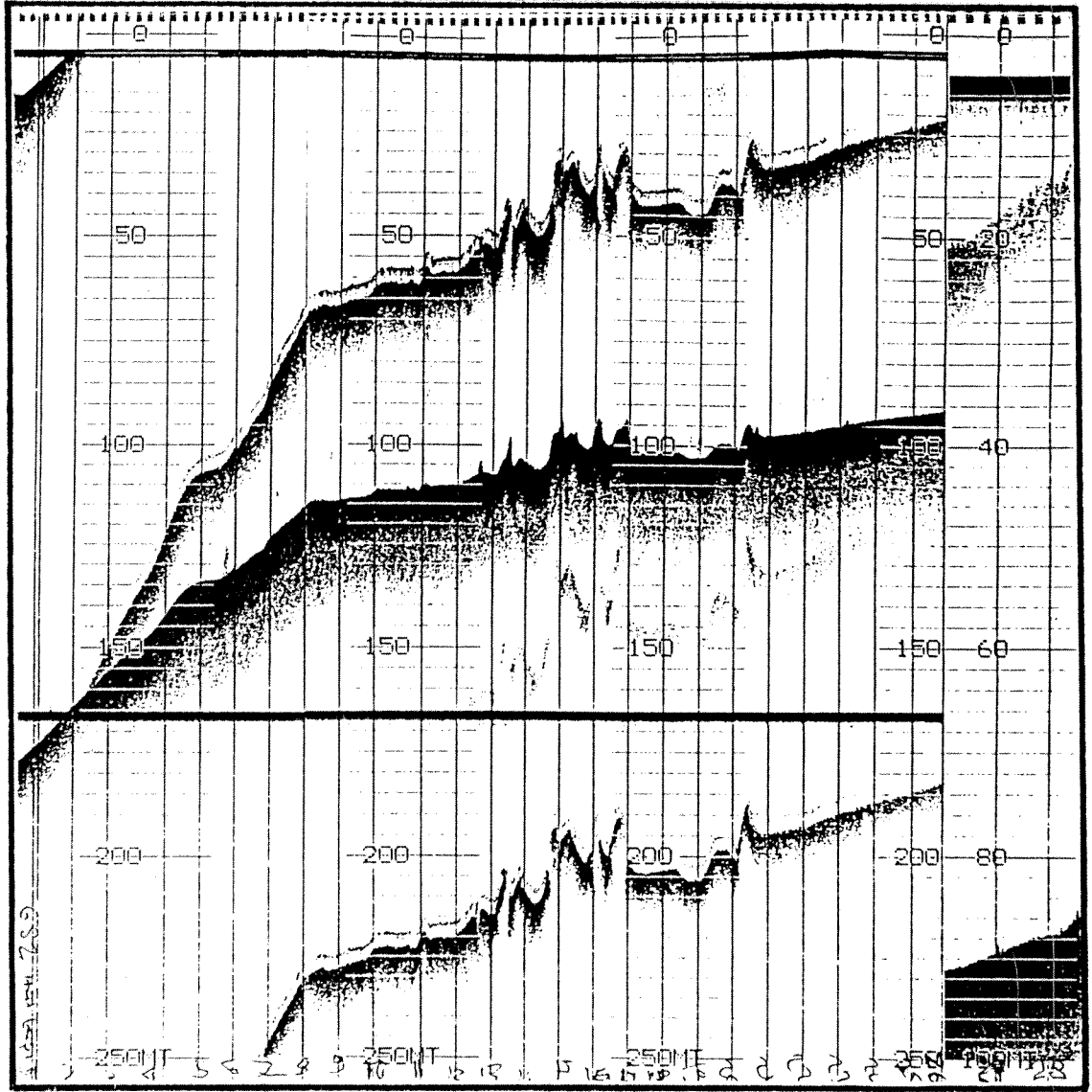
Özet olarak, Göksu Nehri'nin denize döküldüğü bölgenin batı kısmında yer alan deniz tabanı doğuya nazaran daha düşük eğimli bir topoğrafyaya sahiptir. Bu ise yukarıda açıklandığı gibi,

sedimanların bölgede hakim akıntı sistemleriyle doğudan batıya doğru taşınmasından ve bu alanlarda depolanmasından kaynaklanmaktadır. Bu durum GS12 hattının KB-GD yönünde uzanan bölümünde daha belirgin olarak görülebilmektedir (Ek 1). Söz konusu hat körfezin batı kıyısı önlerinde yaklaşık -40 m'lik bir su derinliğinde başlamakta ve doğuya doğru 11 km'lik bir uzaklıkta (İncekum Burnu önlerinde) sığlaşarak -15 m'lik su derinliğine ulaşmaktadır (Ek 10). Bu noktadan doğuya doğru gidildikçe derinlik ani olarak düşmekte ve İncekum Burnu'nun doğusunda, -70 m ve -90 m'ye ulaşmaktadır (Ek 10).

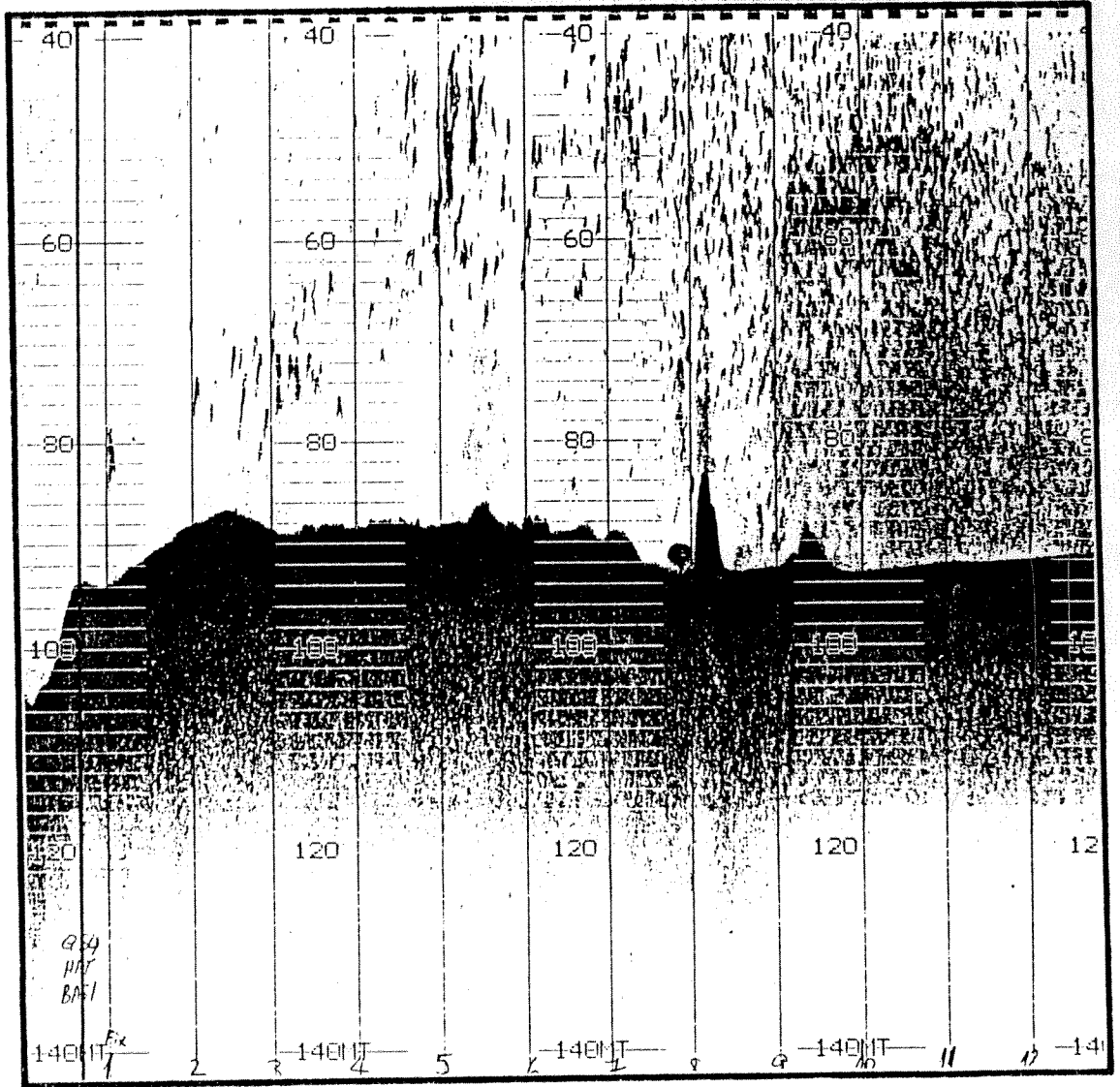
Genel olarak, GS1, GS6, GS7, GS9 ve GS10 hatlarına ait kesitler incelendiğinde (Ek 10), araştırma sahasının -80 m'den daha derin olan kesimlerinde deniz tabanı eğiminin bölgelere göre farklılıklar göstererek aniden arttığı gözlenmiştir. Körfez içerisindeki GS1 hattının -120 ile -175 m derinlikleri arasında deniz tabanının eğimi 2^0 'ye (Ek 10), İncekum Burnu'nun doğusundaki GS6 hattında ise -83 ile -133 m derinlikleri arasında deniz tabanının eğimi 14.5^0 'ye ulaşmaktadır (Ek 10). GS7, GS9 ve GS10 kesitlerinde ise eğim değerleri sırasıyla 3.7^0 (-116, -151 m su derinliğinde), 3^0 (-108, -151 m su derinliğinde) ve 1.8^0 (-89, -140 m su derinliğinde) civarındadır (Ek 10). Ancak bu üç kesitte deniz tabanı, 0.7^0 ile 0.9^0 'lik eğim değerlerini koruyarak, -180, -190 m'lik derinliklere kadar uzanmaktadır (Ek 10). Bu tür farklılıklar araştırma sahasının doğu kesimlerinde sediman taşınımının, batı kesimlerinde ise sediman



Şekil 3.1: GSI hattının 46. ve 70. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği. Konum için Ek 1'e bakınız.



Şekil 3.2: GS2 hattının 1. ve 29. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği. Konum için Ek 1'e bakınız.



Şekil 3.3: GS4 hattının 1. ve 13. fiksleri arasında yer alan ve topoğrafik düzensizlikleri gösteren derinlik ölçer kayıt örneği. Konum için Ek 1'e bakınız.

birikiminin hakim olmasındandır.

Bölgeye ait bir diğer özellik ise, deniz tabanından yaklaşık -85, -110 m derinlikler arasında gözlemlenen topoğrafik düzensizliklerdir (Şekiller 3.1-3.3). Bu düzensizlikler GS1, GS2 ve GS4 hatlarına ait derinlik kayıtlarında görülmekte ve deniz tabanından itibaren yükseklikleri 1 m ile 10 m arasında değişmektedir. Bunlar muhtemelen, deltanın batı kesiminde Göksu Nehrinden kaynaklanan yüksek sedimantasyon nedeniyle oluşan kayma veya çökme olaylarının sonucudur.

3.2. Dipaltına ait sismik stratigrafik özellikler

Araştırma sahasından elde edilen sismik kayıtların (Ekler 3-9) sismik stratigrafik yöntem kullanılarak yorumlanması bölgede üç farklı çökel serisinin (depositional sequence) varlığını ortaya koymuştur (Ek 10). Uygulanan sismik fasiyes analizleri sonucunda, çökel serileri içerisinde 10 farklı fasiyes (N, M, K, I, H, G, D, L, B2 ve B1) ayırt edilmiştir (Ek 10). Ayrıca güncel fasiyes olarak adlandırılan A-fasiyesinin varlığı da ortaya konulmuştur.

Kayıtlarda S olarak isimlendirilen (Ekler 9 ve 10) tabankayaya (bedrock), sadece Taşucu Körfezi'nin batı kıyısına yakın bölgelerinden elde edilen sismik kayıtlarda rastlanılmıştır. Tabankayanın bölgede yaygın olan Permien yaşlı (kireçtaşı) olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 1.5).

3.2.1. Çökel serileri ve fasiyesler

Çökel serisi-1: Bölgeye ait en yaşlı çökel serisi olup, aşağıdan yukarıya doğru N- ve M-sismik fasiyeslerinden meydana gelmiştir (Ek 10). Bu fasiyesler sismik kayıtlarda karmaşık ve az paralel yansıma şekilleri göstermektedirler (Ek 7).

N-sismik fasiyesi: Kıyı yönünde bu fasiyesi örten sediman kalınlığının artması ve mevcut sismik sistemin penetrasyonunun düşük olması nedenleriyle, bu fasiyesin kıyıya doğru uzanımı belirlenememiştir (Ek 10). Bu nedenle, çalışma sahasında hem su derinliğinin -130 m'den daha az olduğu hemde üstteki sediman kalınlığının 55 m'den fazla olduğu yerlerde bu fasiyesi tespit etmek mümkün olmamıştır (Ek 10). N-sismik fasiyesi İncekum Burnu'nun doğu tarafında yer alan GS7-GS11 sismik hatlarında gözlenmiştir (Ekler 1 ve 10).

M-sismik fasiyesi: Kıyı yönünde bu fasiyesi örten sediman kalınlığının artması ve sismik sistemin penetrasyonunun düşük olması nedenleriyle, bu fasiyesinde kıyıya doğru uzanımı belirlenememiştir (Ek 10). Bu nedenle, M-sismik fasiyesi su derinliğinin -90 m'den az üstteki sediman kalınlığında 70 m'den fazla olduğu yerlerde gözlenememiştir (Ek 10). M-fasiyesinin üst yüzeyi, su derinliğinin -150 m'den fazla olduğu yerlerde A-güncel fasiyesi ile, buna karşın su derinliğinin -150 m'den daha az olduğu yerlerde ise, denizden kara tarafına doğru, sırasıyla G- ve K-fasiyesleri ile sınırlanmıştır. Sığ sularda kalınlığı 30 m'ye ulaşan, ancak derin sularda kalınlığı 7

m'ye kadar düşebilen M-sismik fasiyesi İncekum Burnu'nun doğu tarafında yer alan GS7-GS11 sismik hatlarında gözlenmiştir (Ekler 1 ve 10).

Yorumu yapılan sismik kayıtlarda gözlemlenen bu fasiyesin üst yüzeyi kanal/vadi benzeri çukurluklarla kesilmiş bulunmaktadır. Bu tür yapıların, genellikle son buzul çağı esnasında deniz seviyesinin düşmesiyle açığa çıkan kıta-sahanlığı çökellerinin havayla temas halinde bulunup akarsu aşınımlarına maruz kaldığı, Holosen öncesi (pre-Holocene) yüzeyleri temsil ettiği açıklanmış bulunmaktadır (Okyar, 1991; Ergin ve diğ., 1992a; Ediger ve diğ. 1993). Geç-Pleyistosen devrine ait olup benzeri şekilde deniz altında gömülmüş yüzeyler, dünyanın değişik yerlerindeki kıta-sahanlıklarında da belirlenmiş bulunmaktadır (Van Andel ve Sachs, 1964; Moody ve Van Reenan, 1967; Stefanon, 1985; Coutellier ve Stanley, 1987; Kindinger, 1988; Park ve Yoo, 1988).

Böylelikle sismik kayıtlarda görülen M-fasiyesinin Geç-Pleyistosen/Holosen öncesi son buzul dönemindeki deniz seviyesi alçalması sırasında oluştuğunu kabaca değerlendirmek mümkündür.

Çökel serisi-2: Çökel serisi-1'in üst kısmında yer alan bu seri aşağıdan yukarıya doğru sırasıyla K-, I-, H- ve G-sismik fasiyeslerinden meydana gelmiştir (Ek 10). Bu sismik fasiyesler kayıtlarda S şeklinde (sigmoid) yani ilerleyen (progradational) yansıma şekillerini göstermektedirler (Ekler 3-9). Bu tür yansıma

şekillerinin delta önü (prodelta) ortamlarında çok yaygın olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından açıklanmıştır (Brown ve Fisher, 1979).

K-sismik fasiyesi: Bu fasiyes Taşucu Körfezi içerisindeki sismik kayıtlardan sadece GS12 hattının KB-GD bölümünde gözlemlenebilmiştir (Ekler 1 ve 9). Bu fasiyes, güneydoğudan-kuzeybatıya doğru, yaklaşık olarak 100 m'lik bir yatay uzaklıkta, aniden incelererek -85 m'lik toplam derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı) tabankaya (S) üzerinde sona ermektedir (Ek 10). K-sismik fasiyesinin üst yüzeyi I-sismik fasiyesi ile örtülüdür.

Kıyı tarafına doğru uzanımı belirlenemeyen bu fasiyes, İncekum Burnu'nun doğusunda yer alan sismik hatlarda (GS6-GS11; Ek 1'de), M-sismik fasiyesi üzerinde uzanmaktadır (Ekler 7 ve 10). K-sismik fasiyesinin üst yüzeyi bu hatlar boyunca farklı fasiyesler tarafından örtülmektedir.

GS6 hattında bu fasiyesin üst yüzeyi su derinliğinin -80 m'den daha derin olduğu yerlerde D, su derinliğinin -80 m ile -70 m arasında olduğu yerlerde G- ve su derinliğinin -70 m'den daha sığ olduğu yerlerde I-fasiyesleri tarafından örtülmektedir (Ekler 4 ve 10).

GS7 hattında ise bu fasiyesin üst yüzeyi su derinliğinin -121 m'den daha derin olduğu yerlerde G-, su derinliğinin -121 m'den daha sığ olduğu yerlerde ise I-fasiyesleri tarafından örtülmektedir (Ek 10).

GS9 ve GS10 hatlarında ise bu fasiyesin üst yüzeyi su derinliğinin -147 m (GS9 hattı; Ek 10'da), ve -142 m'den (GS10 hattı;

Ek 10'da) daha derin olduğu yerlerde A-güncel fasiyesi tarafından, bu derinlik değlerlerinin daha sığ olduğu yerlere doğru ise sırasıyla G- ve I-fasiyesleri tarafından örtölmektedir.

GS7 ve GS9 hatlarında yaklaşık olarak 10 m'lik bir kalınlığa sahip olan K-fasiyesi, açıklara doğru yaklaşık -158 m'lik toplam derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı) incelererek sona ermektedir (Ek 10). GS10 hattında ise yaklaşık olarak 18 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu fasiyes açıklara doğru, yaklaşık -165 m toplam derinlikte, incelererek sona ermektedir (Ek 10).

K-sismik fasiyesinin, yukarıda açıklanan sismik kayıtlara göre hazırlanan dağılım haritası Ek 11'de sunulmuştur.

Özellikle yorumlanan sismik kayıtlarda (GS7, GS9 ve GS10; Ek 10'da) görünümü itibariyle eski bir delta profili izlenimini veren bu fasiyes, sığ sulardan derin sulara doğru ilerledikçe, yaklaşık olarak -148 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -151 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -142 m (GS10 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklere kadar, yataya yakın bir şekilde uzanmaktadır. Delta üstü zonu (topset) diye adlandırabileceğimiz bu kesim, açığa doğru aniden delta önü zonuna (foreset) dönüşmekte ve taban zonu (bottomset) olarak kamalanmaktadır.

Diğer taraftan yorumu yapılan sismik kayıtlarda, bu fasiyesin üst sınırının görölebildiği en sığ toplam derinlik değeri -95 m civarındadır (GS6 Hattı; Ek 10'da). Araştırma sahasına yakın bir mesafede bulunan, Anamur Körfezinde yapılan sedimentolojik ve

sismik araştırmalarda, Alavi ve diğ. (1989) tarafından bu derinlikte bir paleo-lagün serisi belirlenmiştir. Sonraları (Ediger ve diğ., 1993) bu serinin son buzul çağı esnasında deniz seviyesi -70, ila -90 m derinlikler arasında durmakta iken çökelen transgressif bir seri olduğu öne sürölmüştür. Böylelikle bu araştırmada K-fasiyesi olarak adlandırılan bu fasiyesin, son buzul çağı esnasında deniz seviyesi yaklaşık olarak -95 m durmakta iken çökeldiğini söylemek mümkündür.

I-sismik fasiyesi: Bu fasiyes çalışma sahasının her kesiminde gözlenebilen fasiyeslerden bir tanesidir.

Taşucu Körfezi içerisindeki GS1 hattında alt sınırı belirlenemeyen bu fasiyesin üst yüzeyi, kıyıdan yaklaşık -33 m su derinliğine kadar sırasıyla A- ve G-, -33 m ile -118 m su derinliklerinde H- ve su derinliğinin -118 m'den daha fazla olduğu yerlerde ise G-fasiyesleri tarafından örtölmektedir (Ek 10). Körfezin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısı açıklarındaki GS12 hattında ise bu fasiyes, üstünde yer alan H- ve altında yer alan K-sismik fasiyesleri arasında uzanmakta ve kıyıya yakın olan sığ sularda, tabankaya ile temas ederek sona ermektedir (Ekler 9 ve 10).

İncekum Burnu doğusundaki sismik hatlarda (GS6-GS11; Ek 1'de), kıyı yönünde uzanımı belirlenemeyen bu fasiyes, K-sismik fasiyesi üzerinde uzanmaktadır (Ekler 4, 6-8 ve 10). I-sismik fasiyesinin üst yüzeyi su derinliğinin -48 m (GS6 hattı; Ek 10'da),

-81 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -90 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -84 m'den (GS10 hattı; Ek 10'da) daha derin olduğu yerlerde G-fasiyesi ile, bu derinlik değerklerinin daha sığ olduğu yerlerde ise H-fasiyesi ile örtölmektedir. Bu hatlar boyunca yaklaşık olarak 10-20 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu fasiyes ağığa doğru, yaklaşık -93 m (GS6 hattı; Ek 10'da), -147 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -152 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -142 m'lik (GS10 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklerde (su derinliği + sediman kalınlığı) incelererek sona ermektedir.

I-sismik fasiyesinin, yukarıda açıklanan sismik kayıtlara göre hazırlanan dağılım haritası Ek 12'de sunulmuştur.

I-fasiyeside, yorumu yapılan sismik kayıtlarda (GS6, GS7, GS9 ve GS10; Ek 10'da), K-sismik fasiyesine benzer eski bir delta profili izlenimini vermektedir. Bahsedilen sismik kayıtlarda I-fasiyesi sığ sulardan derin sulara ilerledikçe, yaklaşık olarak -80 m (GS6 hattı; Ek 10'da), -126 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -125 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -128 m'lik (GS10 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklere kadar, yataya yakın bir şekilde uzanmaktadır. Delta üstü zonu (topset) diye adlandırabileceğimiz bu kesim, ağığa doğru aniden delta önü zonuna (foreset) dönüşmekte ve taban zonu (bottomset) olarak kamalanmaktadır. Bu fasiyesin diğer bir özelliği ise bir önceki K-fasiyesine nazaran kara tarafına doğru daha geride sona ermesidir. Bu da muhtemelen deniz seviyesinin yükselmesi ve buna bağlı olarak da sediman girdisinin azalmasından kaynaklanmaktadır.

Diğer taraftan I-sismik fasiyesinin üst yüzeyi, GS1 hattının (Ek 10) kıyı kesimine doğru, hattın başlangıcından yaklaşık 2 km mesafede ve -60 m'lik toplam derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), ani olarak yükselmekte ve eski bir plaj tümseği (old beach barrier; Komar, 1976) görünümünü vermektedir. Bu derinlik değeri baz olarak alındığında bu fasiyesin son buzul çağında deniz seviyesi yaklaşık -60 m'de durmakta iken çökeldiğini söylemek mümkündür. Ediger ve diğ.(1993) tarafından Anamur Körfezinde de son buzul çağı sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -60 m derinlikte durduğunu gösteren ve denizel ortamda çökelen transgressif serilerin varlığı izah edilmiştir.

H-sismik fasiyesi: Bu fasiyes çalışma sahasının her kesiminde gözlemlenmiş olup üstten G- alttan da I-fasiyesleri ile sınırlanmıştır (Ekler 3, 5-10).

Taşucu Körfezi içerisindeki GS1 hattında, yaklaşık olarak -33 m'lik bir su derinliğinde başlayan bu fasiyes, ortalama olarak 10-15 m'lik bir kalınlık ile, -188 m'lik su derinliğine kadar devam etmekte ve burada incelerek sona ermektedir (Ek 10). Körfez içerisindeki GS12 hattının KB-GD bölümünde, yaklaşık -72 m'lik su derinliğinde 24 m'lik kalınlığa sahip olan bu fasiyes, Taşucu Körfezi'nin batı kıyısına yakın sığ kesimlerde tabankaya (S) üzerinde incelerek sona ermektedir (Ek 10).

İncekum Burnu doğusundaki sismik hatlarda (GS6-GS11; Ek 1), bu fasiyesin kıyı tarafına doğru uzanımı belirlenememiştir (Ek 10).

Bu bölgede yaklaşık olarak 8-18 m'lik bir kalınlığa sahip olan H-fasiyesi açığa doğru, yaklaşık -80 m (GS6 hattı; Ek 10'da), -126 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -125 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -127 m'lik (GS10 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklerde (su derinliği + sediman kalınlığı), incelerek sona ermektedir. Ayrıca bu fasiyesin üst yüzeyi, GS7 hattında (Ek 10), -40 m ile -65 m su derinlikleri arasında atımları 5 ve 3 m arasında değişen, faylarla kesilmektedir. Bu faylanma muhtemelen üstte yer alan G-fasiyesinden kaynaklanan aşırı sedimantasyon nedeniyledir.

H-fasiyesinin, yukarıda açıklanan sismik kayıtlara göre hazırlanan dağılım haritası Ek 13'de sunulmuştur.

H-fasiyeside yorumu yapılan sismik kayıtlarda (GS6, GS7, GS9 ve GS10; Ek 10'da) K- ve I-fasiyeslerine benzer şekilde eski bir delta profili izlenimini vermektedir. Bahsedilen kayıtlarda H-fasiyesi sığ sulardan derin sulara ilerledikçe, yaklaşık olarak -70 m (GS6 hattı; Ek 10'da), -103 m (GS7 hattı; Ek 10'da), -112 m (GS9 hattı; Ek 10'da) ve -120 m'lik (GS10 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklere kadar, yataya yakın bir şekilde uzanmaktadır. Delta üstü zonu (topset) diye adlandırabileceğimiz bu kesim, bu derinliklerden itibaren, açığa doğru aniden delta önü zonuna (foreset) dönüşmekte ve taban zonu (bottomset) olarak kamalanmaktadır. Bu fasiyesin diğer bir özelliği ise, K- ve I-fasiyeslerine nazaran kara tarafına daha yakın bir bölgede sona ermesidir. Bu da muhtemelen deniz seviyesinin

yükselmesi ve kısmen sediman girdisinin azalmasından kaynaklanmaktadır.

Diğer taraftan Taşucu Körfezi içerisindeki GS1 hattında gözlenen H-fasiyesi, kıyı tarafına doğru, yaklaşık olarak -50 m'lik toplam derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), incelerek sona ermektedir (Ek 10). Bu ise deniz seviyesinin buzul çağı sonrasında yükselmeye devam ederken 50 m'de durduğunu (Ediger ve diğ., 1993) ve bu fasiyesin çökeldiğini izah etmektedir.

G-sismik fasiyesi: Bu fasiyes çalışma sahasının her kesiminde gözlemlenmiş olup, Taşucu Körfezi içerisindeki GS1 hattında, yaklaşık olarak -32 m'lik su derinliğinde başlamakta ve açıklara doğru devam etmektedir (Ek 10). Bu fasiyes üstten A-, alttında -118 m'lik su derinliğine kadar H- ve -118 m'den daha derin su derinliğinde ise I-fasiyesleri ile sınırlanmıştır (Ek 10). Kıyıda -102 m'lik su derinliğine kadar 10-15 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu fasiyes, -102 m'den daha derin sularda 20-25 m'lik bir kalınlığa sahiptir. GS12 hattının KB-GD bölümünde ise, 10-15 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu fasiyes H- fasiyesi üzerinde uzanmakta ve Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısına yakın yerlerde tabankaya (S) üzerinde incelerek sona ermektedir (Ek 10). Bu hat boyunca, G-fasiyesinin üst yüzeyi, yaklaşık -69 m'lik su derinliğine kadar olan kısmı A-fasiyesi ile, ve su derinliğinin -72 m'den daha derin olan yerlerinde ise D-fasiyesi ile sınırlanmıştır (Ek

10). G-fasiyesi -69 ve -72 m su derinliklerinde deniz tabanında mostra vermektedir.

Kıyı tarafına doğru uzanımı belirlenemeyen bu fasiyesin, İncekum Burnu doğusundaki sismik hatlarda (GS6-GS11; Ek 1'de) , sığ sulardan derin sulara doğru sırasıyla H-, I-, K- ve M-fasiyeslerini örtmekte olduğu gözlenmiştir (Ek 10). Bu fasiyesin üst yüzeyi farklı fasiyesler tarafından örtülmekte ve yer yer deniz tabanının farklı derinliklerinde mostra vermektedir.

GS6 hattında G-fasiyesinin üst yüzeyi, yaklaşık -28 m'lik su derinliğine kadar B2-fasiyesi ile, -28 ve -60 m su derinliklerinde A-fasiyesi ile, ve su derinliğinin -63 m'den daha derin olduğu yerlerde ise D-fasiyesi ile sınırlanmıştır (Ek 10). Bu fasiyes -60 ve -63 m su derinliklerinde deniz tabanında mostra vermektedir. Kıyıya yakın yerlerde 24 m'lik bir kalınlık değerine sahip olan bu fasiyes yaklaşık olarak -46 m su derinliğinde 11 m'lik kalınlığa düşmekte, -63 m su derinliğinde en yüksek kalınlık değerine (24 m) ulaşmakta ve -100 m'lik dip altı derinliğinde incelererek sona ermektedir (Ek 10).

GS7 hattında G-fasiyesinin üst yüzeyi, yaklaşık -35 m'lik su derinliğine kadar B2-fasiyesi ile, -35 ve -36 m su derinlikleri arasında A-fasiyesi ile, -36 ve -65 m su derinlikleri arasında B2-fasiyesi ile, -65 ve -77 m su derinlikleri arasında L-fasiyesi ile, -77 ve -114 m su derinlikleri arasında D-fasiyesi ile, ve su derinliğinin -140 m'den daha derin olduğu yerlerde ise A-fasiyesi ile sınırlanmıştır (Ek 10). Bu fasiyes, -114 ve -140 m su derinlikleri arasında deniz

tabanında mostra vermektedir. Ayrıca, kıyıya yakın yerlerde 10 m'lik bir kalınlığa sahip olan bu fasiyes yaklaşık olarak -34 m su derinliğinde 20-25 m'lik kalınlığa ulaşmakta, -113 m su derinliğinde kalınlık değeri 15 m'ye düşmekte ve -115 m su derinliğinde en yüksek kalınlık değerine (24 m) ulaşmakta ve -158 m'lik toplam derinlikte incelerek sona ermektedir (Ek 10). Diğer taraftan bu fasiyes -35 m ile -56 m su derinlikleri arasında atımları 5 ve 10 m arasında değişen faylarla kesilmektedir (Ek 10).

GS9 hattında G-fasiyesinin üst yüzeyi, yaklaşık -75 m'lik su derinliğine kadar B2-fasiyesi ile, -75 ve -85 m su derinliklerinde L-fasiyesi ile, -85 ve -144 m su derinliklerinde D-fasiyesi ile, ve su derinliğinin -144 m'den daha derin olduğu yerlerde ise A-fasiyesi ile sınırlanmıştır (Ek 10). Kıyıya yakın yerlerde 10 m'lik bir kalınlık değerine sahip olan bu fasiyes yaklaşık olarak -112 m su derinliğinde en yüksek kalınlık değerine (30 m) ulaşmaktadır. -112 m derinlikten itibaren incelerek -152 m'lik toplam derinlikte bu fasiyes sona ermektedir (Ek 10).

GS10 hattında G-fasiyesinin üst yüzeyi, yaklaşık -62 m'lik su derinliğine kadar B2-fasiyesi ile, -62 ve -88 m su derinliklerinde L-fasiyesi ile, -88 ve -140 m su derinliklerinde D-fasiyesi ile, ve su derinliğinin -140 m'den daha derin olduğu yerlerde ise A-fasiyesi ile sınırlanmıştır (Ek 10). Kıyıya yakın yerlerde 24 m'lik bir kalınlık değerine sahip olan bu fasiyesin kalınlığı, yaklaşık olarak -89 m su derinliğinde 18 m'ye düşmekte, -111 m su derinliğinde en yüksek

kalınlık değerine (24 m) ulaşmakta buradan itibaren incelerek -147 m'lik toplam derinlikte sona ermektedir (Ek 10). Bu fasiyesin üst yüzeyi -80 m ile -83 m su derinlikleri arasında atımları 3 ve 4 m arasında değişen faylarla kesilmektedir (Ek 10).

G-fasiyesinin yukarıda açıklanan sismik kayıtlardan faydalanılarak hazırlanan dağılım haritası Ek 13'de ve deniz tabanında mostra verdiği yerler Ek 19'da sunulmuştur.

Diğer taraftan G-fasiyesi Taşucu Kırfezi içerisindeki GS1 hattında, kıyı tarafına doğru, yaklaşık olarak -44 m'lik toplam derinlikte (su derinliği + sediman kalınlığı), incelerek sona ermektedir (Ek 10). Bu ise, deniz seviyesinin buzul ağı sonrasında yükselmeye devam ederken -44 m'de durduğunu izah etmektedir. Anamur Kırfezinde de yaklaşık olarak -40 m'de bir transgressif serinin varlığından bahsedilmektedir (Ediger ve diğ., 1993).

Çökel serisi-3: Çökel serisi-2'nin üstünde uzanan bu seri, sadece İncekum Burnu'nun doğu tarafındaki sismik kesitlerde gözlemlenmiş olup, açıktan kıyıya doğru sırasıyla D-, L-, B2- ve B1-fasiyeslerini ihtiva etmektedir (Ek 10). D-, L- ve B2-sismik fasiyesleri birbirlerine nazaran yanal olarak geçiş göstermektedirler, ancak B1-fasiyesi B2-fasiyesi üzerinde yer almaktadır (Ek 10). Bu fasiyesler karmaşık ve az paralel yansıma şekilleri ile tanımlanmıştır (Ekler 4-8).

Çökel serisi-3'e ait olan D-, L- ve B2- fasiyeslerinin tamamının son buzul çağı sonrasında, deniz seviyesinin -44 m'den -32 m'ye yükselmesi esnasında çökelen eşzamanlı (contemporaneous) transgressif fasiyesler olduğu tahmin edilmektedir. Ayrıca bu fasiyeslerin çökeldiği ortamda karasal girdi miktarı ile deniz seviyesinin yükselme hızı arasında bir dengenin söz konusu olduğuna inanılmaktadır (Brown ve Fisher, 1979).

D-sismik fasiyesi: Bu fasiyes, İncekum Burnu açıklarında (GS12) ve İncekum Burnu'nun doğusundaki (GS6, GS7, GS9 ve GS10) hatlarda gözlemlenmiştir (Ekler 1 ve 10).

GS12 hattında bu fasiyes, yaklaşık -72 m su derinliğinde başlamakta ve açıklara doğru devam etmektedir (Ek 10). G-fasiyesi üzerinde uzanan ve azami kalınlığı (-80 m su derinliğinde) 14 m olan bu fasiyes deniz suyu ile temas halindedir (Ek 10).

GS6 hattında bu fasiyes, yaklaşık -63 m su derinliğinde başlamakta, -80 m su derinliğinde azami kalınlığa (24 m) ulaştıktan sonra, açıklara doğru incelererek devam etmektedir (Ek 10). Sığ yerlerde G-, derin yerlerde K-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyes deniz suyu ile temas halindedir (Ek 10).

GS7 hattında D-fasiyesi, yaklaşık -70 m ve -145 m su derinlikleri arasında yer almaktadır (Ek 10). G-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyes deniz suyu ile temas halindedir ve azami kalınlık değeri 20 m'dir (Ek 10). Ayrıca bu fasiyes kara tarafına doğru L-fasiyesi ile yanal geçiş göstermektedir (Ek 10).

GS9 hattında, G-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyes A-fasiyesi tarafından örtülmektedir (Ek 10). Kara tarafına doğru L-fasiyesiyle yanal geçişli olan bu fasiyes -88 m ve -147 m'lik toplam derinlikler (su derinliği + sediman kalınlığı) arasında uzanmaktadır (Ek 10). Azami kalınlık değeri 20 m civarındadır (Ek 10).

GS10 hattı boyunca, -85 m ve -145 m toplam derinlikleri (su + sediman kalınlığı) arasında yer alan D-fasiyesi, azami 22 m'lik bir kalınlığa sahiptir (Ek 10). G-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyes A-fasiyesi tarafından örtülmektedir (Ek 10). Ayrıca bu fasiyes kara tarafına doğru L-fasiyesiyle yanal geçişlidir.

D-fasiyesinin yukarıda açıklanan sismik kayıtlardan faydalanılarak hazırlanan dağılım haritası Ek 15'de ve deniz tabanında mostra verdiği yerler Ek 19'da sunulmuştur.

Çökel serisi-3'ün deniz tarafında yer alan bu D-fasiyesinin, depolanmaya başladığı en sığ derinlik değerinin -63 m (GS6 hattı Ek 10'da) civarında olduğu incelenen tüm sismik kayıtlarda gözlenmiştir. Diğer taraftan çökel serisi-3'e ait D-, L- ve B2-fasiyeslerinin tamamının son buzul çağı sonrasında, deniz seviyesinin -44 m'den -32 m'ye yükselmesi esnasında çökelen eş zamanlı (contemporaneous) fasiyesler olduğu açıklanmıştır. Bu nedenle D-fasiyesinin çökeldiği ortamda deniz seviyesinin -63 m olduğu kabul edilirse, deniz seviyesinin -44 m'den -63 m'ye düşmüş olması gerekecektir. Ancak, doğu Akdeniz'de yapılan çeşitli sismik (Okyar, 1991; Ergin ve diğ., 1992a; 1992b; Ediger ve diğ., 1993) araştırmalarda ve yayınlanmış

bulunan deniz seviyesi eğrilerinde (Milliman ve Emery, 1968; Arbouille ve Stanley, 1991) bu seviyelerde bir deniz seviyesi alçalmasına rastlanılmamıştır. Bu nedenle, D-fasiyesinin -63 m derinlikte başlamasının nedeninin, faylanma etkisiyle açıklanabilir. Buna en iyi örnek olarak da GS7 hattında (Ek 10) H-, G-, ve B2-fasiyeslerini kesen ve basamak şeklindeki faylardır. Bu kayıta toplam atım miktarı GD istikametine doğru -30 m'ye kadar ulaşmaktadır (Ek 10). Böylelikle D- fasiyesinin denizel ortamda çökelen bir transgressif seri olduğunu kabaca söylemek mümkündür.

L-sismik fasiyesi: Kara yönünde B2-, deniz yönünde D-fasiyesleri ile yanal geçişli olan bu fasiyes İncekum Burnu'nun doğusunda yer alan GS7, GS9 ve GS10 hatlarında gözlemlenmiştir (Ekler, 1 ve 10).

GS7 hattında, G-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyes -70 m ve -85 m toplam derinlikleri (su derinliği + sediman kalınlığı) arasında yer almaktadır (Ek 10). Azami kalınlığı 8 metre olan L-fasiyesi -68 ve -70 m su derinlikleri arasında, deniz tabanında mostra vermektedir.

GS9 hattında, alttan G- üsttende A-fasiyesleri tarafından sınırlanan L-fasiyesi -101 m ve -106 m toplam derinlikleri (su derinliği + sediman kalınlığı) arasında yer almaktadır (Ek 10). Bu fasiyesin hat boyunca azami kalınlığı 16 m civarındadır (Ek 10).

GS10 hattında bu fasiyes, -86 m ile -110 m toplam derinlikleri arasında yer almakta ve G-fasiyesi üzerinde uzanmaktadır (Ek 10).

doğru uzanımının büyük bir kısmı ve buna bağlı olarak gelişen L-fasiyesinin tamamı aşınmaya uğramışlardır.

GS7 hattında G-fasiyesi üzerinde uzanan bu fasiyesin azami kalınlığı 16 m olup, -44 m toplam derinliğinde (su derinliği + sediman) sona ermektedir, ancak bu noktadan GD yönüne doğru yaklaşık 1 km açıkta ve -41 m'lik toplam derinlikte başlayan faylanmalarla bu fasiyesin alt yüzeyi -70 m toplam derinliğe kadar uzanmakta ve -68 m su derinliğinde bu alt yüzey deniz tabanında mostra vermektedir (Ek 10). Bu fasiyesin üst yüzeyi -39 m'lik toplam derinliğe kadar B1-, -39 m ve -64 m'lik toplam derinliklerde A-fasiyesleri tarafından örtülmüştür (Ek 10).

GS9 hattında üstten A-, alttan G-fasiyesleri arasında uzanan B2-fasiyesinin azami kalınlığı 18 m olup, -87 m toplam derinlikte sona ermektedir (Ek 10). Ayrıca bu fasiyesin deniz tarafında L-fasiyesi yer almaktadır.

GS10 hattında üstten A- ve alttan L-fasiyesleri ile sınırlanan B2-fasiyesinin azami kalınlığı 17 m olup, -85 m toplam derinlikte sona ermektedir (Ek 10).

B2-fasiyesinin yukarıda açıklanan sismik kayıtlardan faydalanılarak hazırlanan dağılım haritası Ek 17'de ve deniz tabanında mostra verdiği yerler Ek 19'da sunulmuştur.

Yorumlanan sismik kayıtlardan, B2-fasiyesinin eski bir deltanın deniz seviyesi üstünde kalan kısmını oluşturduğu izlenimi elde edilmiştir. Sığ kesimlerde bu fasiyesin üst yüzeyinin -32 m (GS6

hattı; Ek 10'da) ve -35 m (GS7 hattı; Ek 10'da) toplam derinlikler arasında yataya yakın bir şekil de uzanması bunun en belirgin özelliğidir.

B2-fasiyesininde transgressif serinin bir üyesi olduğu düşünülmektedir. Ayrıca bu fasiyesin, deniz tarafında yer alan ve bir geçiş zonu olarak kabul edilen L-fasiyesi ile yanıl geçiş göstermesi nedeniyle B2-fasiyesinin muhtemelen karasal çökelleri ihtiva ettiğine inanılmaktadır.

B1-sismik fasiyesi: Kıyı tarafına uzanımı belirlenemeyen bu fasiyes İncekum Burnu'nun doğusunda yer alan GS6 ve GS7 hatlarında gözlemlenmiştir (Ekler 1 ve 10). Azami kalınlığı 10 m olan bu fasiyes üstten A- alttan ise B2-fasiyesleri tarafından sınırlanmış olup yaklaşık olarak -32 m (GS6 hattı; Ek 10'da) ve -39 m (GS7 hattı; Ek 10'da) toplam derinliklerde (su + sediman kalınlığı) sona ermektedir.

B1-fasiyesinin yukarıda açıklanan sismik kayıtlardan faydalanılarak hazırlanan dağılım haritası Ek 18'de sunulmuştur.

Diğer taraftan bu fasiyeste, B2-fasiyesine benzer şekilde, eski bir delta izlenimini vermektedir. Bu fasiyesin üst yüzeyi sığ kesimlerden yaklaşık olarak -24 m (GS6 hattı; Ek 10'da), ve -29 m (GS7 hattı Ek 10'da) toplam derinliklere kadar yataya yakın bir şekilde uzanmaktadır.

Diğer taraftan B1-fasiyesinin üst yüzeyinin, yorumlanan kayıtlarda görülebildiği en sığ toplam derinlik değeri -23 m'dir (GS7

hattı; Ek 10'da). Bu derinlik değeri baz alındığında bu fasiyesin buzul çağı sonrasında yükselen deniz seviyesinin -23 m'de durması nedeniyle çökeldiğini söylemek mümkündür. Ayrıca bu fasiyes kara tarafına göre B2-fasiyesinin daha gerisinde yer almaktadır. Bu da B2-fasiyesinin gerilediğini ve daha sonra B1-fasiyesinin oluştuğunu göstermektedir. Bunun nedeni muhtemelen bölgedeki sedimantasyon hızının azalması ve veya nehir ağzının yön değiştirmesidir.

A-güncel fasiyesi: Bu fasiyes sismik kayıtlarda karmaşık ve paralel yansıma şekilleri ile tanımlanmış olup, üst yüzeyi deniz tabanını (t) temsil etmektedir (Ekler 3, 5-9). A-fasiyesi, yorumu yapılan sismik kayıtlarda, çökel serisi-1'e ait olan N- ve çökel serisi-2'ye ait olan H-fasiyesleri hariç tüm fasiyesleri ve tabankayayı (S) örtmektedir (Ek 10).

Ancak çalışma sahasının büyük bir kesimini kaplayan bu fasiyes yorumlanan bazı kayıtlarda gözlenememiştir. Bu da muhtemelen dip akıntılarının bu yerlerde güçlü olmasından kaynaklanmaktadır. GS12, GS6 ve GS7 kayıtları üzerinde (Ek 10) A-fasiyesinin gözlenemediği yerler aşağıda açıklanmaktadır. Bunun yanısıra, A-fasiyesinin deniz tabanındaki dağılımı Ek 19'daki haritada gösterilmektedir.

GS12 hattının KB-GD bölümünde, Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısı önlerinde, tabankaya (S) üzerinde uzanan bu fasiyes hattın güneydoğu yönünde G-fasiyesinin üzerinde

yer olarak -69 m su derinliğinde incelemek sona ermektedir (Ek 10). Bu derinlikten itibaren sırasıyla G- ve D-fasiyesleri deniz tabanında mostra vermektedir (Ekler 10 ve 19).

GS6 hattında A-fasiyesi kıydan açığa doğru, sırasıyla B1-, B2- ve G-fasiyeslerini örtmekte ve -59 m su derinliğinde incelemek sona ermektedir (Ek 10). Bu derinlikten itibaren sırasıyla G- ve D-fasiyesleri deniz tabanında mostra vermektedir (Ekler 10 ve 19).

GS7 hattında ise A-fasiyesi kıydan açığa doğru sırasıyla B1-, B2- ve G-fasiyeslerini örtmekte ve -64 m su derinliğinde incelemek sona ermektedir (Ek 10). Buradan yaklaşık -141 m su derinliğine kadar gözlenemeyen A-fasiyesi -141 m su derinliğinden itibaren tekrar görülmekte ve daha derinlere doğru sırasıyla G- ve M-fasiyesleri üzerinde yer almaktadır (Ek 10). A-fasiyesinin gözlenemediği -64 m ve -141 m derinlikleri arasında, açığa doğru sırasıyla B2-, L-, D- ve G-fasiyesleri deniz tabanında mostra vermektedirler (Ekler 10 ve 19).

Çeşitli araştırmacılar, buzul çağının sona ermesiyle yükselmeye başlayan deniz seviyesinin günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce bu günkü seviyeye ulaştığını açıklamışlardır (Mörner, 1971; Erinc, 1978; Stanley ve Blanpied, 1980). Bu nedenle, bu araştırmada güncel fasiyes olarak yorumlanan A-fasiyesinin de, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği tahmin edilmektedir.

Sismik kayıtlardan faydalanılarak, hazırlanan A-güncel fasiyesinin kalınlık haritası Ek 20'de sunulmuştur. Bu haritaya göre A-fasiyesi en yüksek kalınlık değerine İncekum Burnu önlerinde ulaşmaktadır. Haritada (Ek 20) 75-85 m kalınlık konturu ile belirlenen bu bölge İncekum Burnu'nun deniz altındaki bir uzantısını andırmakta ve Taşucu Körfezi'nin içerisinde kuzeydoğudan güneybatıya doğru uzanmaktadır. Bu bölgeden itibaren, kalınlık değerleri güneybatı yönüne doğru sırasıyla 60, 50, ve 40 m'ye kadar düşmekte Dana Adası önlerinde ise ani şekilde azalıp 10 m olmaktadır. Bu tür bir değişim Körfez içerisindeki sediman birikiminin daha ziyade kuzeydoğu güneybatı yönlerinde oluştuğunu izah etmektedir.

İncekum Burnu'nun doğusunda kalan kesimde ise A-fasiyesinin ulaşabildiği azami kalınlık değeri Paradeniz Gölü, Kızılboz Adası, Altinkum ve Kapızlı kıyıları önlerinde 30 m olarak bulunmuştur (Ek 20). Bu bölgelerden itibaren, açıklara doğru A-fasiyesinin kalınlığı 10 m'ye kadar düşmektedir.

Kalınlık haritasında ortaya çıkan bir diğer özellik ise, Taşucu Körfezi içerisinde sediman kalınlığının, İncekum Burnu'nun doğu kesimine nazaran daha fazla olmasıdır (Ek 20). Bu da muhtemelen sediman girdisinin ve deniz tabanındaki mevcut sedimanların, dalga ve akıntılarla körfez içine taşınmasından kaynaklanmaktadır.

3.2.2. Tabankaya

Bu bölgeye ait tabankaya (S), sadece, Taşucu Körfezi'nin kayalık batı kıyısındaki Ovacık Yarımadası ve Güvercin Adası mevkiileri arasından elde edilen sismik kayıtlarda gözlenmiştir. GS12 hattının GB-KD ve KB-GD bölümlerine ait sismik kayıtlarda gözlenen tabankaya, karmaşık yansıma şekilleriyle tanımlanmıştır (Ekler 1, 9-10). Bu bölgelerde K-, I-, H- ve G-fasiyeslerini kesen tabankaya A-güncel fasiyesi ile örtülmektedir (Ekler 9-10).

Göksu Delta alanının ve bu alanın doğu kısımlarının, genel olarak Miyosen yaşlı formasyonlarla kaplı olduğu, Taşucu Körfezi'nin batı kısmının ise Kretase yaşlı formasyonlarla kaplı olduğu, bölgeye ait jeolojik harita incelendiğinde anlaşılmaktadır (Şekil 1.5). Buna göre, bu bölgelere ait sismik kayıtlarda gözlenemeyen ana kayanın sırasıyla Miyosen yaşlı ve Kretase yaşlı formasyonlar olduğu tahmin edilmektedir. Ancak, Ovacık Yarımadası ve Güvercin Adası civarındaki sismik kayıtlarda gözlenebilen ana kayanın, bölgede yaygın olan Permien yaşlı (kireçtaşı) olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 1.5).

3.3. Sonuç ve öneriler

Göksu Deltası'nın Kuvaterner jeolojisini incelemek amacıyla gerçekleştirilen bu araştırma kapsamında aşağıdaki bilgiler elde edilmiştir.

Deniz tabanının topoğrafyası, dalga, akıntı, paleotopoğrafya ve tektonik etkilerin altında kalan sedimantasyon dinamiğiyle yakından ilişkilidir. Araştırma sahasının -250 m'den daha sığ olan yerlerinde, eş derinlik eğrilerinin bölgenin paleotopoğrafyasına, sedimantasyon hızına ve bölgede hakim olan akıntı sistemine bağlı olarak gelişen Göksu Deltası'nın denize doğru uzanım şekline uyumlu olarak uzandıklarını göstermektedir. Ayrıca bu araştırmada Göksu Nehri'nin denize döküldüğü bölgenin batı kısmında yer alan deniz tabanı doğuya nazaran daha düşük eğimli bir taban topoğrafyasına sahiptir. Bunun nedeni sedimanların bölgede hakim akıntı sistemleriyle doğudan batıya doğru taşınarak bu alanlarda depolanmasındandır. Araştırma sahasının deniz tabanında yaklaşık -85, -110 m derinlikler arasında gözlemlenen ve yükseklikleri 1 ile 10 m olan düzensizliklerin, deltanın batı kesiminde Göksu Nehrinden kaynaklanan yüksek sedimantasyon nedeniyle kayma ve/veya çökme olaylarının sonucunda oluştuğu açıklanmıştır.

Yorumlanan sismik kayıtlarda, Göksu Deltası önlerinde uzanan kıta sahanlığında üç farklı çökel serisi ve güncel fasiyes olarak adlandırılan bir "A-fasiyesi" fasiyes ayırt edilmiştir. Ayrıca, bölgeye ait tabankayanında (S), Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısı önlerinde açığa çıktığı sismik kesitlerde tespit edilmiştir.

Çökel serisi-1, bölgenin en yaşlı serisi olup, aşağıdan yukarıya doğru N- ve M-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. Sismik kayıtlarda M-

fasiyesinin üst yüzeyinin, kanal/vadi benzeri çukurluklarla kesilmiş olduğu gözlemlenmiştir. Bu fasiyesin, Geç-Pleyistosen/Holosen öncesi dönemindeki deniz seviyesi alçalması sırasında olduğu açıklanmıştır. M-fasiyesinin kalınlığının 30 m ile 7 m arasında değiştiği saptanmıştır.

Çökel serisi-2, aşağıdan yukarıya doğru K-, I-, H- ve G-sismik fasiyeslerini kapsamaktadır. Görümleri itibariyle eski delta izlenimini veren bu fasiyeslerin son buzul çağı sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -95, -60, -50 ve -44 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökeldikleri açıklanmıştır.

Sismik kayıtlarda, M-fasiyesi üzerinde ve açıklara doğru incelerek sona eren K-fasiyesinin azami kalınlığı 18 m olarak hesaplanmıştır.

K-fasiyesi üzerinde uzanan ve açıklara doğru incelerek sona eren I-fasiyesinin azami kalınlığı 18 m olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, I-fasiyesinin altta uzanan K-fasiyesine nazaran kara tarafına doğru daha geride sona erdiği görülmüştür. Bu da muhtemelen deniz seviyesinin yükselmesi ve buna bağlı olarak da sediman girdi miktarının azalması nedeniyledir.

Sismik kayıtlarda, azami kalınlığı 24 m olarak hesaplanmış olan H-fasiyesinin üst yüzeyi atımları 3 ve 5 m civarında olan faylarla kesilmektedir. Bu fasiyesinde diğer ilk iki fasiyeslere (K- ve I-) nazaran kara tarafına doğru daha geride sona erdiği gözlenmiştir.

Bu da muhtemelen deniz seviyesinin yükselmesi ve buna bağı olarak da sediman girdi miktarının azalması nedeniyledir.

Deniz tabanının bazı kesimlerinde mostra veren G-fasiyesinin azami kalınlığı 25 m olarak hesaplanmıştır. Diğer taraftan bu fasiyesin üst yüzeyinin atımları 5 ve 10 m arasında olan faylarla kesilmiş olduğu yine bu çalışma esnasında ortaya çıkmıştır.

Çökel serisi-3, bu seri açıktan kıyıya doğru sırasıyla D-, L-, B2- ve B1-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. Sismik kayıtlarda D-, L- ve B2-fasiyeslerinin birbirlerine nazaran yanal geçiş gösterdikleri gözlemlenmiştir. Bu fasiyeslerin (D-, L- ve B2-) tamamının son buzul çağı sonrasında, deniz seviyesinin -44 m'den -32 m'ye yükselmesi esnasında çökelen eşzamanlı (contemporaneous) transgressif fasiyesler olduğu açıklanmıştır. Ayrıca bu fasiyeslerin çökeldiği ortamda karasal girdi miktarı ile deniz seviyesinin yükselme hızı arasında bir dengenin olduğu saptanmıştır.

D-fasiyesinin, deniz tabanının değişik kesimlerinde mostra verdiği yine bu çalışmada ortaya çıkmıştır. Azami kalınlığı 24 m olarak hesaplanan D-fasiyesinin denizel ortamda çökelen bir transgressif seri olduğu açıklanmıştır.

Deniz tabanının değişik kesimlerinde mostra veren ve azami kalınlığı 16 m olarak hesaplanan L-fasiyesinin, hem karasal hemde denizel çökelleri ihtiva eden bir geçiş (litoral) zonu olduğu saptanmıştır. Ayrıca bu fasiyeste atımları 3, 5 m'ye ulaşan faylara rastlanılmıştır.

Deniz tabanının değişik kesimlerinde mostra veren ve azami kalınlığı 18 m olan B2-fasiyesi eski bir deltanın deniz seviyesi üstünde kalan kısmı olarak yorumlanmıştır. B2-fasiyesinin karasal depolanma olduğu saptanmıştır.

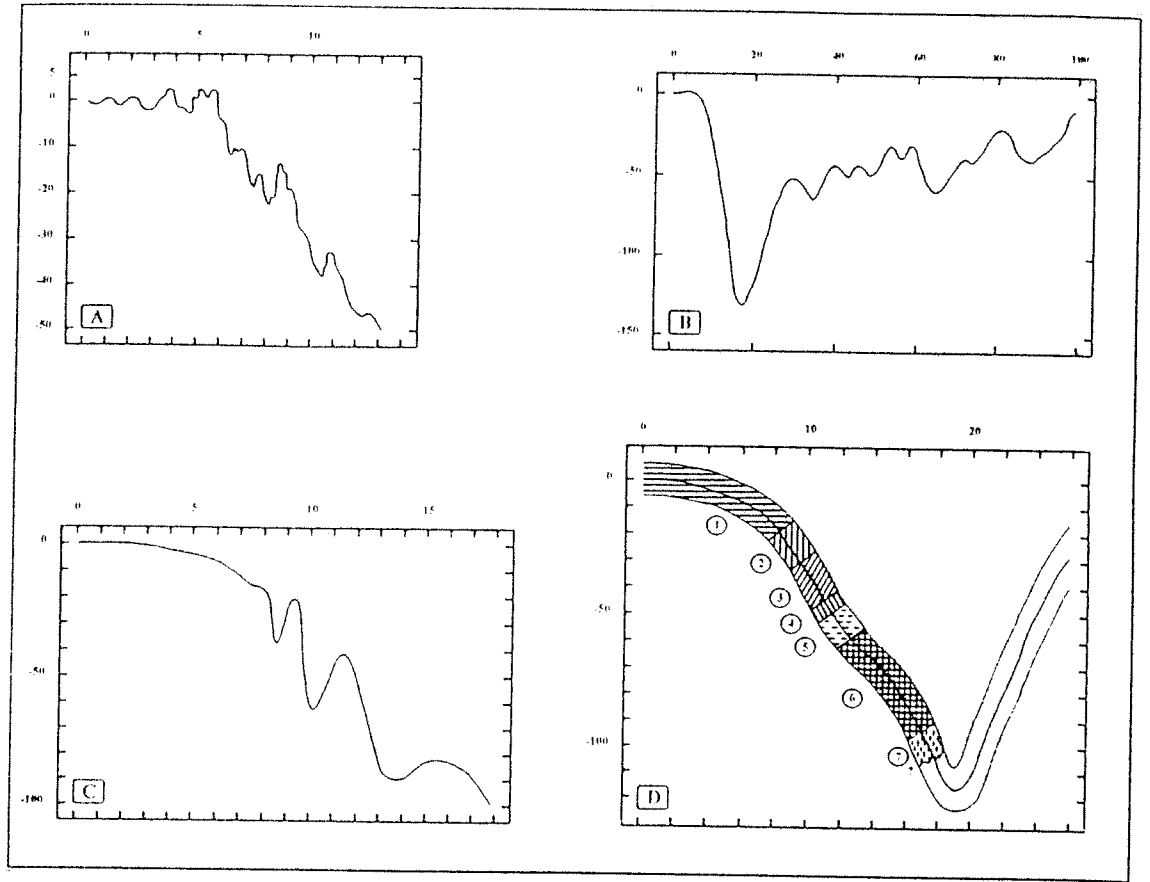
B1-fasiyesinin, buzul çağı sonrasında yükselen deniz seviyesinin -23 m'de durması nedeniyle çökeldiği açıklanmıştır. Azami kalınlığı 10 m olan B1-fasiyesinin, B2-fasiyesine benzer şekilde eski bir delta görünümünü verdiği anlaşılmıştır. Ayrıca, bu fasiyesin kara yönüne doğru B2-fasiyesinin daha gerisinde yer alması B2-fasiyesinin gerilediğini ardından da B1-fasiyesinin olduğunu göstermektedir. Bunun nedeni muhtemelen bölgedeki sedimantasyon hızının azalması ve veya nehir ağzının yön değiştirmesidir.

Bu araştırmada, üst yüzeyi deniz tabanını (t) temsil eden A-güncel fasiyesinin, N- ve H-fasiyesleri hariç tüm fasiyesleri ve tabankayayı (S) örtmüş olduğu ortaya çıkmıştır. İncekum Burnu önlerinde, azami kalınlığa (75, 85 m) ulaşan A-fasiyesinin buradan itibaren güney batı yönüne doğru incelmesi, Taşucu Körfezindeki sediman birikiminin daha ziyade kuzeydoğu güneybatı yönlerinde olduğunu göstermiştir. Diğer taraftan A-fasiyesinin, Taşucu Körfezi içerisinde İncekum Burnu'nun doğu kesimine nazaran daha kalın değerlere ulaşması sedimanların dalga ve akıntılarla körfez içerisine taşınarak buralarda depolandığını göstermiştir. Dip akıntılarının güçlü olduğu yerlerde bu fasiyes gözlenememiştir. A-fasiyesinin, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü

seviyeye ulaştığı andan itibaren çökelmişti bu çalışmada ortaya çıkmıştır.

Diğer taraftan bu araştırmada sismik stratigrafik yöntem kullanılarak yorumlanan fasiyeslerin deniz seviyesi değişimleri ile ilgili bulguları Şekil 3.4d'de sunulmuştur. Bu fasiyeslerin çökeldiği dönemlerdeki deniz seviyeleri Şekil 3.4d'de verilen ve Akdeniz'e ait deniz seviyelerinin değişimlerini gösteren grafiklerle karşılaştırılmasıyla, fasiyeslerin çökeldikleri zamanlar tahmini olarak belirlenmiştir. Hazırlanan bu grafikten, K-fasiyesinin 17 000 yıl önce (deniz seviyesi -95 m iken), I-fasiyesinin 12 500 yıl önce (deniz seviyesi -60 m iken), H-fasiyesinin 11 500 yıl önce (deniz seviyesi -50 m iken) ve G-fasiyesinin ise 11 000 yıl önce (deniz seviyesi -44 m iken) çökelmiş oldukları anlaşılmaktadır (Şekil 3.4d). Eş zamanlı olan, D-, L- ve B2-fasiyeslerinin ise 9 500 yıl önce (deniz seviyesi -32 m iken) çökelmiş oldukları yine bu diyagramdan anlaşılmaktadır (Şekil 3.4d). B1-fasiyesinin ise 8 500 yıl önce (deniz seviyesi -23 m iken) depolandığı görülmüştür (Şekil 3.4d). A-güncel fasiyesinin ise 2000 yıl önceden günümüze kadar geçen zaman aralığında (deniz seviyesinin bugünkü konumuna ulaştığı zaman) çökelmiş olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 3.4d).

Ancak fasiyeslerin çökme zamanlarıyla ilgili bilgiler, daha önceki çalışmaların sadece bir tanesi baz alınarak elde edildiğinden dolayı, tahmini bilgilerdir. Konuyla ilgili farklı bölgelerde yapılan çalışmalar, birbirlerinden çok farklı sonuçları ortaya koymaktadır.



Şekil 3.4: Deniz seviyesi değişim eğrileri. **A.** (Fairbridge, 1961), **B.** (Chappell and Shackleton, 1986), **C.** (Curry, 1960) **D.** (Arbouille and Stanley, 1991'den uyarlanmıştır). Ayrıca bu çalışmada saptanan fasiyelerin deniz seviyesi değişimleri ile ilgili bulguları **D** diyagramında gösterilmiş olup, 1= A-güncel fasiyesini, 2= B1-fasiyesini, 3= D-, L- ve B2-fasiyeslerini, 4= G-fasiyesini, 5= H-fasiyesini, 6= I-fasiyesini ve 7= K-fasiyesini temsil etmektedir. K-fasiyesinin alt sınırı ? işareti ile gösterilmiştir. Düşey eksenler deniz seviyelerini (m), yatay eksenler ise günümüz öncesi yılları (x1000 yıl) göstermektedir.

Bu durum özellikle Şekil 3.4a ve c'de hayli belirgin olup, günümüzden itibaren 15 000 yıl öncesini kapsayan bir dönemde -20 ve +20 m ye ulaşan deniz seviyesi salınımları görülmektedir. Bundan

dolayı, bölgeyle ilgili kesin verilerin elde edilebilmesi için, herbir fasiyese ait karot numunelerinin elde edilmesi ve bunlar üzerinde yaş tayinleri yapılması gerekmektedir. Bu konu ise başlı başına bir bilimsel araştırmayı gerektirmektedir.

Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısına yakın olan yerlerden elde edilen sismik kayıtlarda, tabankayaya (S) rastlanılmıştır. Tabankayanın Permiyen yaşlı (kireçtaşı) olduğu belirlenmiştir.

Bu araştırmada kullanılan sığ sismik sistemin penetrasyonunun düşük olması ve seyir emniyeti açısından R/V Bilim gemisinin -20 m'den daha sığ sulara yanaşamaması nedeniyle yorumlanan sismik kayıtlarda çökel serilerinin ve buna bağlı olarak da fasiyeslerin kara tarafına doğru uzanımları çoğu kez belirlenememiştir. Bu nedenle gelecekte yapılması düşünülen araştırmalarda, penetrasyon gücü yüksek olan sismik sistemlerin ve sığ sularda manevra yapma imkanı yüksek olan tam donanımlı araştırma teknelerinin kullanılması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

- Aksu A.E., A. Uluğ, D.J.W. Piper, Y.T. Konuk and S. Turgut (1992). Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and İskenderun Basins: northeast Mediterranean Sea. Mar. Geol., 104, 55-71.
- Akyatan A. (1993). Göksu Havzası ve Delta Üzerindeki DSİ Projeleri. Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri (6-9 Ekim 1992 Silifke) Bildiri Metinleri, DHKD, PK.18, 80810 Bebek, İstanbul, Türkiye, s.74-81.
- 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 Turkey. 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.
- Atalay İ. (1982). Türkiye Jeomorfolojisine Giriş. E.Ü., S.B.F. Yayınları No.9 İzmir, 289s.
- Bal Y. ve C. Demirkol (1987/1988). Doğu Akdenizdeki kıyı çizgisi değişimleri. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 6/1, 69-91.

- 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. Spec.Issue (Annales Geophysicales), Barcelona, p.15.
- Bowen D.Q. (1978). Quaternary Geology, A stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Pergamon Press Ltd., Headington Hill Hall, Oxford England, 221p.
- Brown Jr.L.F. and W.L. Fisher (1979). Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration. AAPG Continuing Education Course Note Series 16. Tulsa, Oklahoma, 125p.
- 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.
- Chappell J. and N.J. Shackleton (1986). Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324/13, 137-140.
- Colantoni P., A. Fabbri and P. Gallignani (1981). Seismic-stratigraphic interpretation of high-resolution profiles: some applied examples. Boll. Geof. Teor. 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.

- Coutellier V. and D.J. Stanley (1987). Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the eastern Nile Delta, Egypt. *Mar. Geol.*, 77, 257-285.
- 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.*, 221-266.
- DHKD (1992). Göksu Deltası Özel Çevre Koruma Bölgesi Çevresel Kalkınma Projesi, Olabilirlik Raporu, Eylül 1992, DHKD, İstanbul, Türkiye, 272s.
- DSİ (1978). Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Mersin-Berdan ve Efrenk Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu. DSİ Matbaası Ankara, Türkiye, 60s.
- 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.
- 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.Kruger 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.
- Ergin M., M. Okyar and V. Ediger (1992b). Reconstruction of Late Quaternary shorelines in the eastern Mersin Bay (northeastern Mediterranean Sea) inferred from high-resolution seismic records and known sea-level curves. Boll. Oceanol. Teor. Appl., 10/1, 53-64.
- Erinç 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.
- Erinç 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. *Geologie Mediterranee. Numero special*, pp.53-69.
- Erol O. (1983). Historical changes on the coastline of Turkey, in: (E.C.F. Bird and P. Fabri, editors), *Coastal Problems in the Mediterranean Sea. Proc. Symp.,in Venice, 10-14 May, 1982, Bologna*, 95-107.
- 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., P.E. Morgan, W.E. Evans, T.R. Evans and J.M. Woodside (1978). Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterranean between Cyprus and Turkey. *Geology*, 6, 392-396.
- Eyce A. (1993). Göksu Deltası dünü bugünü. Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri (6-9 Ekim 1992 Silifke) Bildiri Metinleri, DHKD, PK.18, 80810 Bebek, İstanbul, Türkiye, s.43-44.
- 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*, 99-185.

- Finetti I. and C. Morelli (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 15, 263-341.
- 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.
- Got H., C. Bouye and L. Mirabile (1987). Lithoseismic analyse: a method for sedimentology. *Oceanol. Acta*, 10, 1-13.
- Hollis G.E. (1993). Su kullanımının Göksu Deltası Hidrolojisine etkisi. *Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri* (6-9 Ekim 1992 Silifke) *Bildiri Metinleri*, DHKD, PK.18, 80810 Bebek, İstanbul, Türkiye, s.97-108.
- Hsü J.K. (1977). Tectonic evolution of the Mediterranean basins. in: (A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli, editors), *The Ocean Basins and Margins, The eastern Mediterranean*, Vol. 4A, Chpt.2. Plenum Press, New York. pp.29-75.
- IMS-METU (1984). Seka Taşucu paper plant oceanographic and atmospheric studies (pre-operational phase). Technical report, METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 66p.
- IMS-METU (1985). Anamur kanalizasyon deniz deşarji bölgesi, jeolojik oşinografi çalışması raporu. ODTÜ., Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli, İçel, Türkiye, 47s.
- IMS-METU (1986). Geological and geophysical oceanography in Mersin coastal waters. METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Turkey, 44p.

- 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.
- 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.
- Kapur S., V.S. Çavuşgil, M. Şenol, N. Gürel and E.A. FitzPatrick (1990). Geomorphology and pedogenic evolution of Quaternary calcretes in the northern Adana Basin of Southern Turkey. *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.
- Kindinger J.L. (1988). Seismic stratigraphy of the Mississippi-Alabama shelf and upper continental slope. *Mar. Geol.*, 83, 79-94.
- 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 Hydrologies et Circulation des Eaux en Meditterane'e. in: (D.J. Stanley editor), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Dowden Hutchinson and Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, pp.25-36.
- 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 and geophysical data). Mar. Geol., 18, 231-261.
- MASU OŞİNOGRAFI (1975). Sewers and Effulent Disposal Environmental Studies in Taşucu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 94p.
- MASU OŞİNOGRAFI (1977). Sewers and Effulent Disposal Environmental Studies in İncekum Burnu-Silifke. Project: L 2931, Code: 131.97., 27p.
- McKenzie, D.P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226, 239-243.
- Milliman J.D. and K.O. Emery (1968). Sea levels during the past 35,000 years. Science, 162, 1121-1123.
- 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, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., 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, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, pp.53-82.
- Mitchum, Jr.R.M., P.R. Vail and J.B. Sangre (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. in: (C.E. Payton, editor), Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa Oklahoma, pp.117-133.
- Moody D.W. and E.B. Van Reenan (1967). High resolution subbottom seismic profiles and the Delaware Estuary and its Bay Mouth. United States Geological Survey Professional Papers, 575-D, 247-252.
- Morelli C. (1973). Geophysics of the Mediterranean. Extrait du Bulletin no 7 de l'etude en commun de la Mediterranee Paris, 5-17 November 1973, pp.27-111.
- Morelli C., M. Pisani and C. Gantar (1975). Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. Boll. Geofis. Teor. Appl., 17/66, 127-167.

- Morelli C. (1978). Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. *Tectonophysics*, 46, 333-346.
- Mortaş F. (1993). Göksu Deltası ÖÇKB için Yönetim Planı. Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri (6-9 Ekim 1992 Silifke) Bildiri Metinleri, DHKD, PK.18, 80810 Bebek, İstanbul, Türkiye, s.54-62.
- MTA (1962). Türkiye Jeoloji Haritası, 1:500 000 Ölçekli Adana Paftası (C. Erentöz ve Z. Ternek, editör). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, Türkiye.
- Mulder C.J. (1973). Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean. in: (C.W. Droger, editor), *Messinian Events in the Mediterranean*. North Holland Publishing Company, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, pp.44-59.
- Mulder C.J., P. Lehner and D.C.K. Allen (1975). Structural evolution of the Neogene salt basins in the eastern Mediterranean and the Red Sea. *Geologie en Mijnbouw*, 54, 208-221.
- 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.
- Özhan G. (1988). Sismik yansıma verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz. Türkiye Jeoloji Bülteni 31/2, 51-62.
- Park S.C. and D.G. Yoo (1988). Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off the southeastern coast of Korea (Korea Strait). Mar. Geol., 79, 65-75.
- 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.
- Saydam C., İ. Salihoğlu, M. Sakarya ve A. Yılmaz (1984). Dissolved dispersed petroleum hydrocarbons, suspended sediment, plastic pelagic tar, and other litter in the north-east Mediterranean. METU-Institute of Marine Sciences, Erdemli, İçel, Türkiye.
- Schmidt G.C. (1961). Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. Petroleum Administration Bull., 6, 47-63.

- 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.
- Stefanon A. (1985). Marine sedimentology through modern acoustical methods: II Uniboom. Boll. Oceanol. Teor. Appl., 3, 113-144.
- Şengör A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serileri, 2, 40s.
- 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 Basin, their relation with other formations, and oil possibilities. Bull. Min.Res.Expl.Ins., Turkey, 49, 60-80.
- Timur K. (1996). Göksu (Silifke-İçel) Deltasının deniz altı yayılım stratigrafisi. Doktora tezi, İ.Ü., Fen Bilimleri Enst., Jeofizik Müh. Anabilim Dalı (Uygulamalı Jeofizik Programı), İstanbul, Türkiye, 176s.

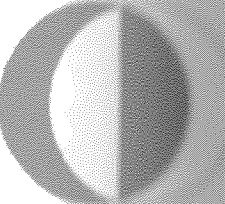
- Ünlüata Ü., M.A. Latif, F. Bengü and H. Akay (1978). Towards an understanding of shelf dynamics along the southern coast of Turkey. IV^{es} Journees Etud. Pollutions, Antalya C.I.E.S.M., pp.535-542.
- Ünlüata Ü., E. Özsoy and M.A. Latif (1980). On the variability of currents in the northeastern Levantine Sea. V^{es} 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
- 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, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., 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, Memoir: 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, pp.83-97.
- Van Andel T.H. and P.L. Sachs (1964). Sedimentation in the Gulf of Paria during the Holocene Transgression: a subsurface acoustic reflection study. J. Mar. Res., 22, 30-50.

- 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.
- 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. Cambridge University, Department of Geodesy and Geophysics, 225p.
- Wüst G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophysical Res.*, 66/1, 3261-3271.
- Yalçın M.N. and N. Görür (1984). Sedimentological evolution of the Adana Basin. 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 1983*, pp.165-172.

BİBLİYOGRAFİK BİLGİ FORMU			
1. Proje No : YDABÇAG-374/G		2. Rapor Tarihi : 19/2/1998	
3. Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri : 1/5/1996-31/12/1997			
4. Projenin Adı : ULUSAL DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ ARAŞTIRMA PROGRAMI : GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ ALT PROJESİ			
5. Proje Yürütücüsü ve Yardımcı Araştırmacılar : Doç.Dr. Mahmut OKYAR Yr.Doç.Dr. Vedat EDİGER			
6. Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi : ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü PK.28, 33731 Erdemli/İÇEL			
7. Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi : TÜBİTAK Atatürk Bulvarı No:221 Kavaklıdere 06100 ANKARA			
8. Öz (Abstract) : Göksu Deltası'nın Kuvaterner Jeolojisinin incelenmesine yönelik sismik çalışmada, Göksu Deltası'nın kıta sahanlığında üç değişik çökel serisi ve güncel fasiyes olarak adlandırılan bir A-fasiyesi bulunmuştur. Bölgeye ait tabankaya (S) Taşucu Körfezi'nin kayalık bir yapıya sahip olan batı kıyısı önlerinde belirlenmiştir. Bölgeye ait en yaşlı seri (çökel serisi-1), aşağıdan yukarıya doğru N- ve M-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. M-fasiyesi Geç-Pleyistosen/Holosen öncesi dönemindeki deniz seviyesi alçalması sırasında oluşmuştur. Çökel serisi-1'in üzerinde yer alan çökel serisi-2, aşağıdan yukarıya doğru K-, I-, H- ve G-fasiyeslerini kapsamaktadır. Görümleri itibariyle eski delta izlenimini veren bu fasiyeslerin son buzul çağı sonrasında yükselmeye başlayan deniz seviyesinin -95, -60, -50 ve -44 m derinliklerde durduğu dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir. Çökel serisi-2'yi üzerleyen çökel serisi-3, kıyından açıklara doğru sırasıyla D-, L-, B2- ve B1-fasiyeslerini ihtiva etmektedir. Eşzamanlı transgressif fasiyes olan D-, L- ve B2-fasiyeslerinin, son buzul çağı sonrasında deniz seviyesinin -44 m'den -32 m'ye yükseldiği dönemlerde çökeldikleri belirlenmiştir. B1-fasiyesinin ise deniz seviyesinin -23 m derinlikte durmakta iken çökeldiği açıklanmıştır. A-güncel fasiyesinin ise, günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce, deniz seviyesinin bugünkü seviyeye ulaştığı andan itibaren çökeldiği açıklanmıştır. Anahtar Kelimeler : Delta, yüksek ayırmalı sismik, batimetri, sismik stratigrafi, deniz seviyesi değişimleri, çevre koruma.			
9. Proje ile ilgili Yayın/Tebliğlerle ilgili Bilgiler : -			
10. Bilim Dalı : Deniz Bilimleri			
Doçentlik B. Dalı Kodu : 6110101		ISIC Kodu :	
Uzmanlık Alanı Kodu : 6110101			
11. Dağıtım (*) : ☐ Sınırlı		☒ Sınırsız	
12. Raporun Gizlilik Durumu : ☐ Gizli		☒ Gizli Değil	

(*) Projenizin Sonuç Raporunun ulaştırılmasını istediğiniz kurum ve kuruluşları ayrıca belirtiniz.

36.48
36.46
36.44
36.42
36.40
36.38
36.36
36.34
36.32
36.30
36.28
36.26
36.24



ŞİŞİ

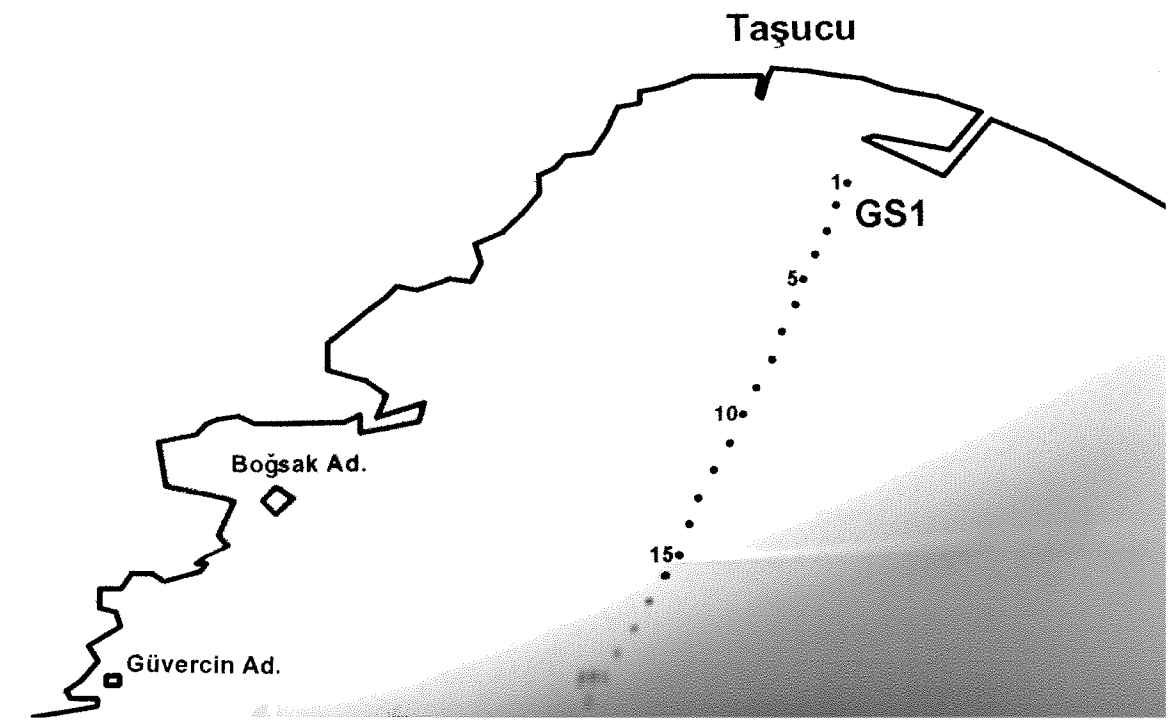
DOĞU AKDENİZ İKTİSADİ ÜNİVERSİTESİ

İNJEKTEKİMLER ENSTİTÜSÜ

YÜZGEÇ KÖYÜ, ŞİŞİ, BURSA 16070 / G

"GÖRÜLÜ OLAN KAYININ ENİTİLERİNE JEOLJİSİNİN
BİLEME YÖNTEMLERİ İLE İNCELENMESİ" PROJESİ

YÜZGEÇ AYRIMLI İNJEKTEKİMLER HAT HARİTASI



36.48

36.46

36.44

36.42

36.40

36.38

36.36

36.34

36.32

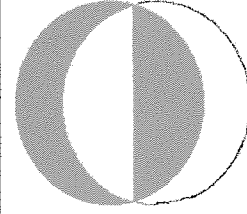
36.30

36.28

36.26

36.24

EK-1



ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G

"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

YÜKSEK AYIRIMLI SİĞ SİSMİK HAT HARİTASI

Taşucu

GS1

Boğsak Ad.

Güvercin Ad.

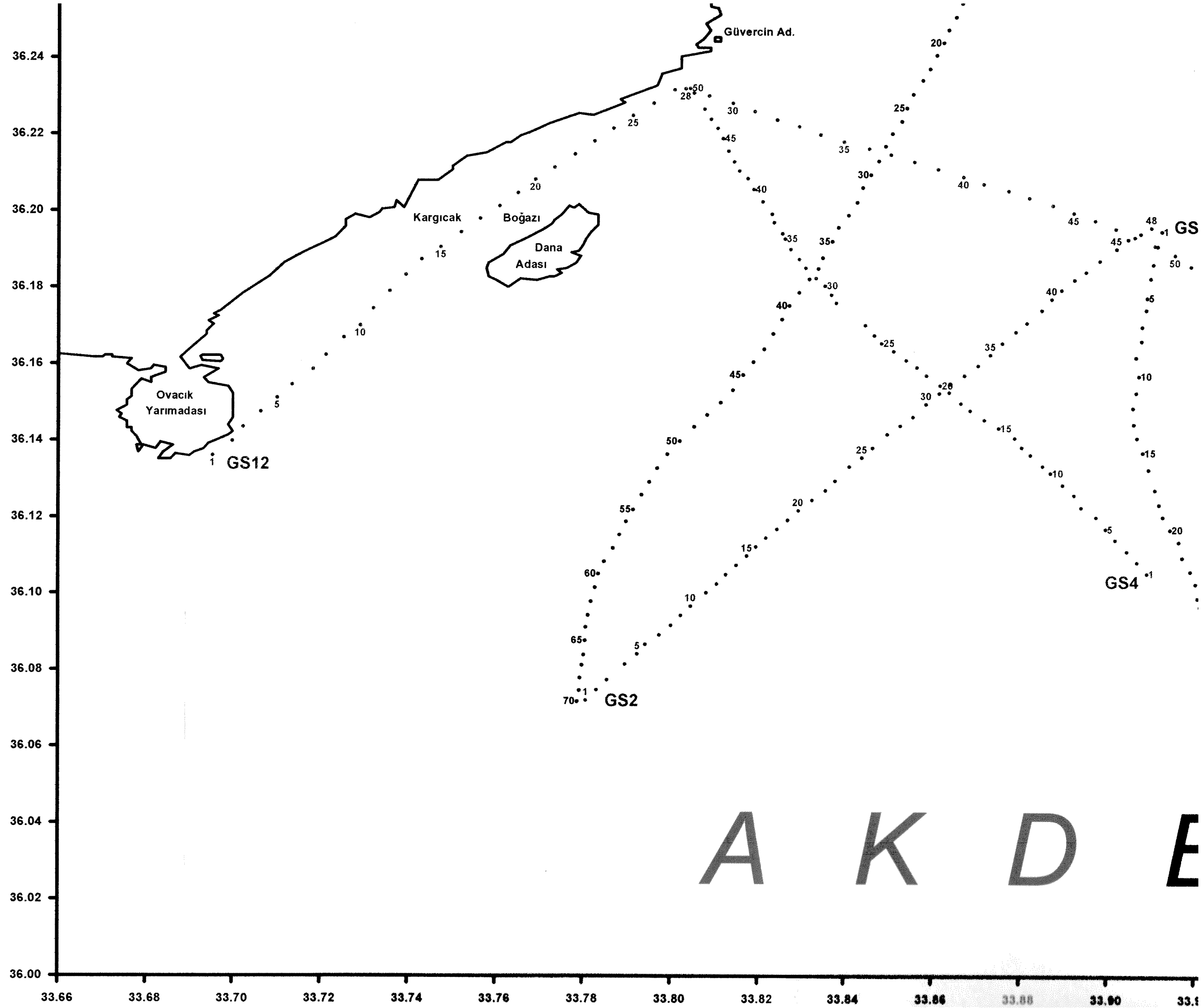
20*

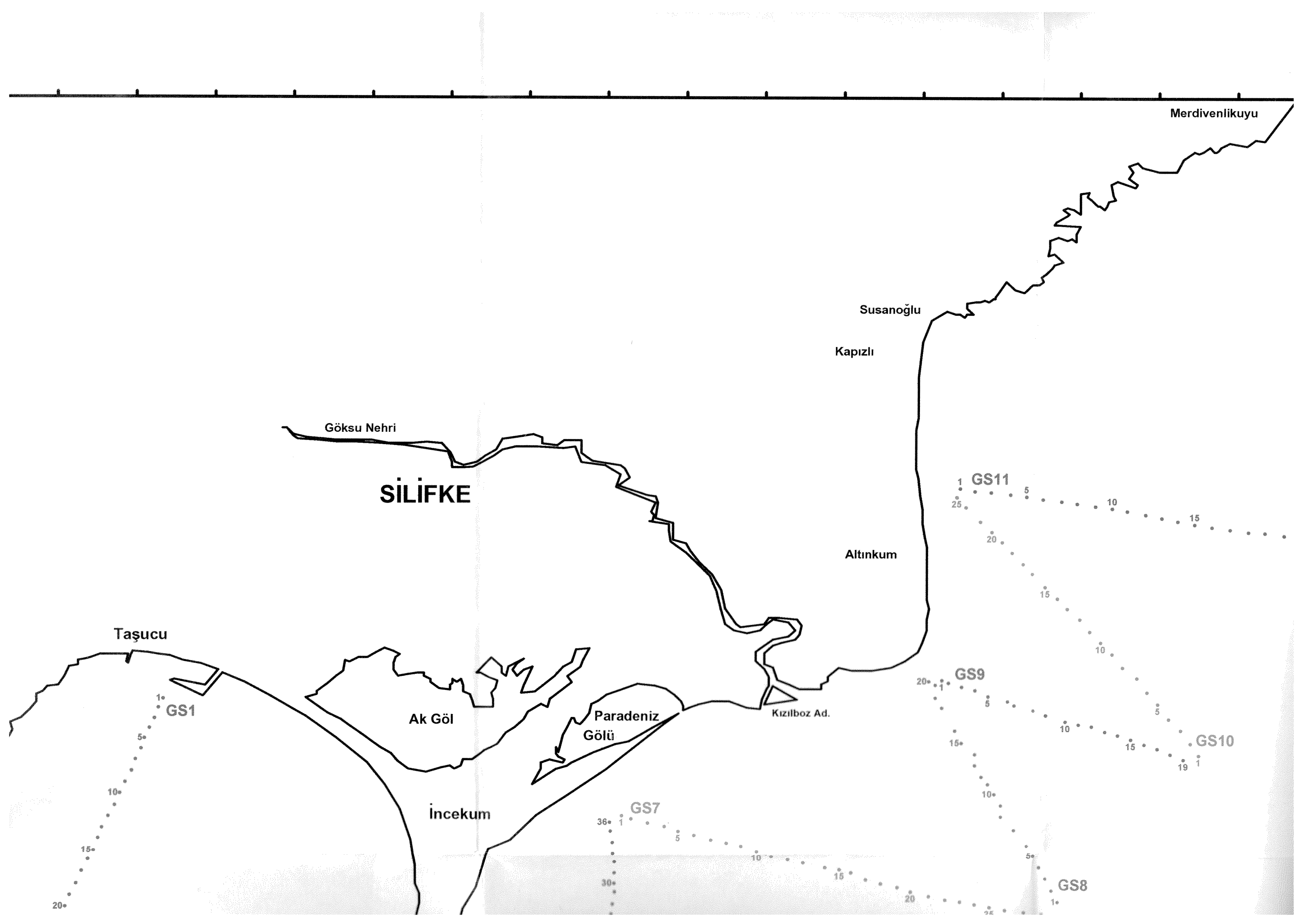
15*

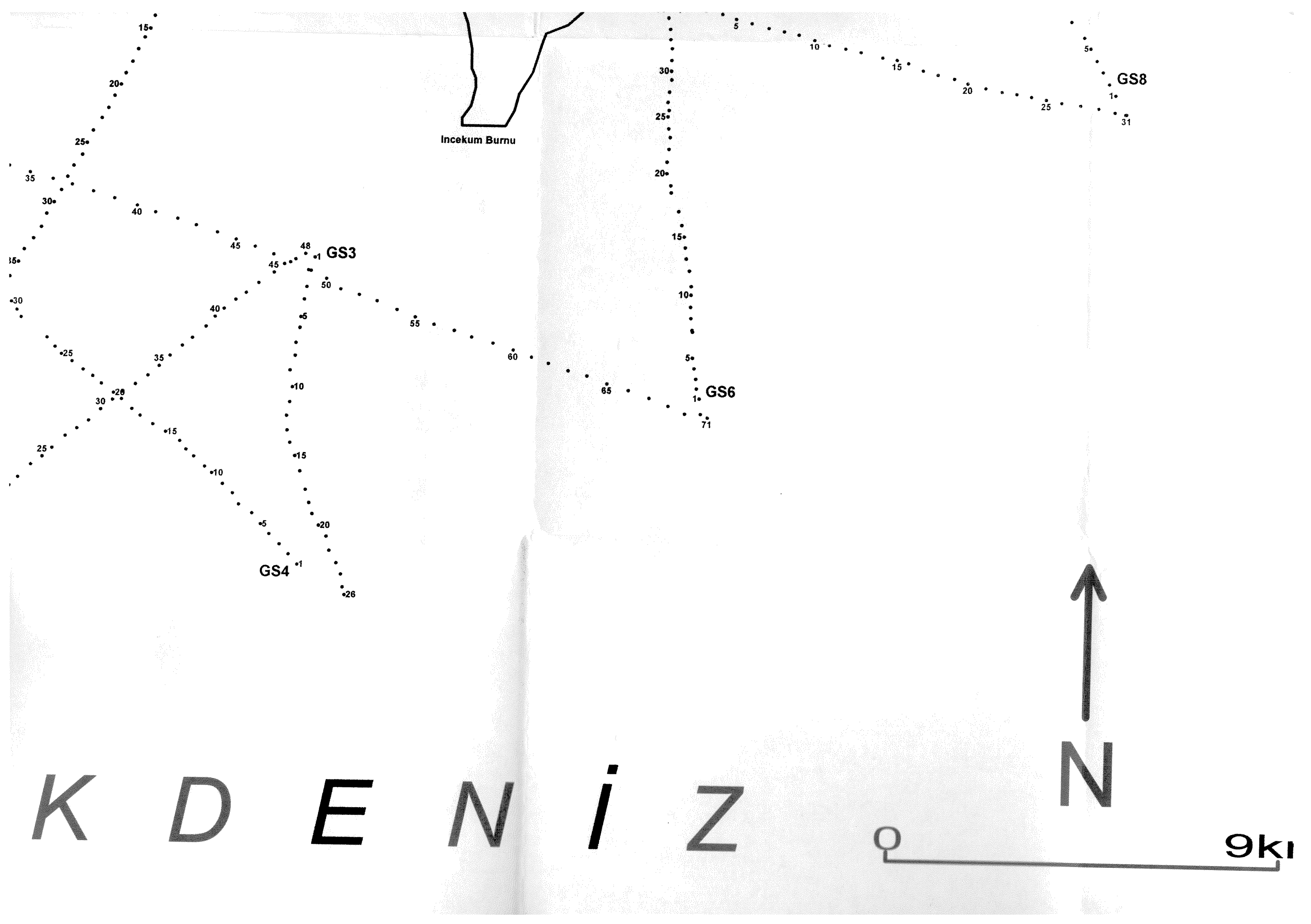
10*

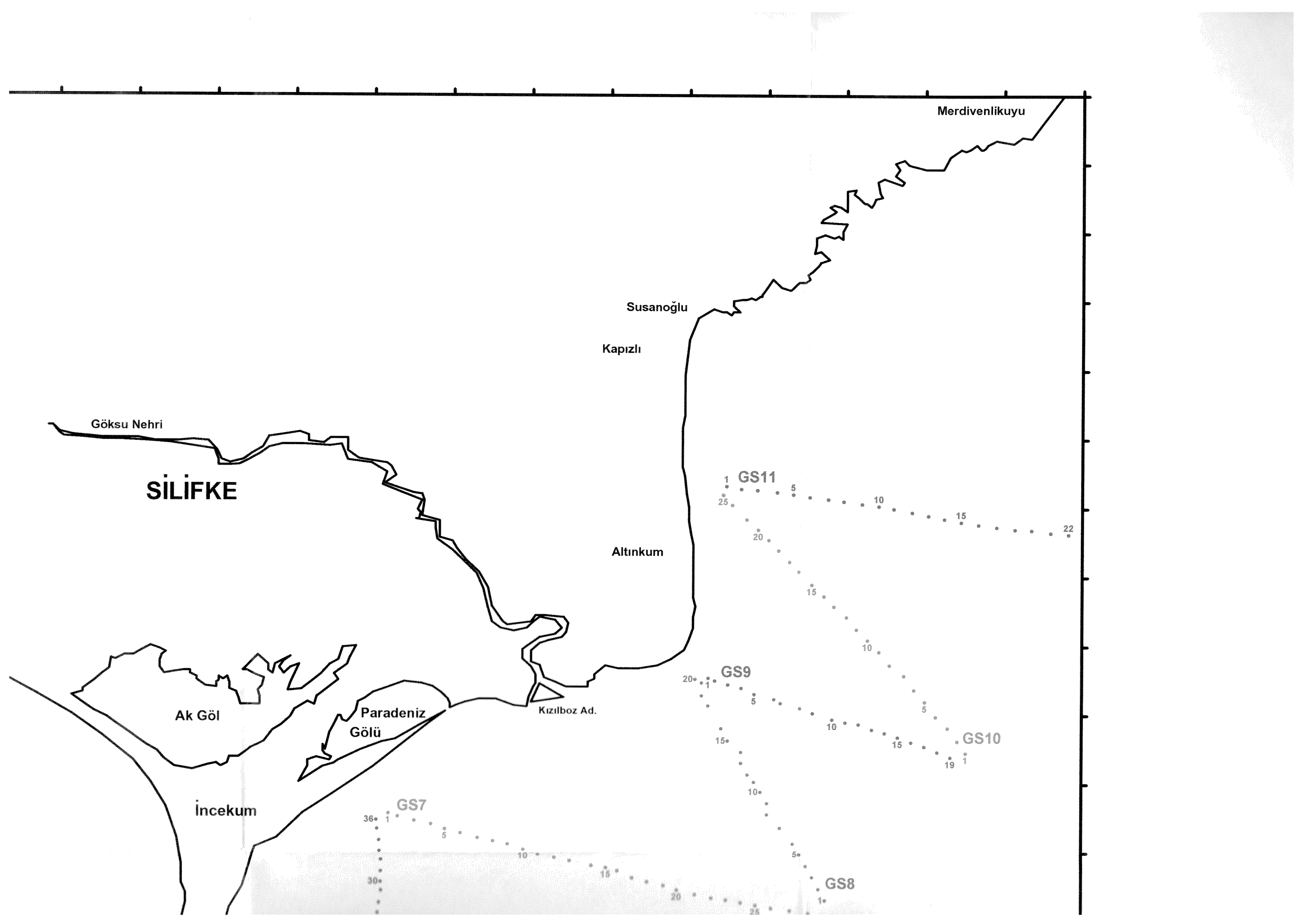
5*

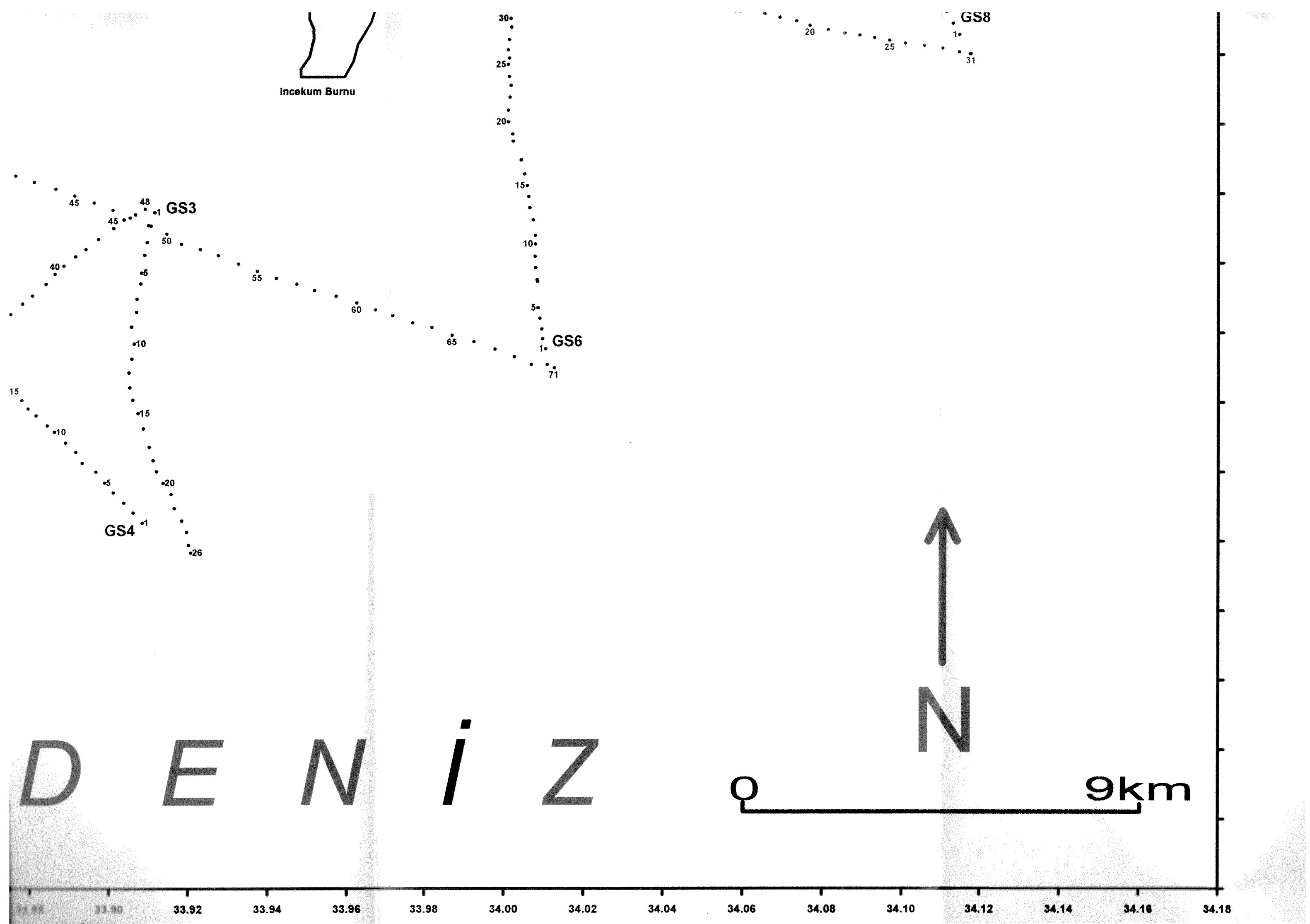
1*











36.48

36.46

36.44

36.42

36.40

36.38

36.36

36.34

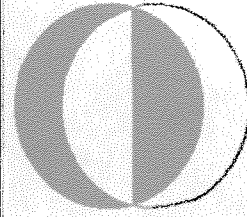
36.32

36.30

36.28

36.26

EK-2



ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G

"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

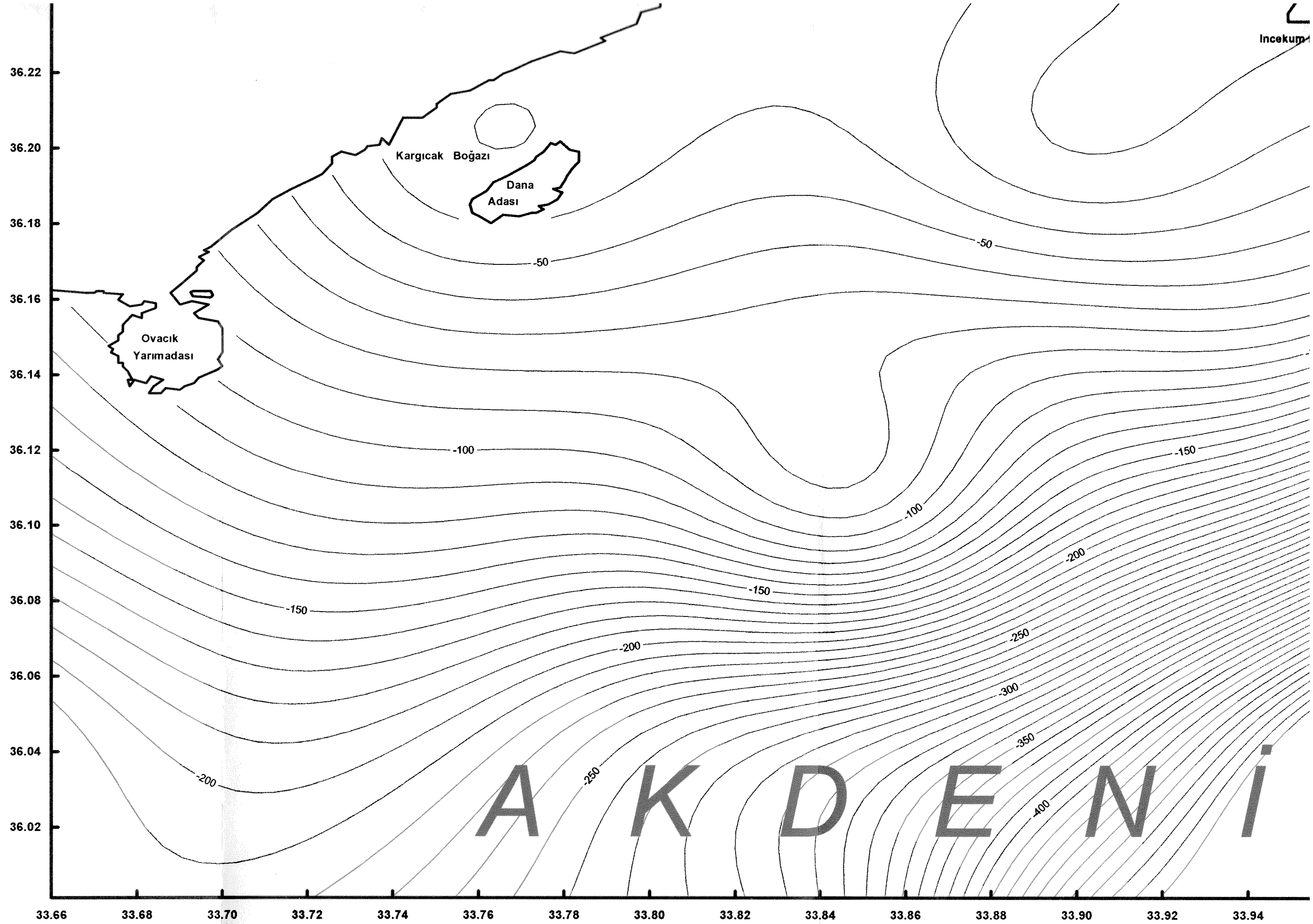
DERİNLİK HARİTASI (Derinlikler metredir)

Taşucu

Boğsak Ad.

Güvercin Ad.





Merdivenli

Susanoglu

Kapizli

Göksu Nehri

SİLİFKE

Altinkum

Taşucu

Ak Göl

Paradeniz
Gölü

Kızılboz Ad.

İncekum

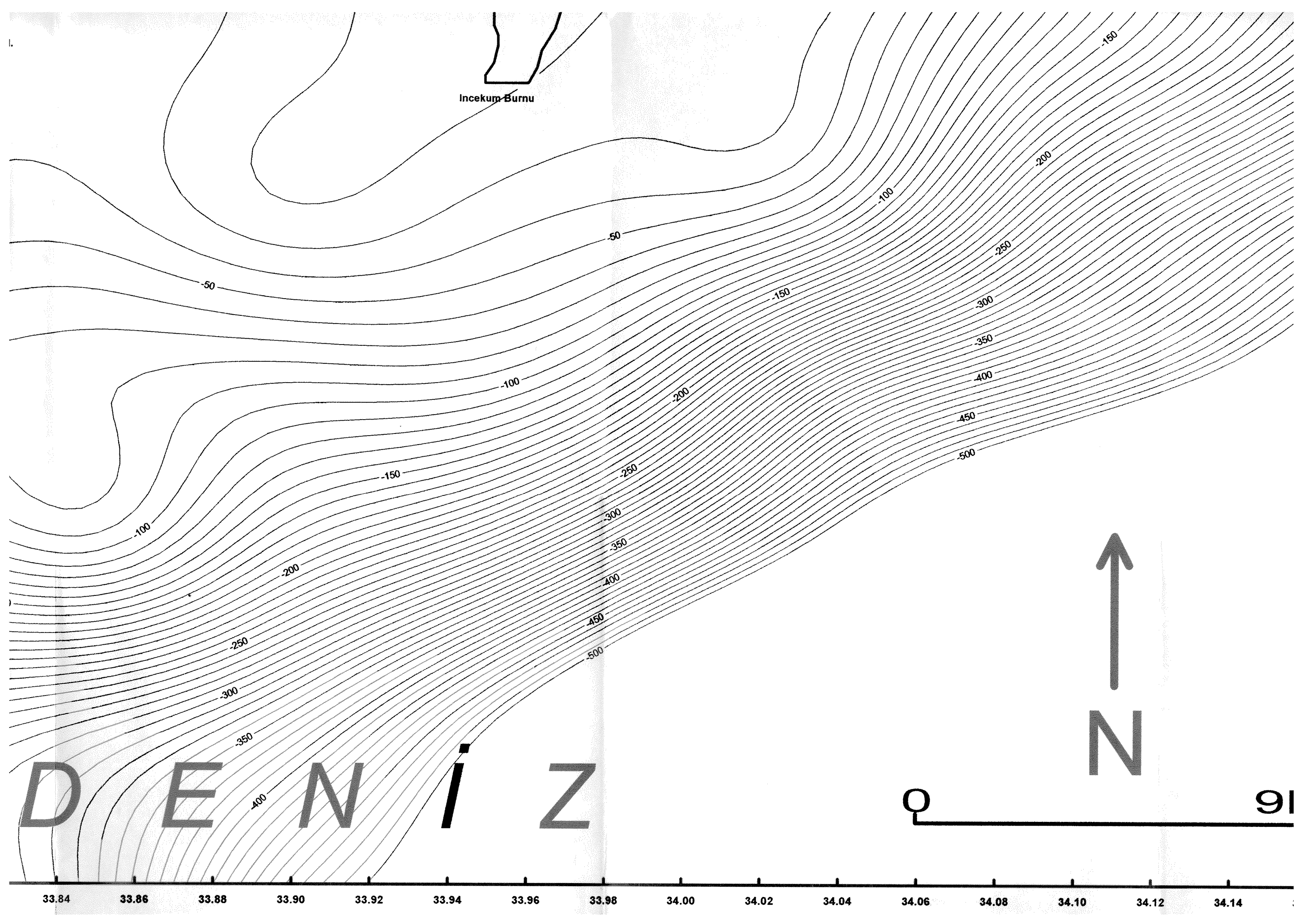
-50

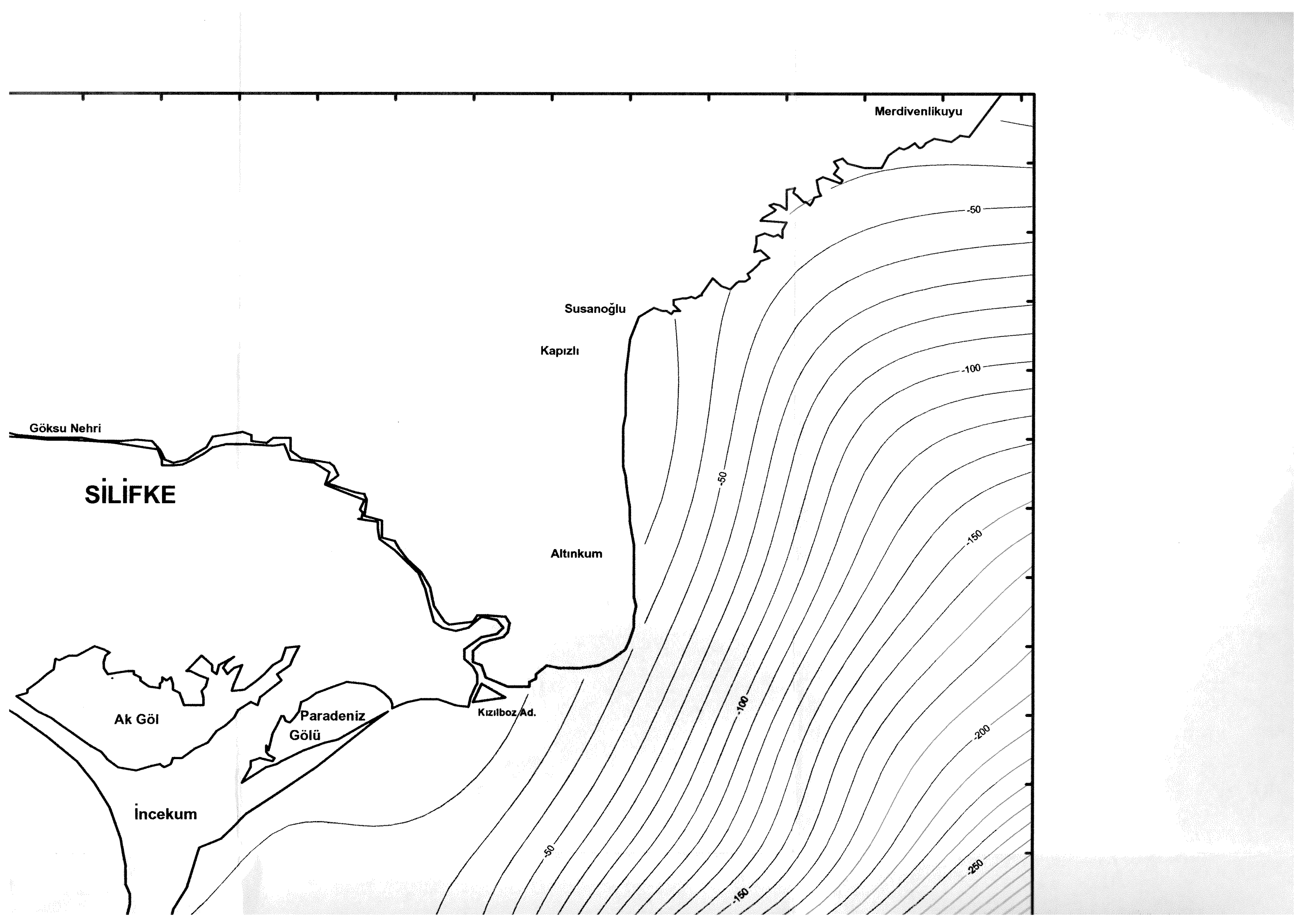
-100

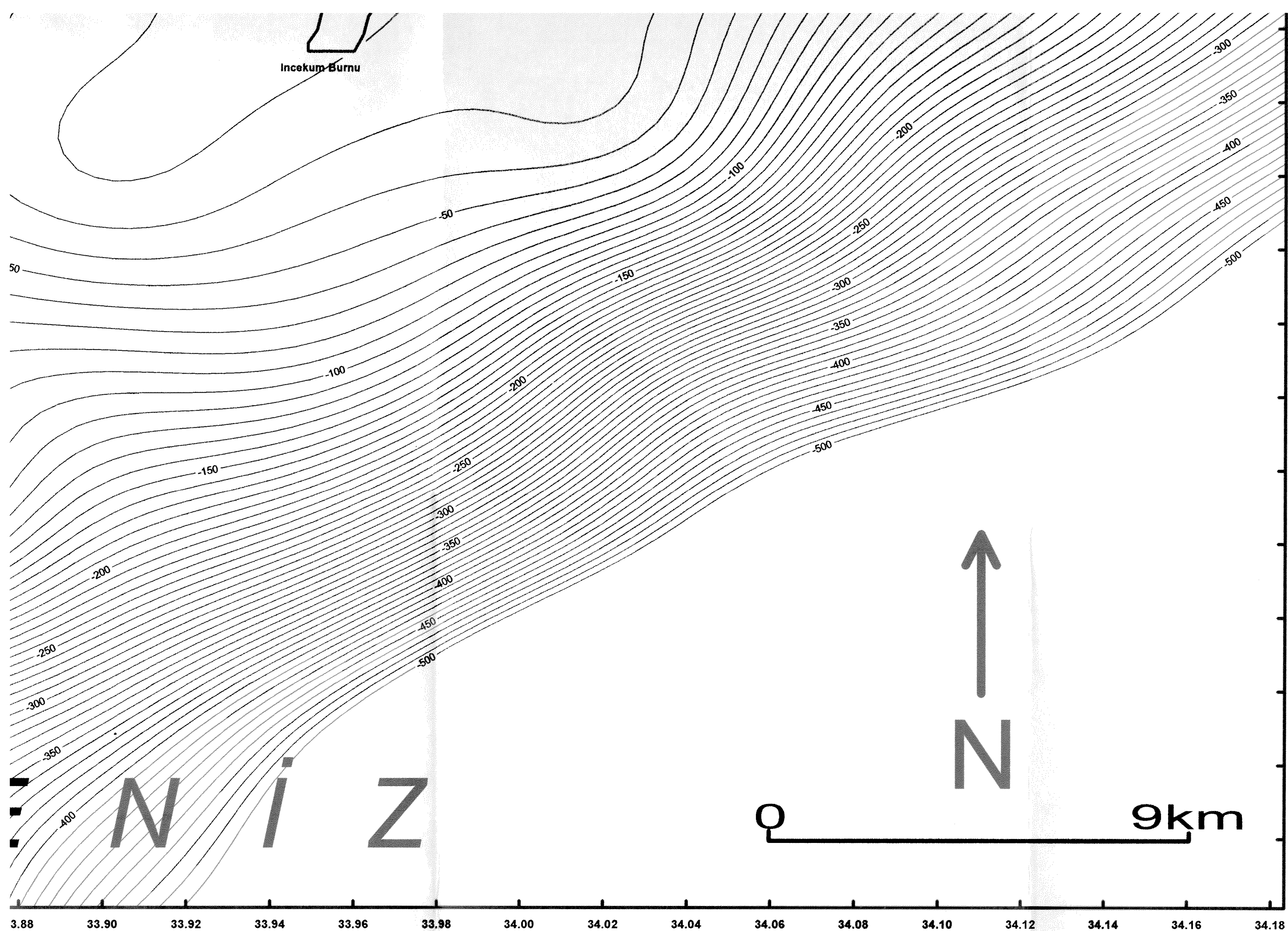
-50

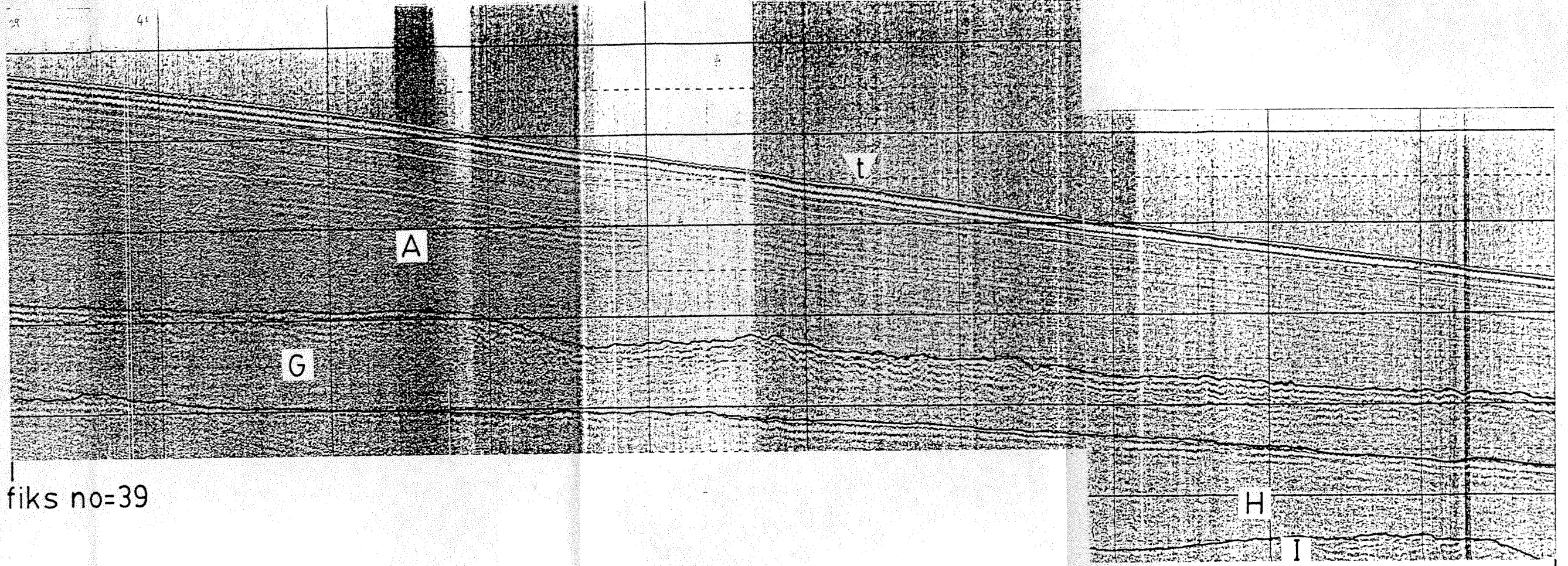
-150

ak Ad.









fiks no=39

fiks no=49

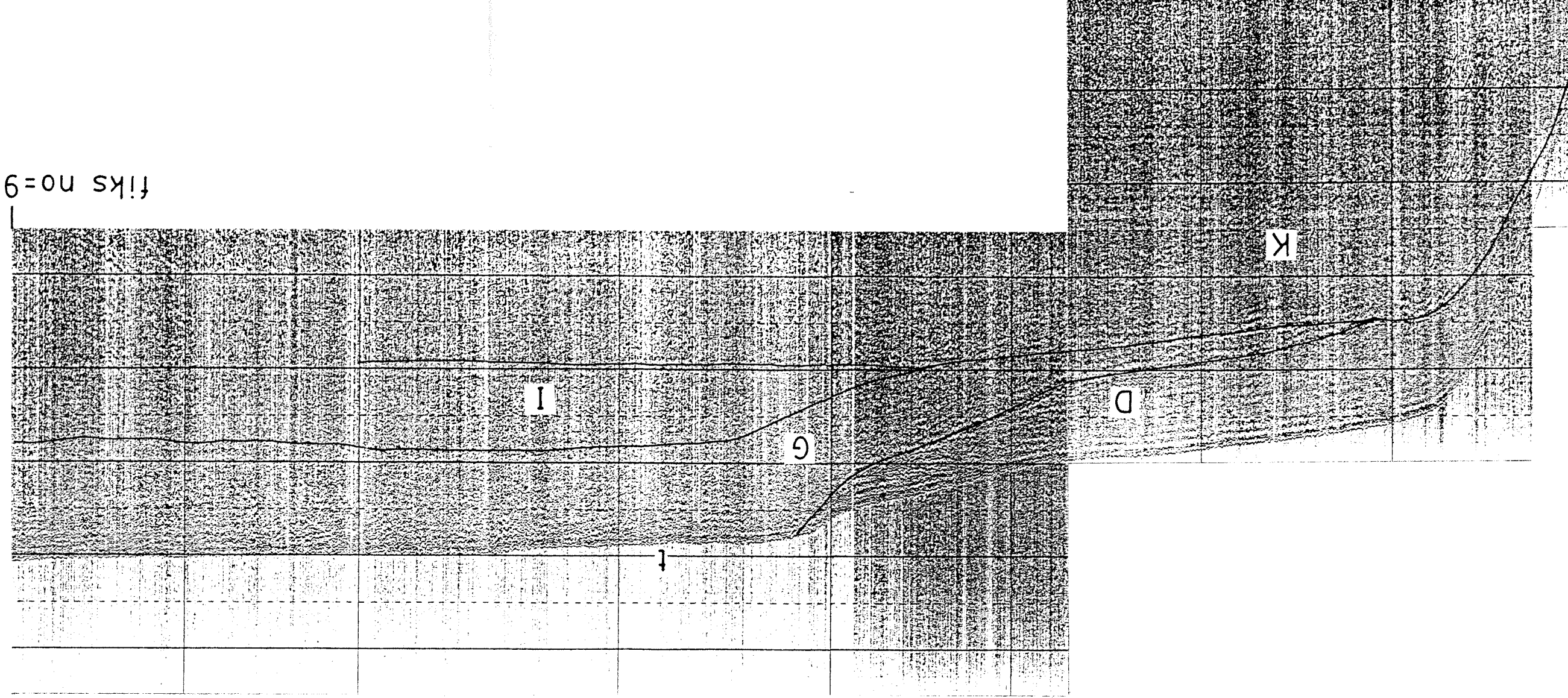
Konum için EK-1' de gösterilen GS1 hattının 39-49 uncu fikslerine bakınız.

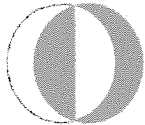
EK-3		
	ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ	
TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G		
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ		
GS1 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği		

fiks n=1

Konum için EK-1' de gösterilen G6 hattının 1-9 uncu fikslerine bakınız.

fiks n=9

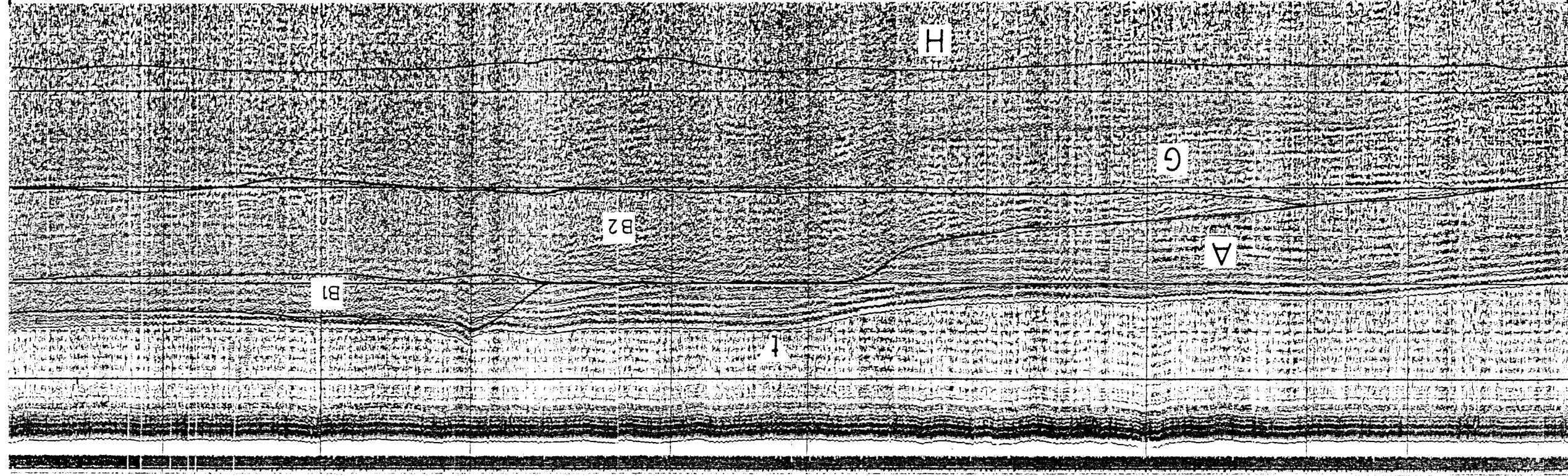


EK-4	
	
ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ	DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
TÜBİTAK-YDABGAG-374/G	
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVAATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ	
G6 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği	

EK-4

fiks no=24

fiks no=34



Konum için EK-1' de gösterilen GS6 hattının 24-34 üncü fikslerine bakınız.

EK-5

ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

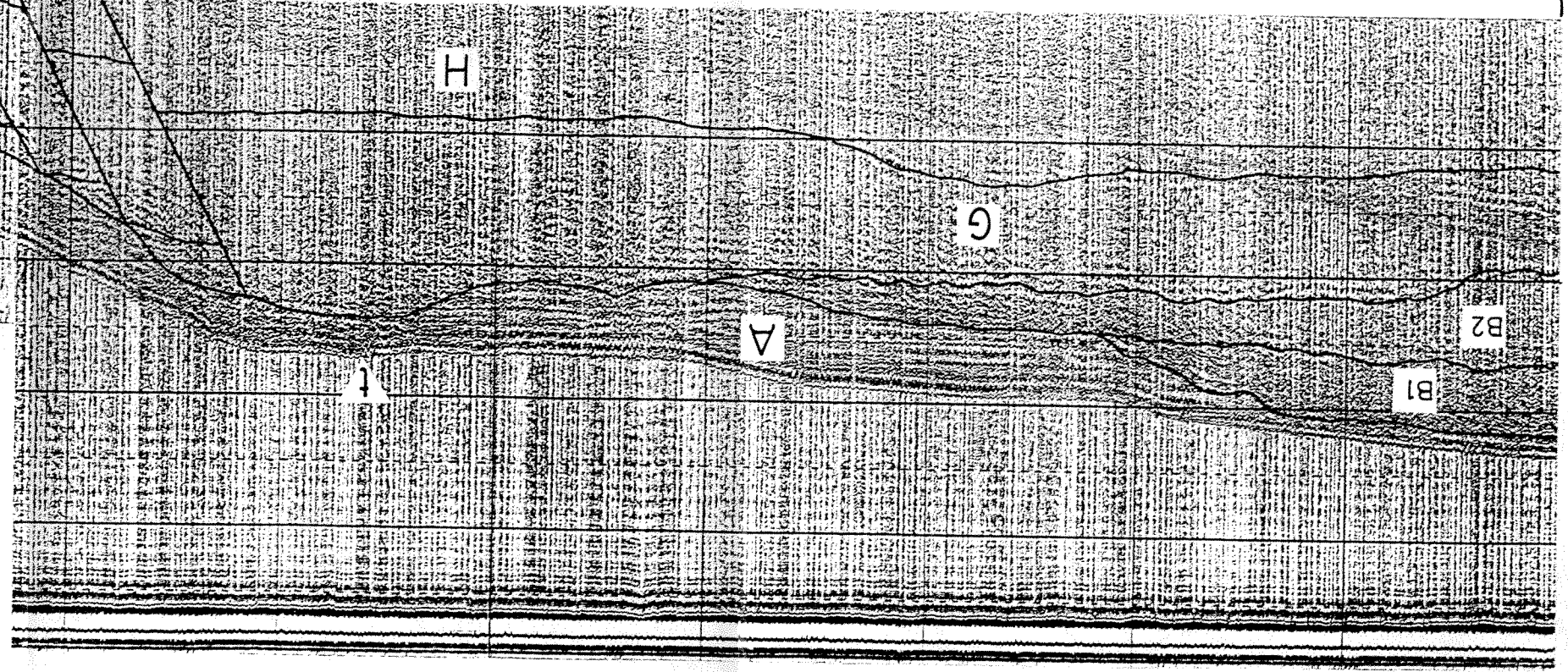


TÜBİTAK-YDABGAG-374/G
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

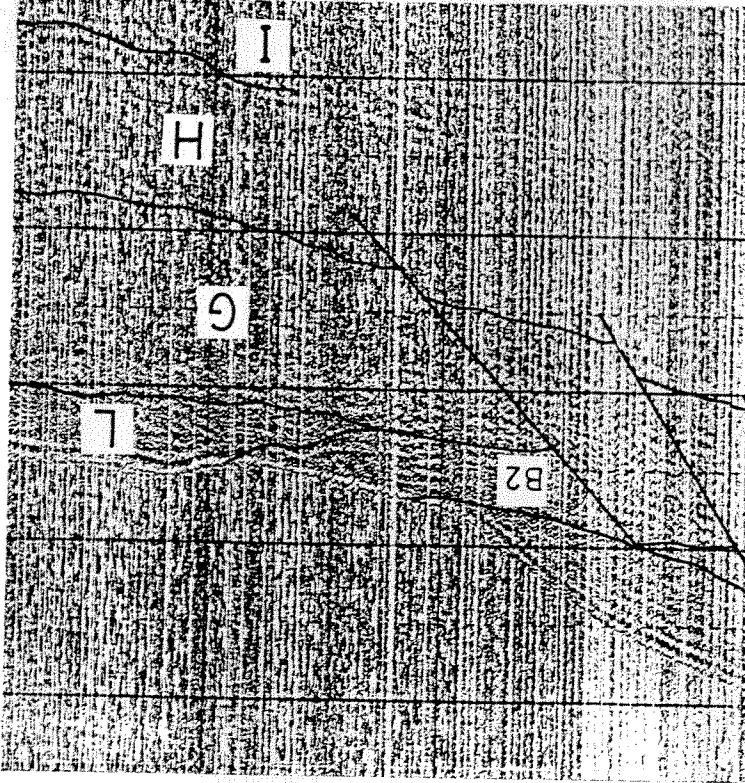
GS6 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği

Konum için EK-1' de gösterilen GS7 hattının 6-16 inci fikslerine bakınız.

fiks no=6



fiks no=16



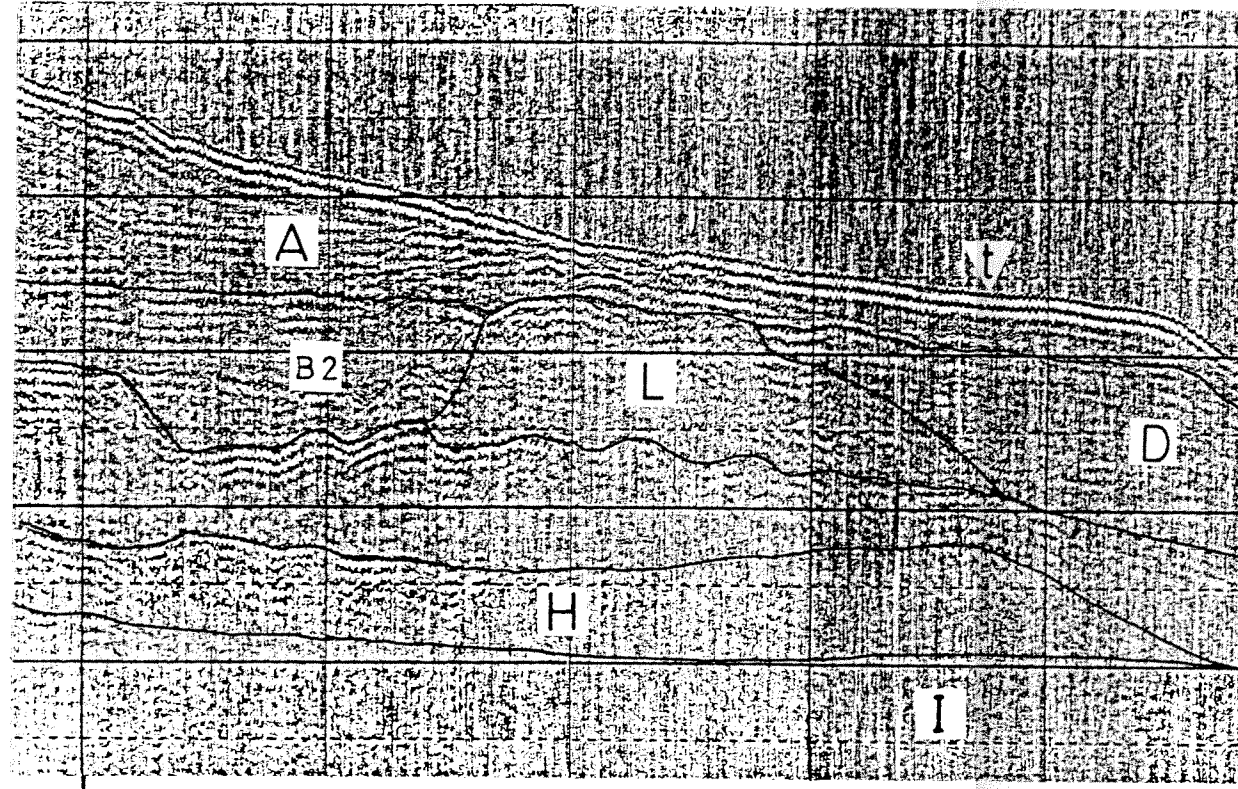
EK-6

ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

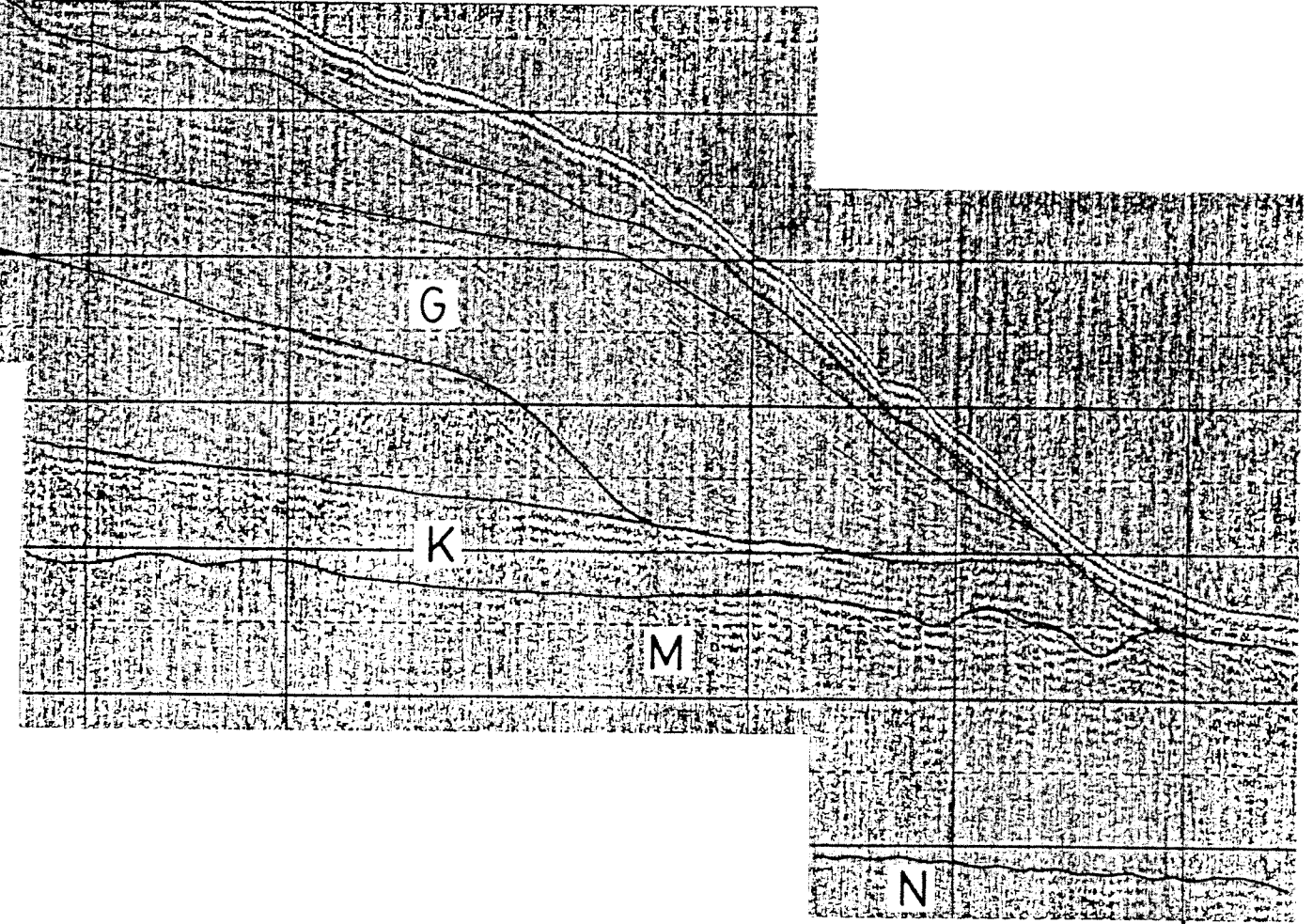


TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

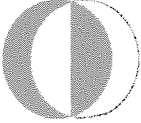
GS7 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği



fiks no=3



fiks no=13

EK-7	
	ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
	
TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G	
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVERTERNEER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ	
GS9 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği	

Konum için EK-1' de gösterilen GS9 hattının 3-13 üncü fikslerine bakınız.

fiks no=11

Konum için EK-1' de gösterilen GS 10 hattının 11-21 inci fikslerine bakınız.

GS10 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği

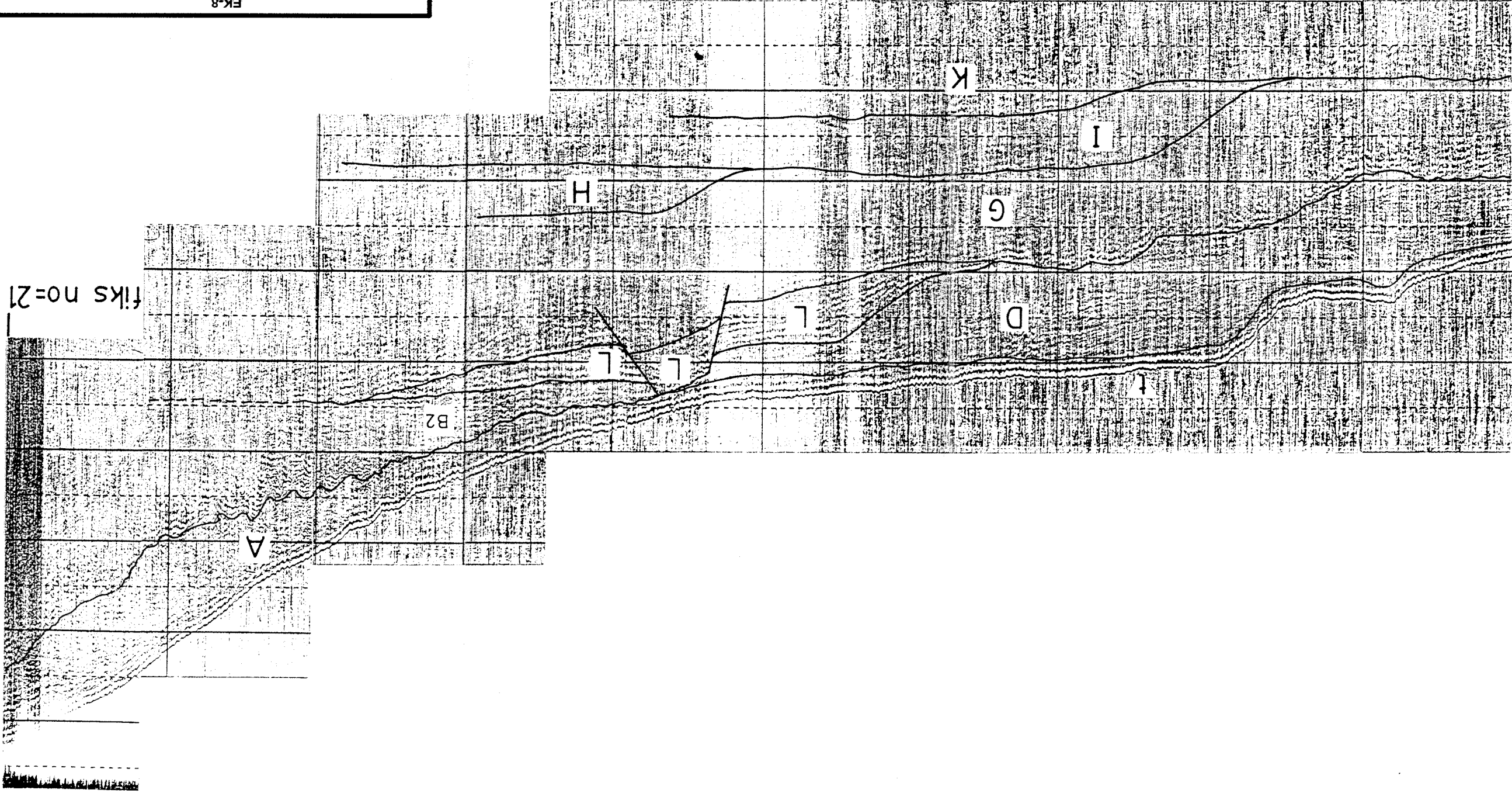
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN
SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G



ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

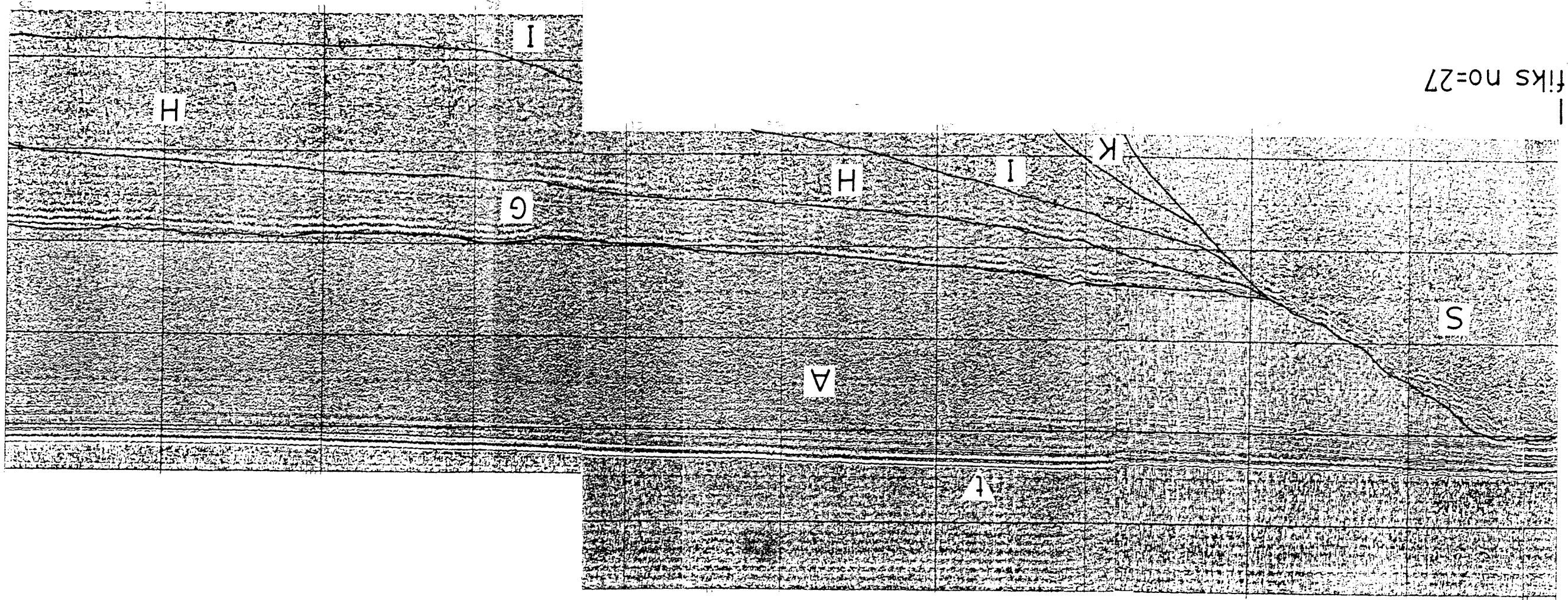
EK-8



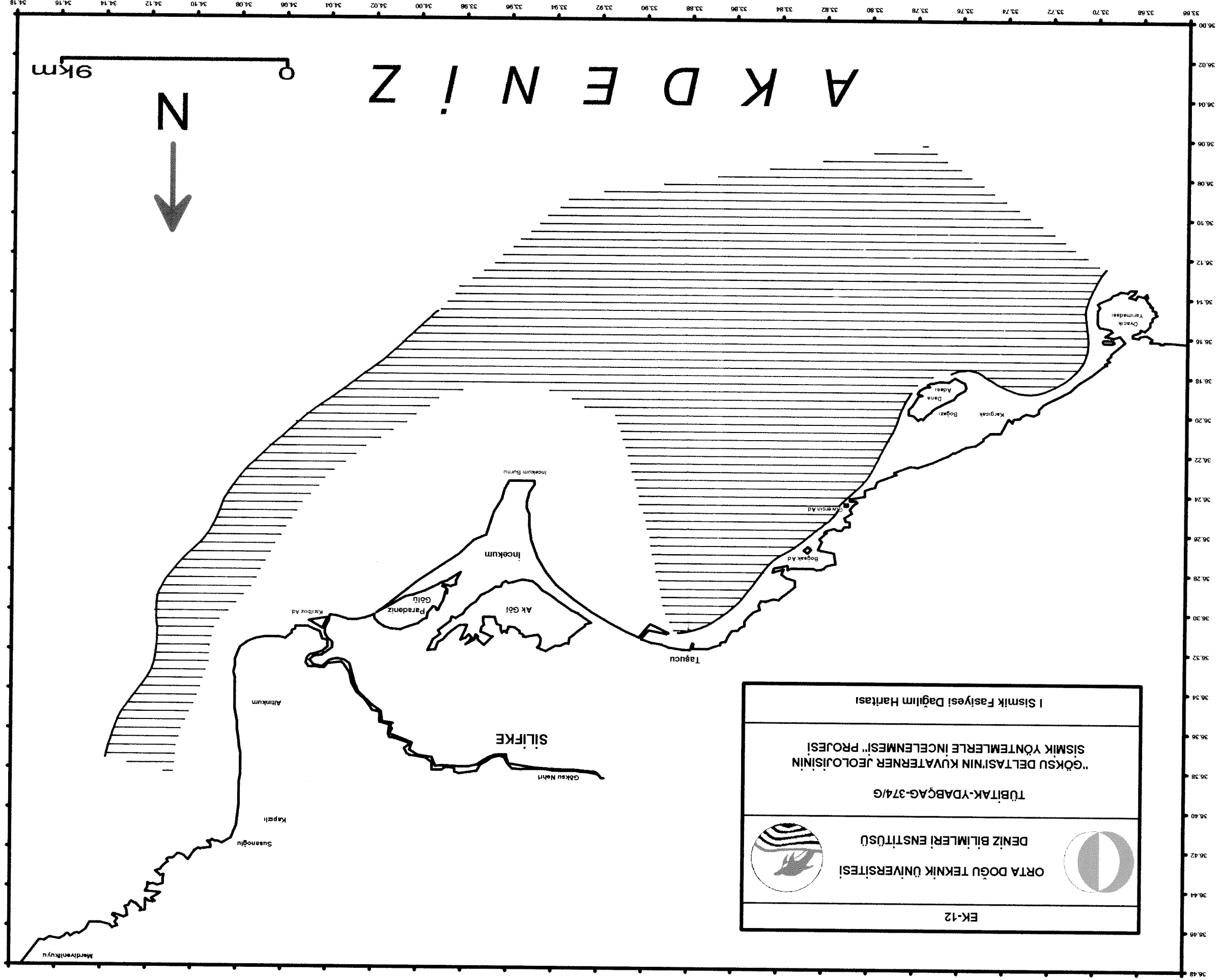
Konum için EK-1' de gösterilen GS12 hattının 27-35 inci fikslerine bakınız.

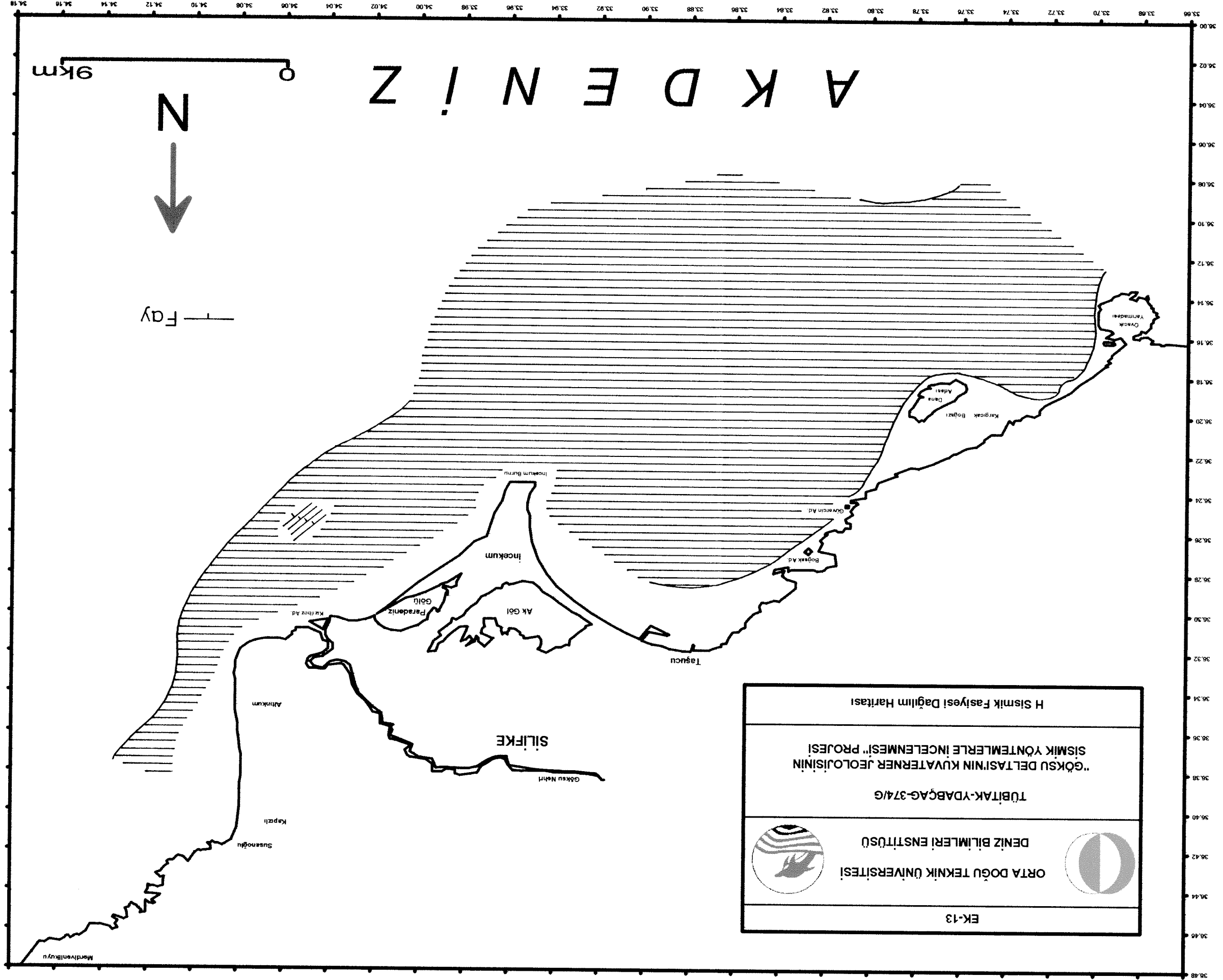
GS12 Hattına ait Yorumlanmış Sismik Kayıt Örneği	
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ	
TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G	
ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ	DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
EK-9	

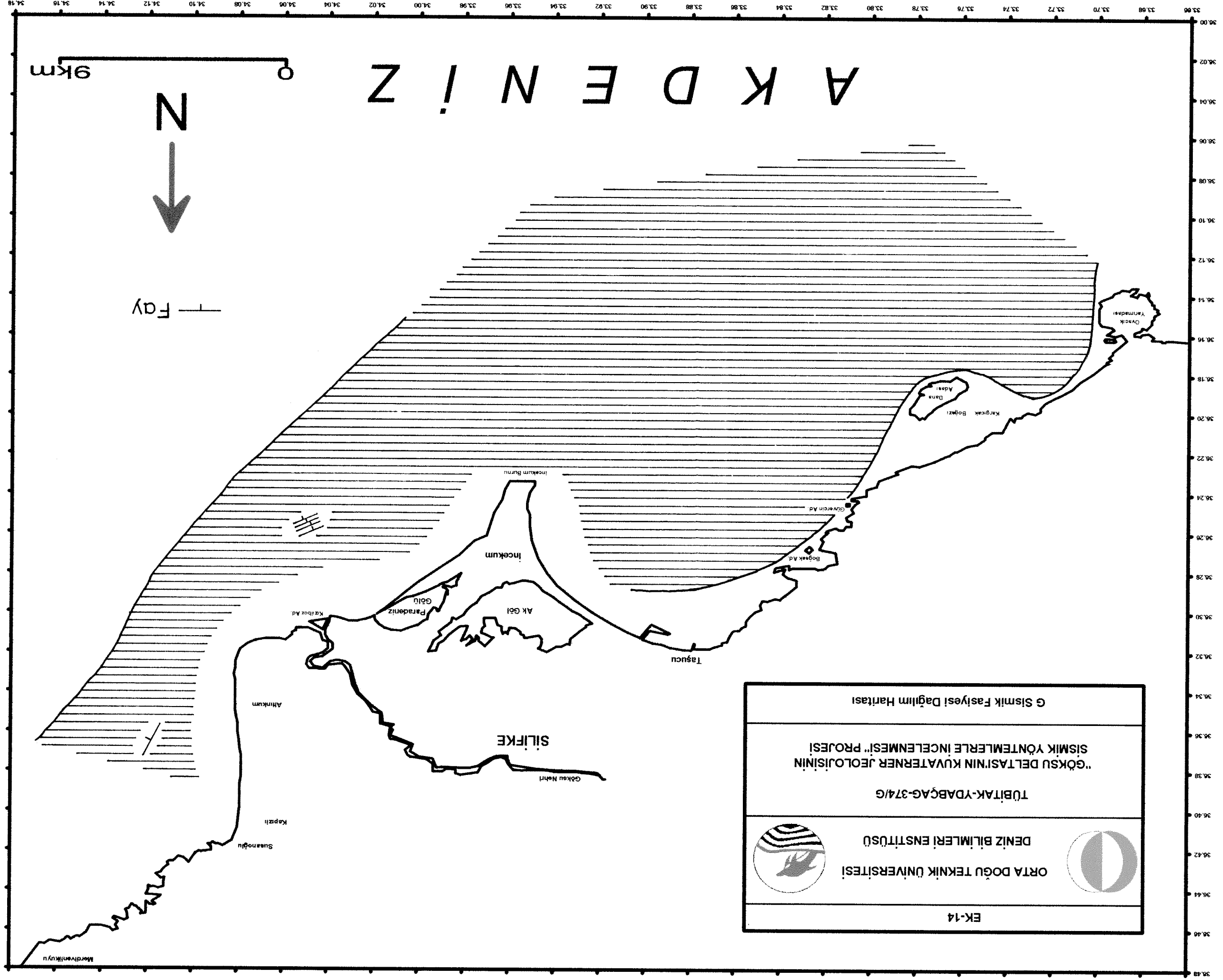
fiks no=35

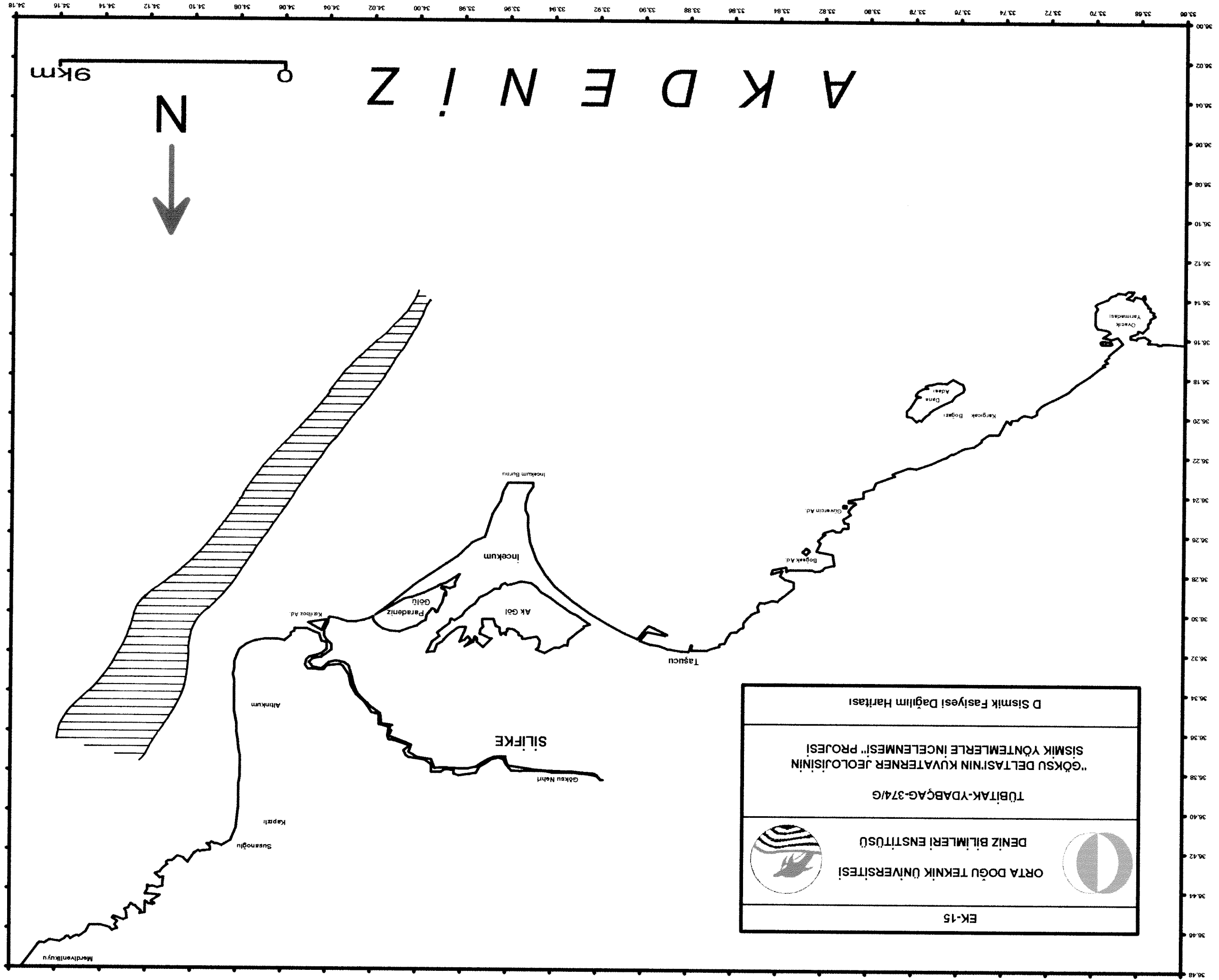


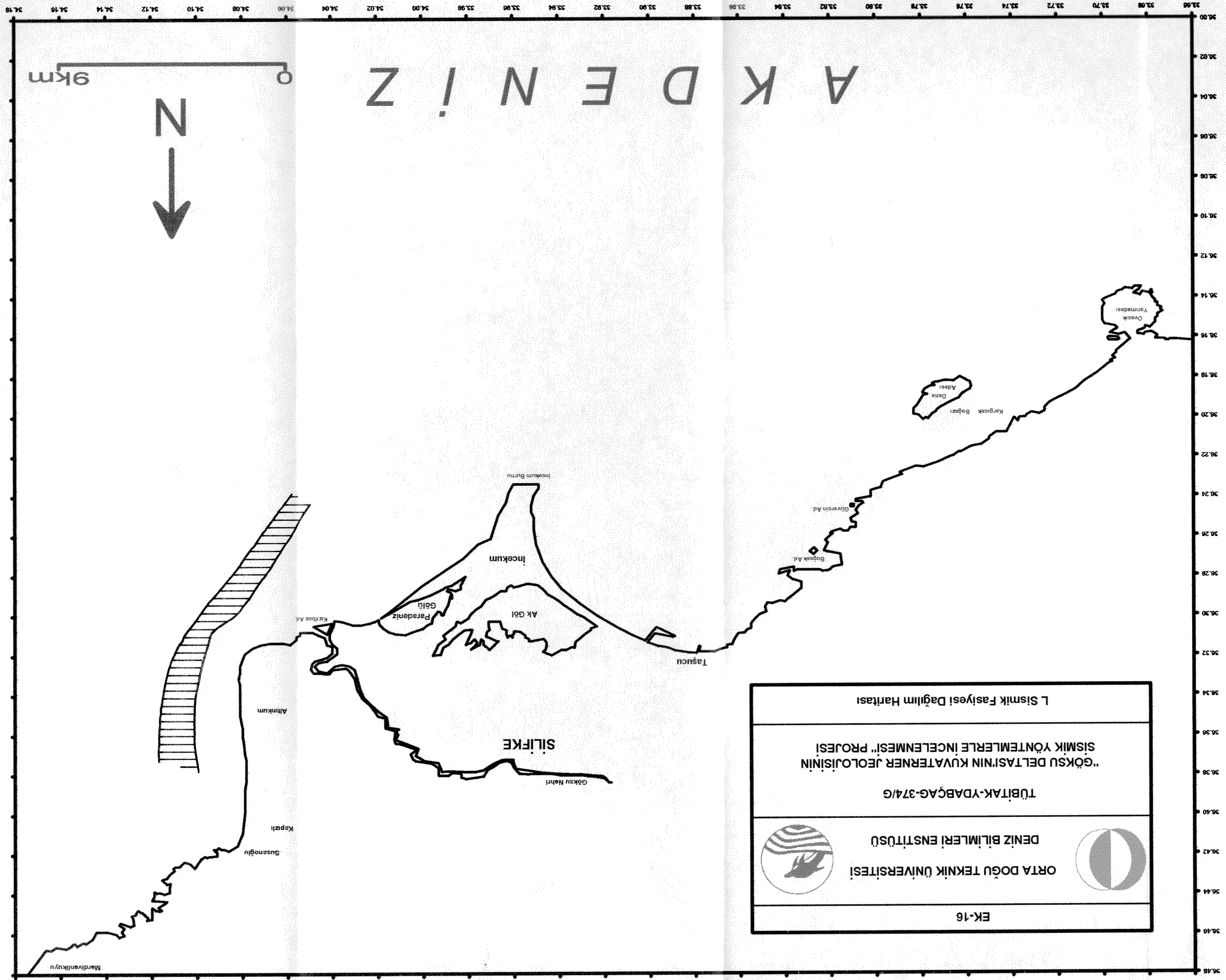
fiks no=27

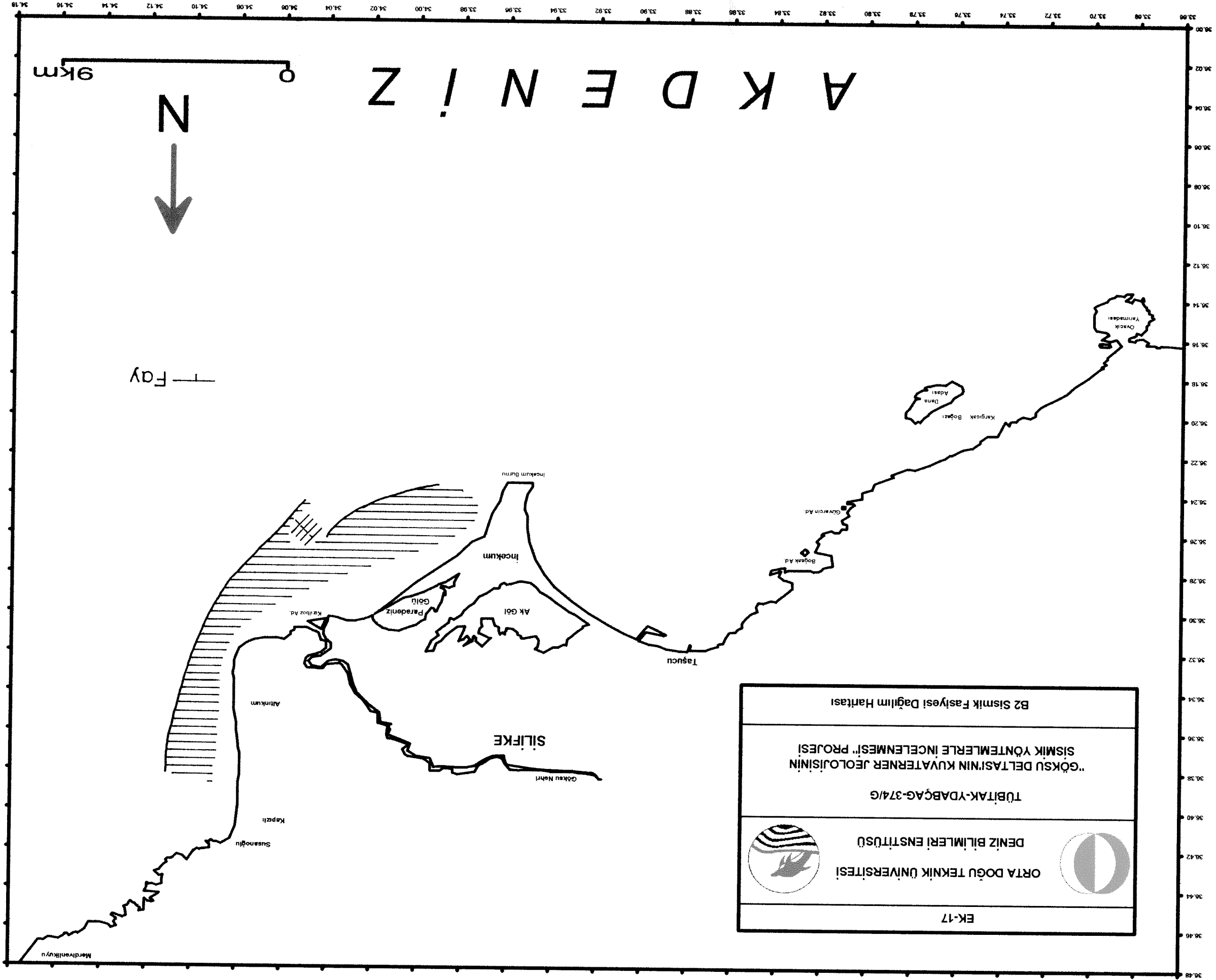






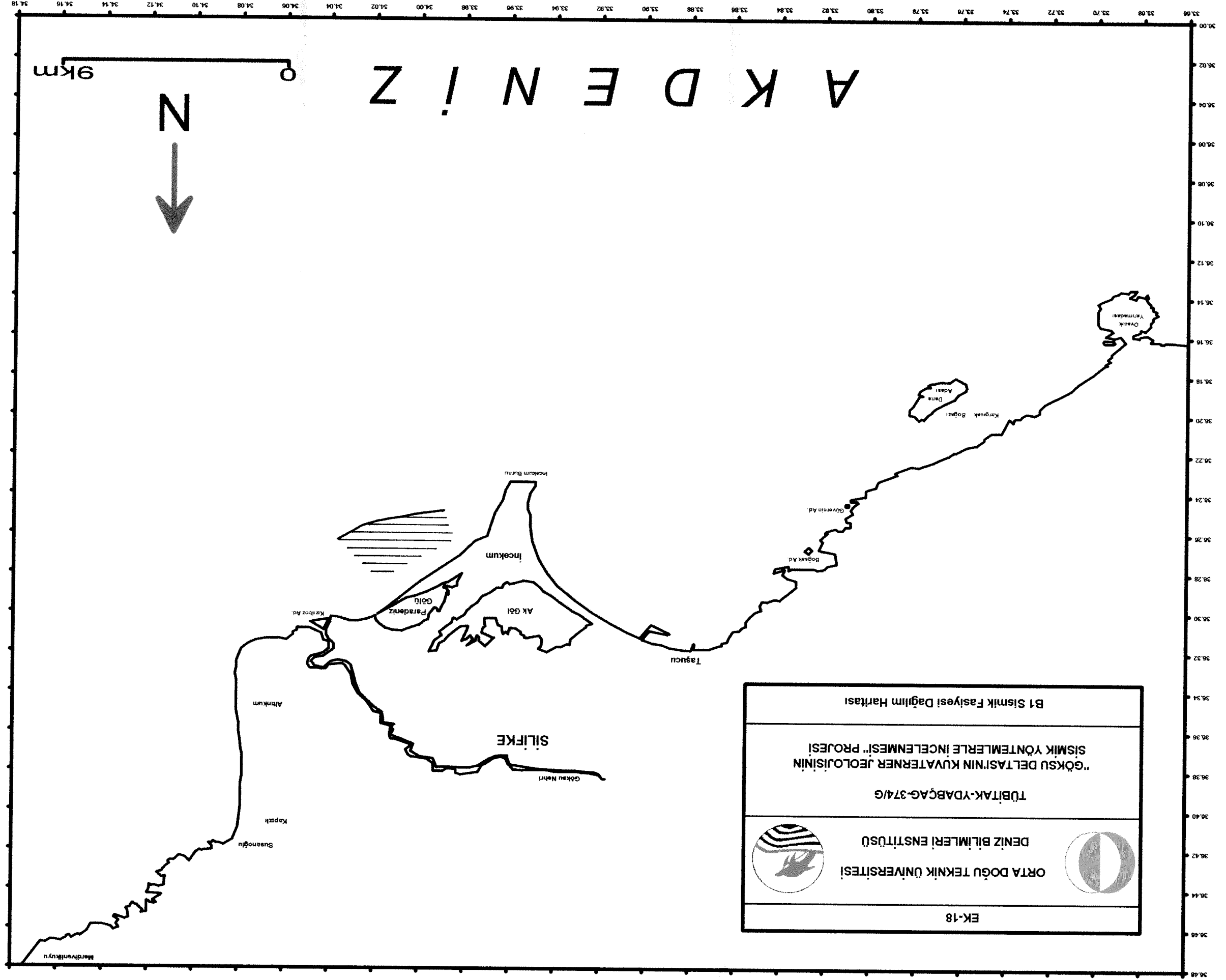




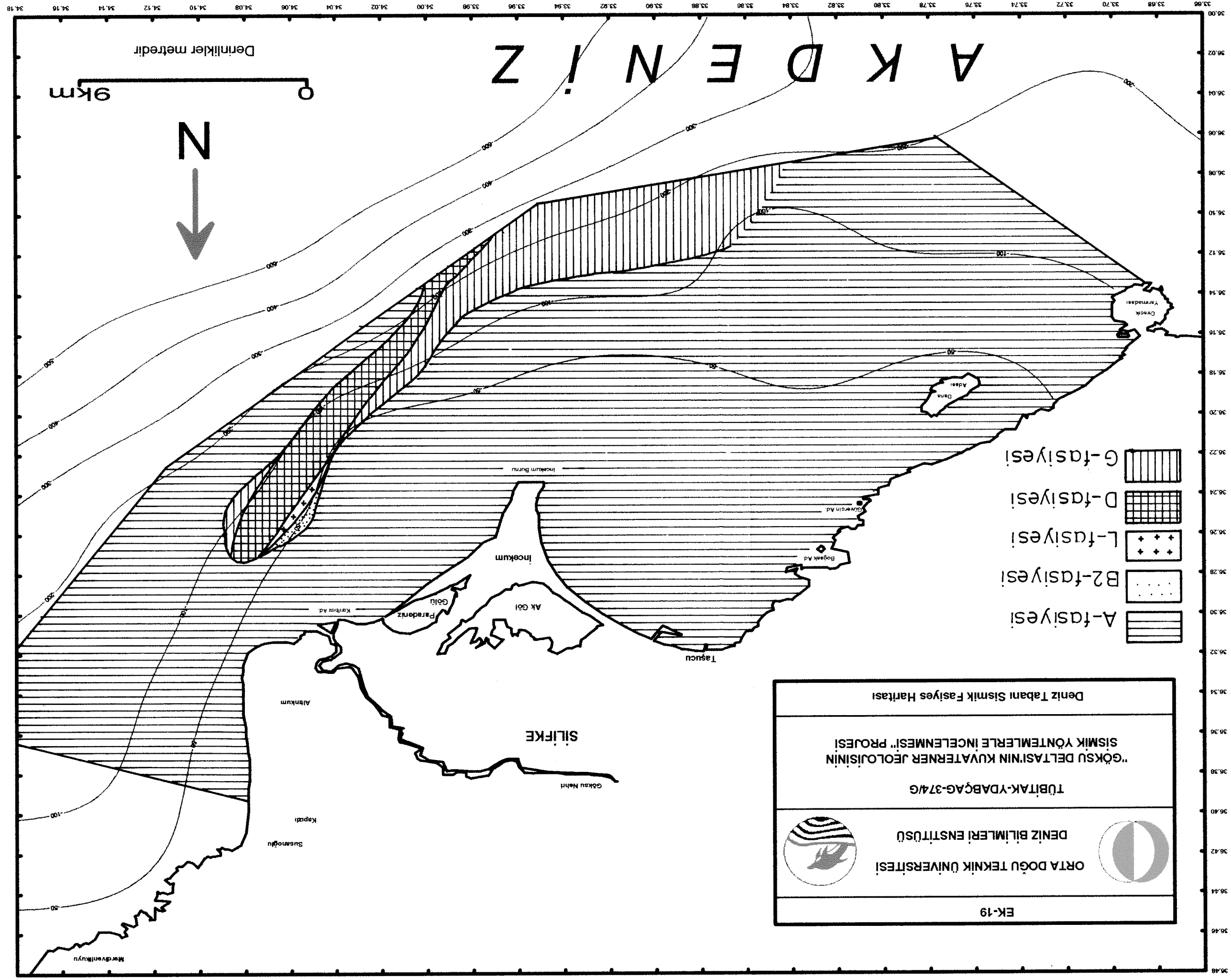


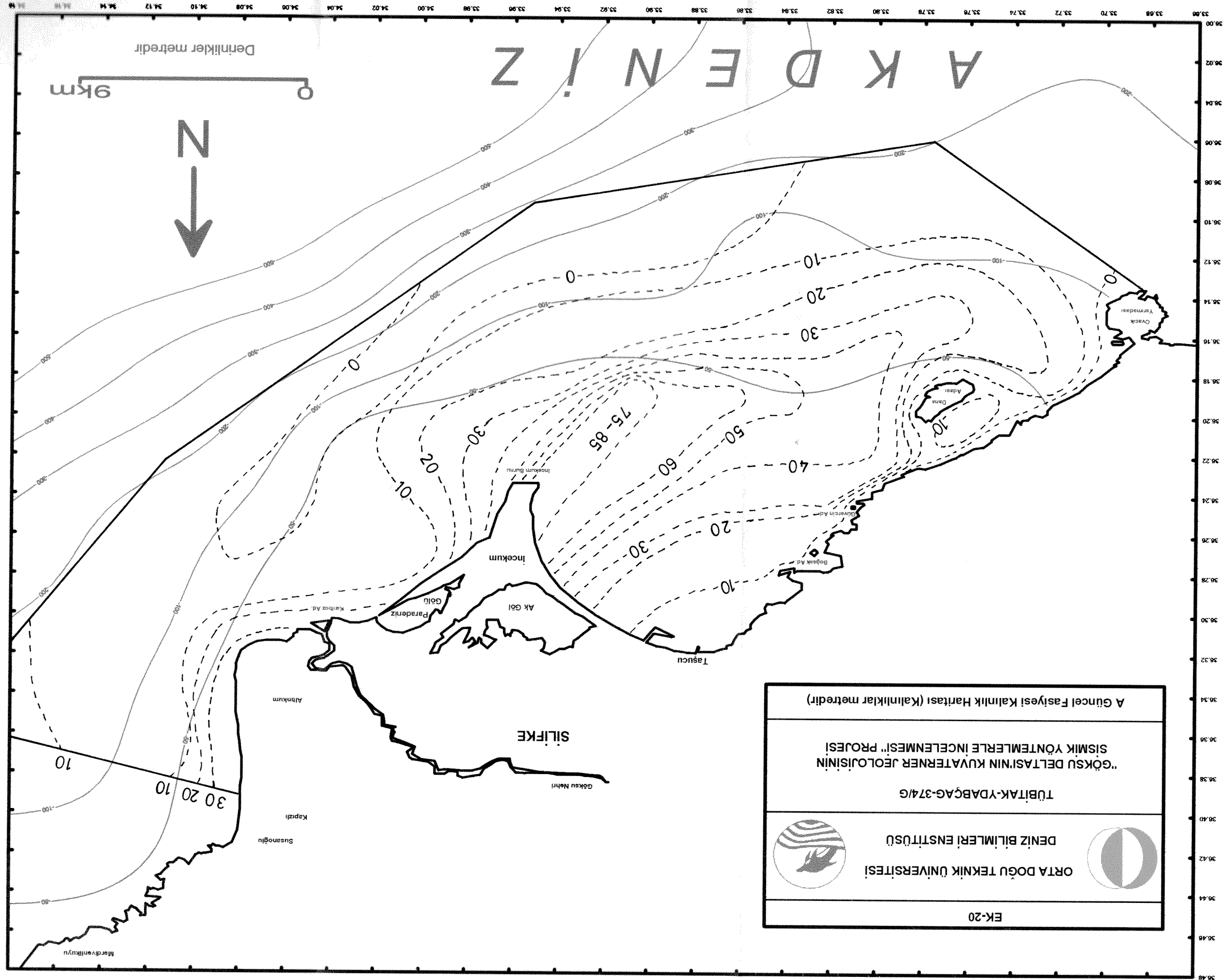
ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ		DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ	
TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G		"GÖKSU DELTASI'NIN KUVAATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ	
B2 Sismik Fasiyesi Dağılım Haritası			

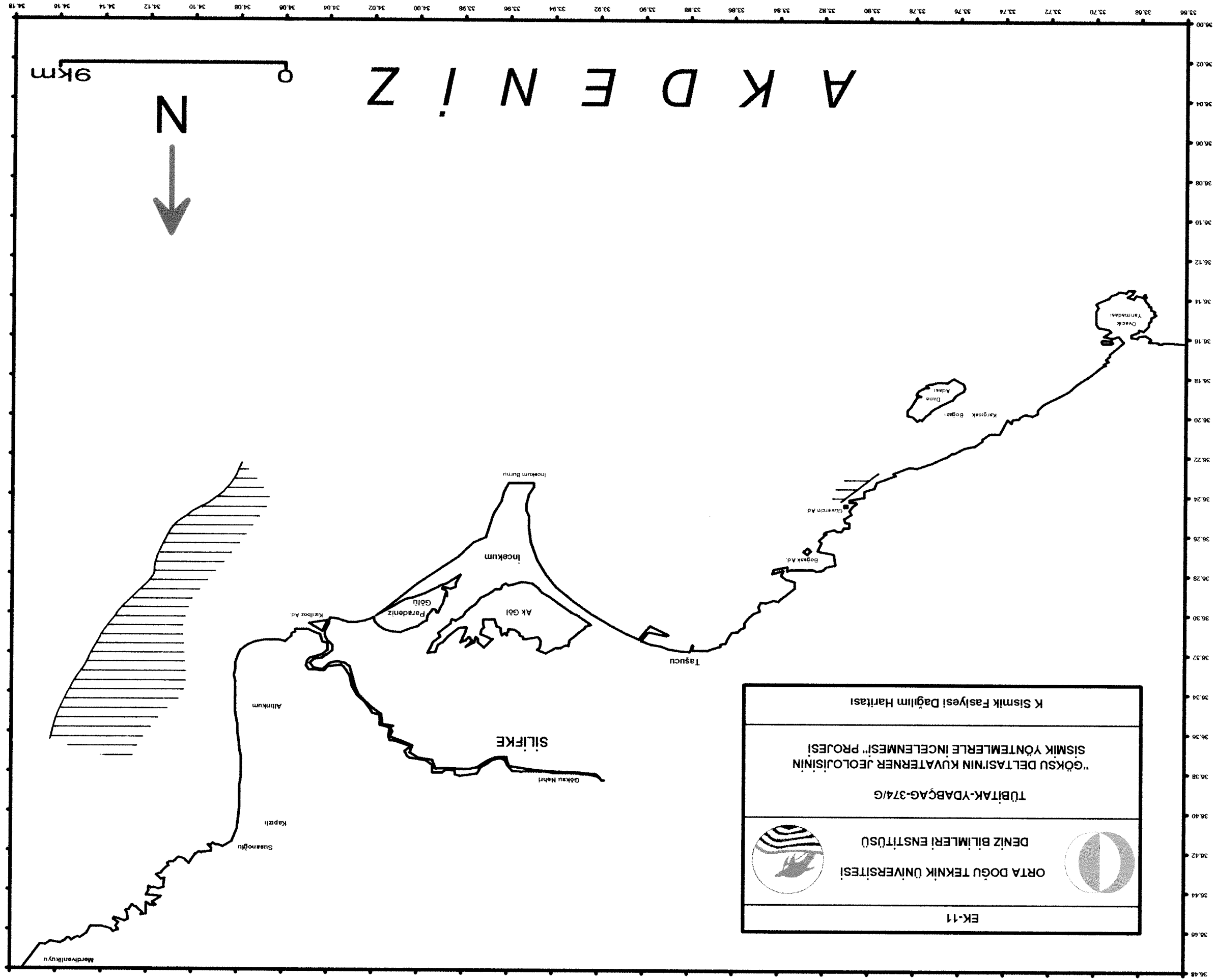
EK-17

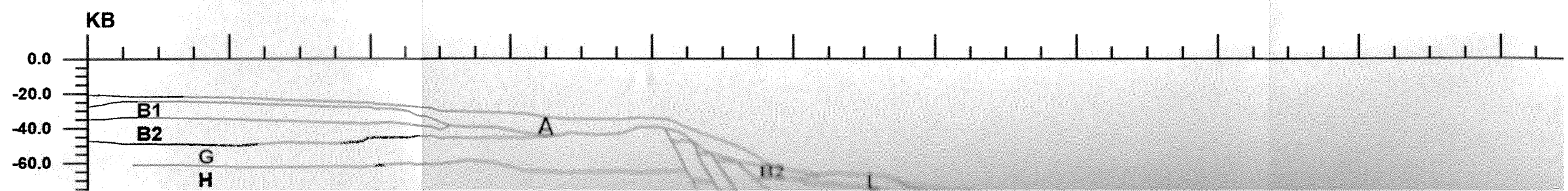
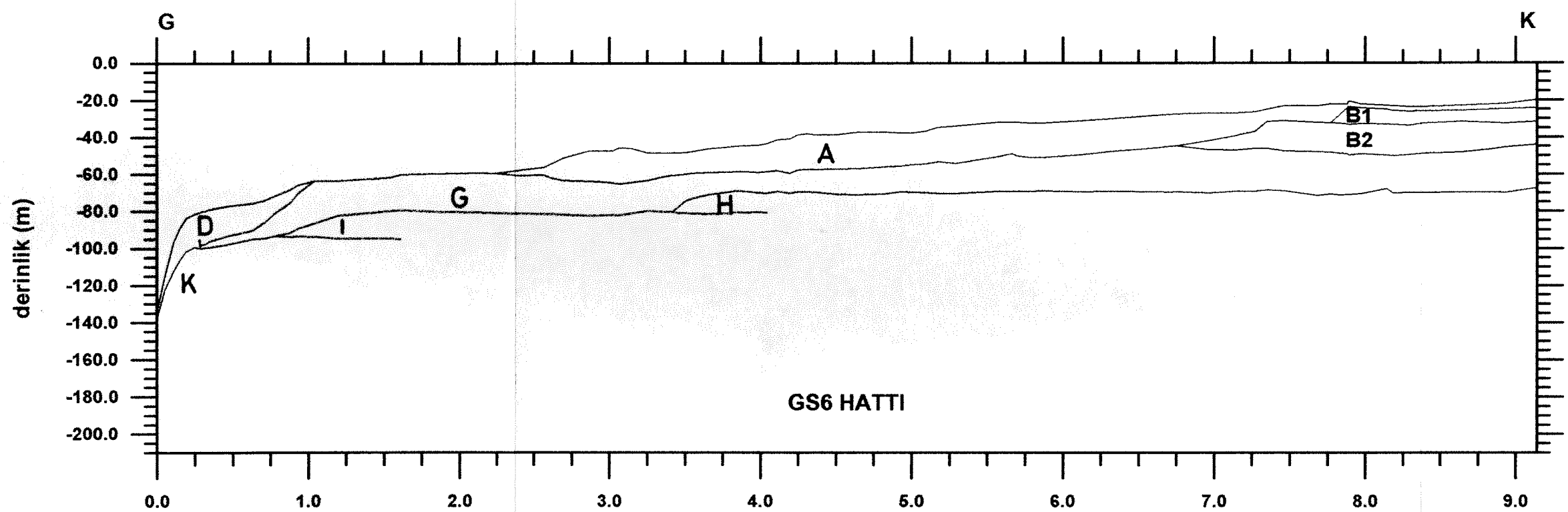
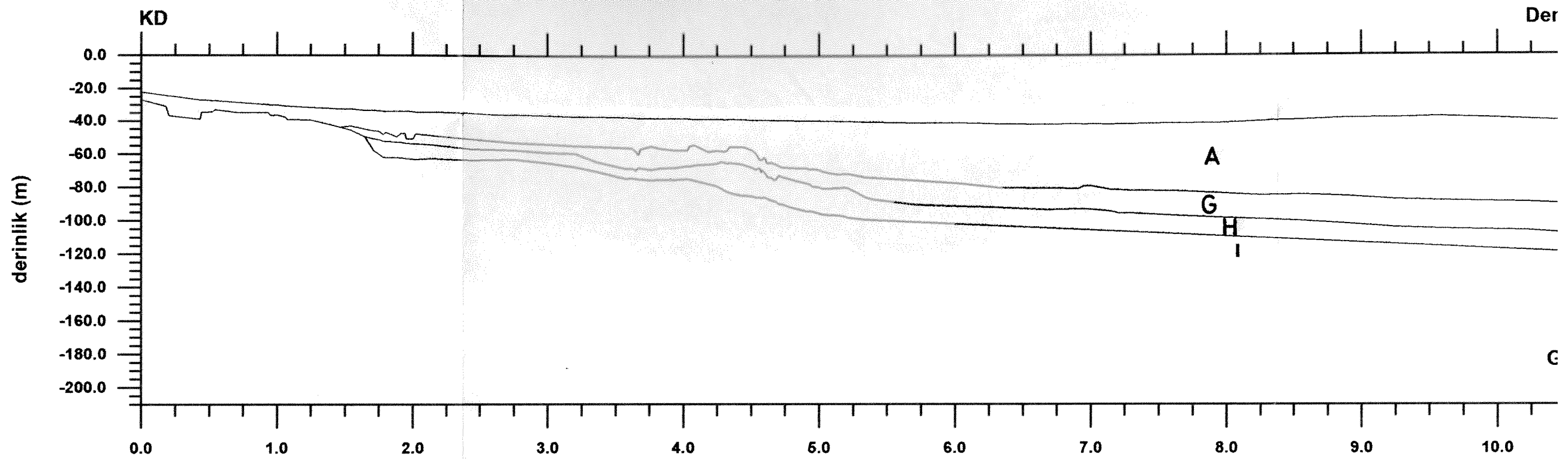


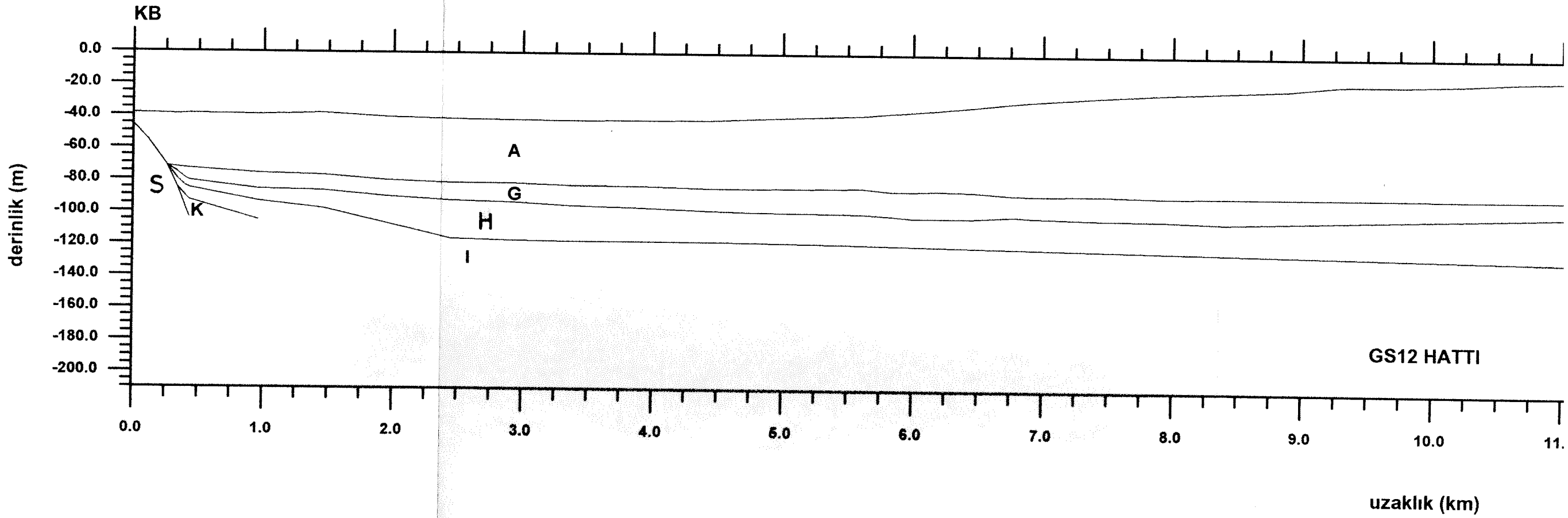
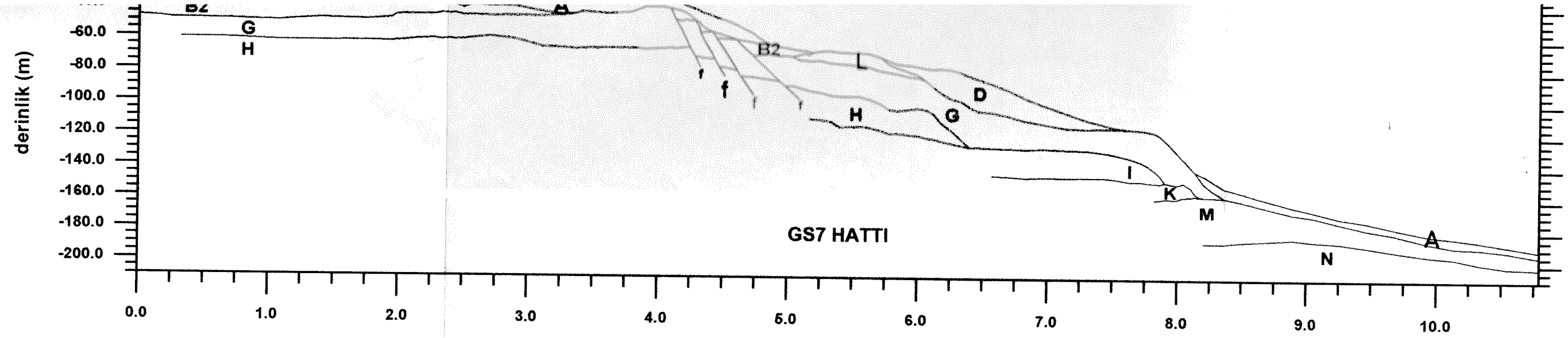
B1 Sismik Fasiyesi Dağılım Haritası	
"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ	
TÜBİTAK-YDABGAG-374/G	
ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ	DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
EK-18	



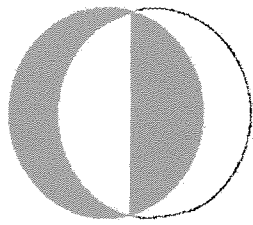




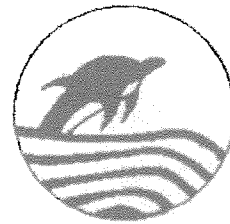




Not : 1.) Çökel Serisi-1 : N+M, Çökel Serisi-2 : K+I+H+G, Çökel Serisi-3 : D+L+B2+B1 2.) Yatay uzunluklar hatların başlangıç noktasına göre hesaplanmış



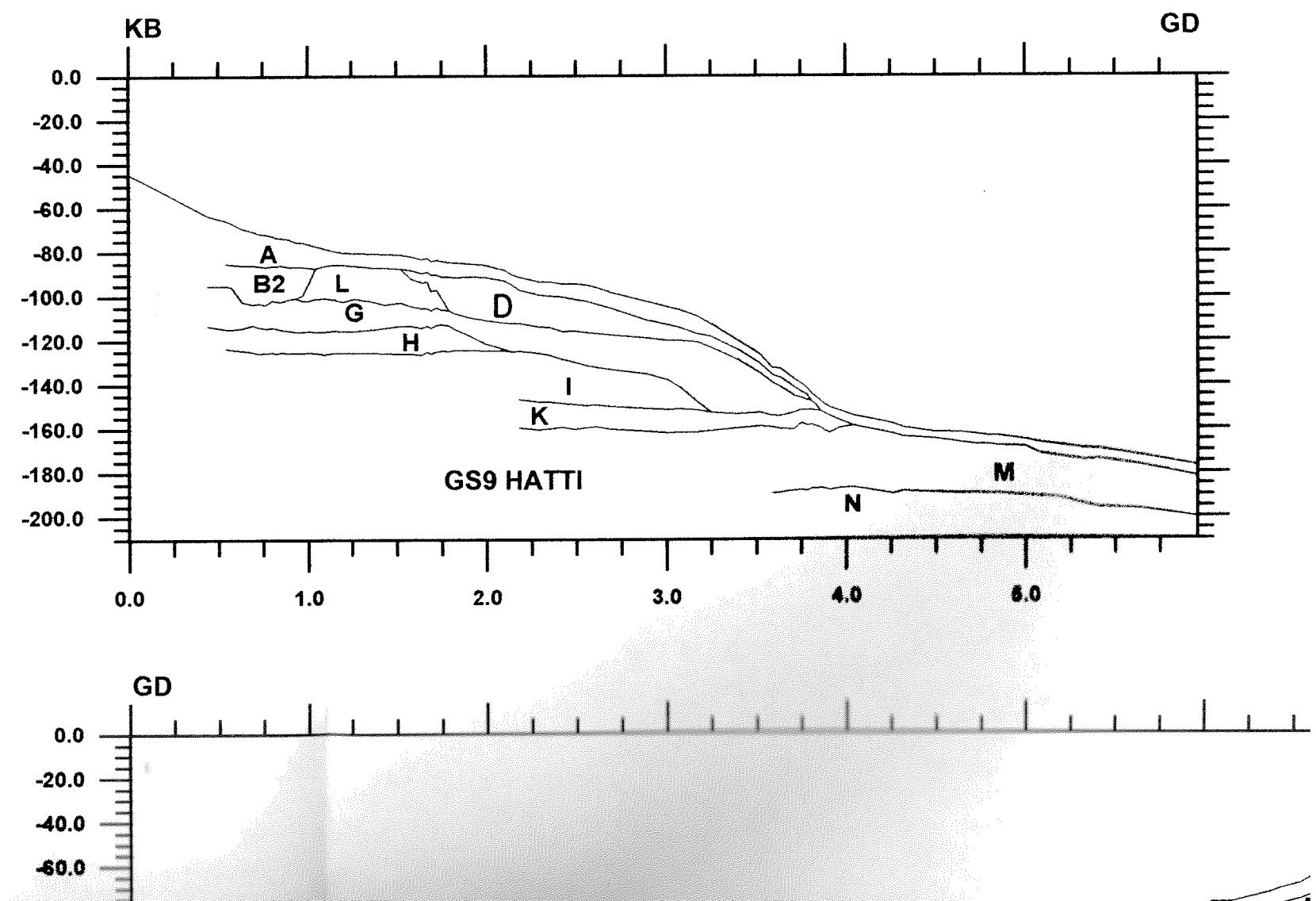
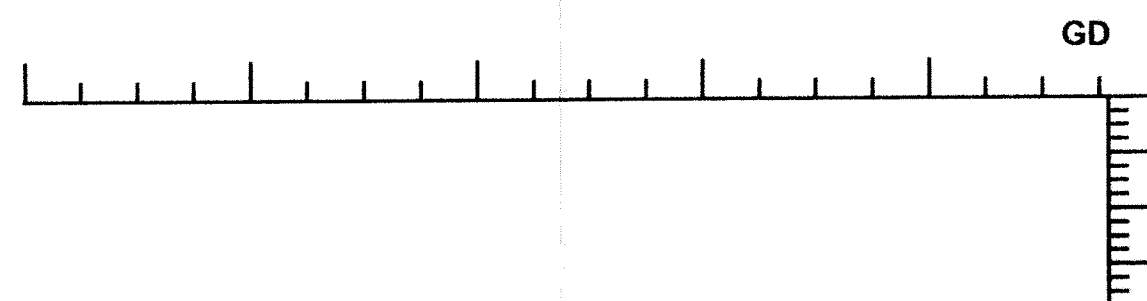
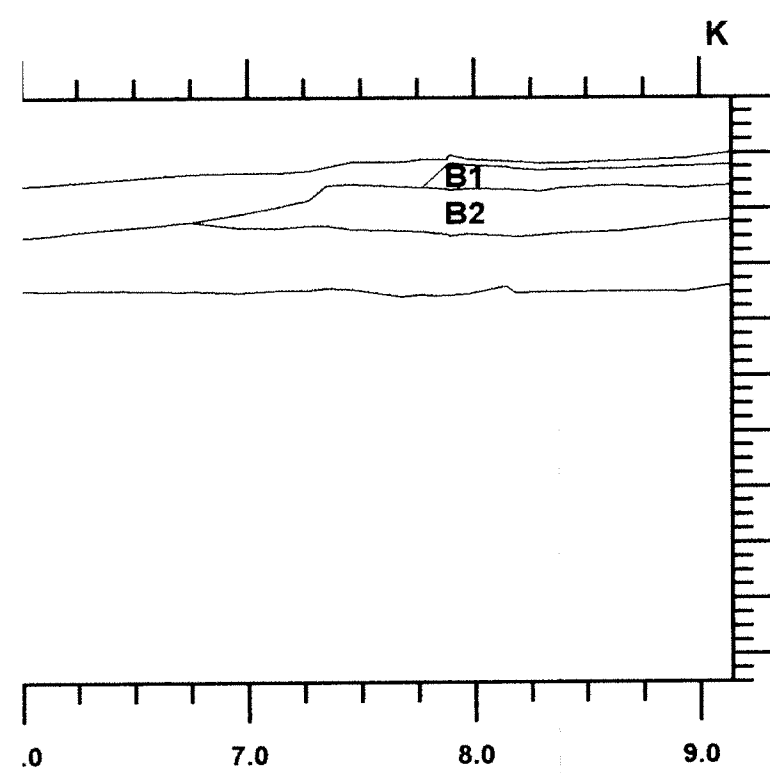
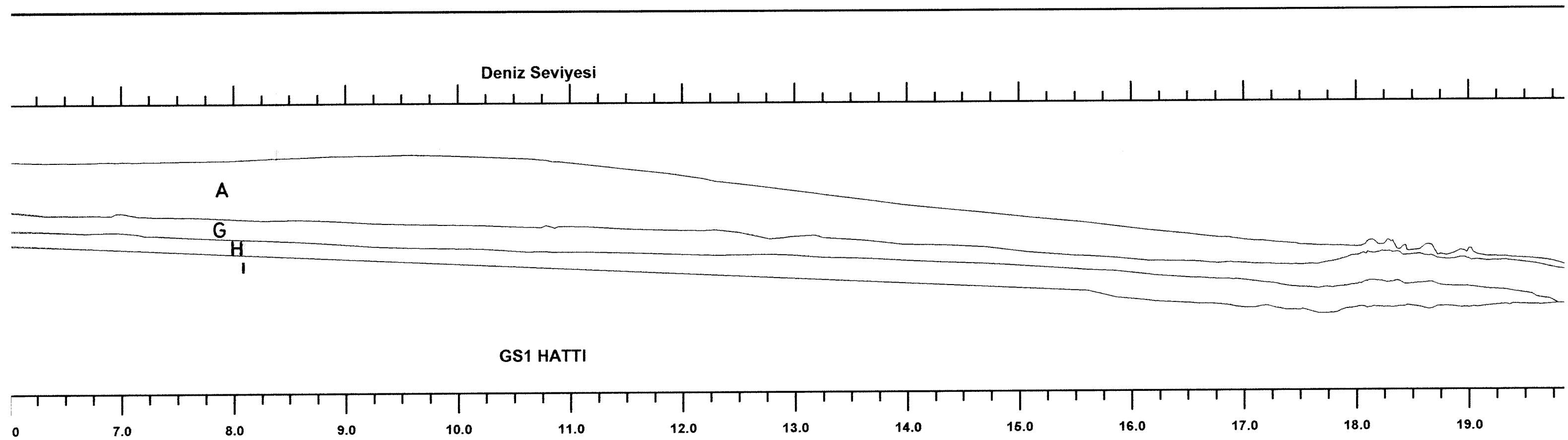
ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

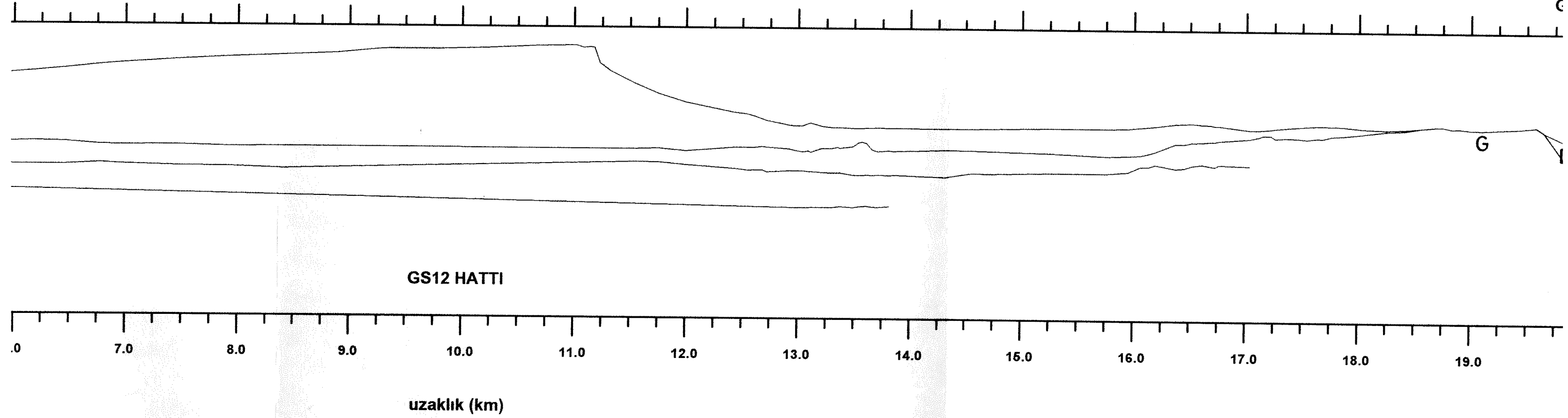
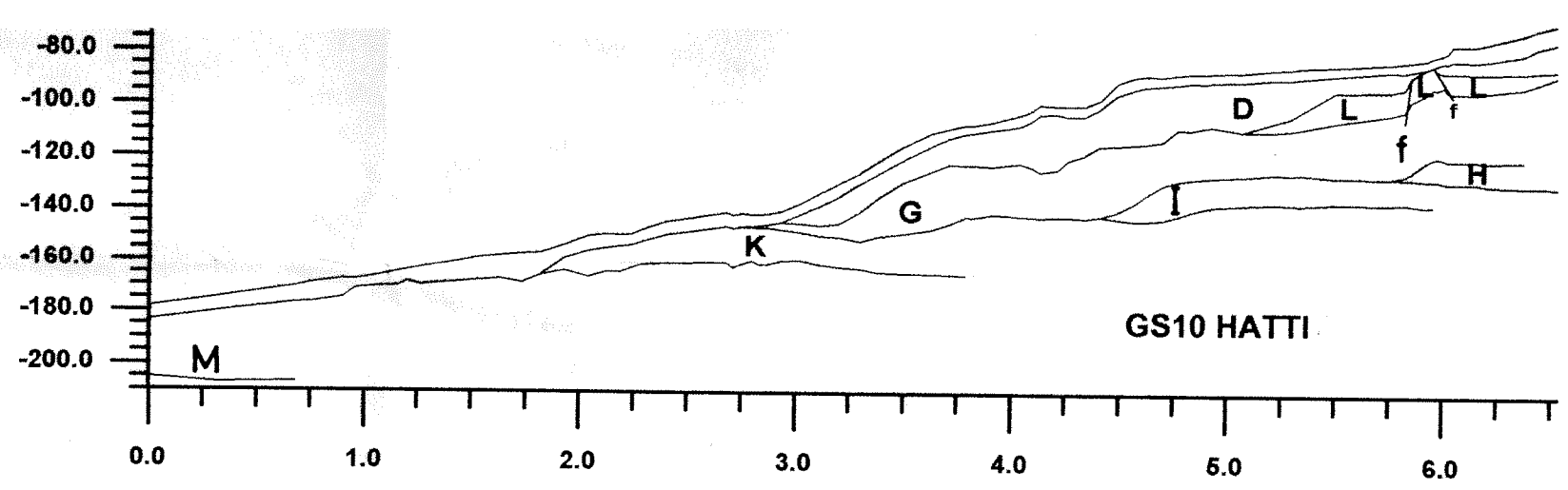
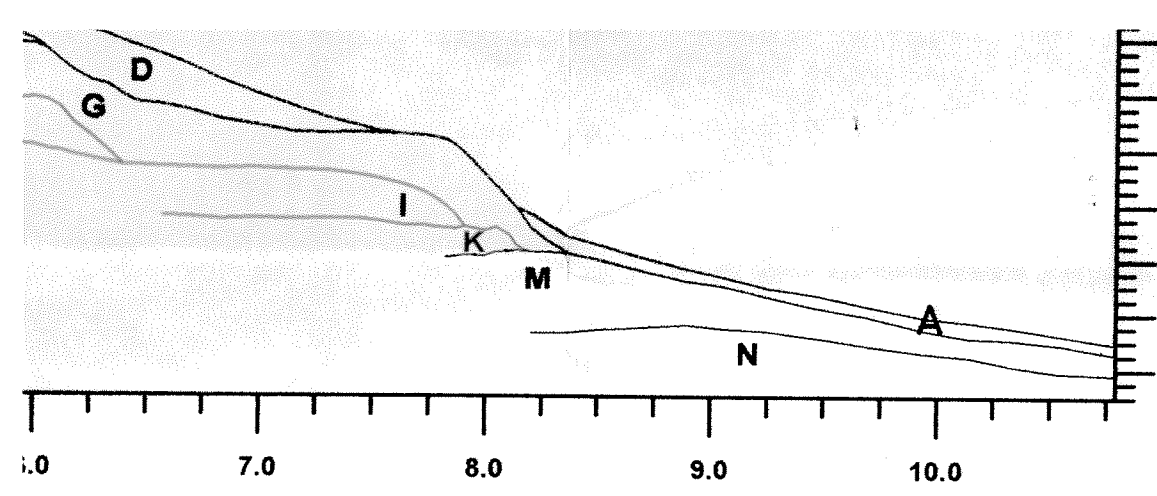


TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G

"GÖK"

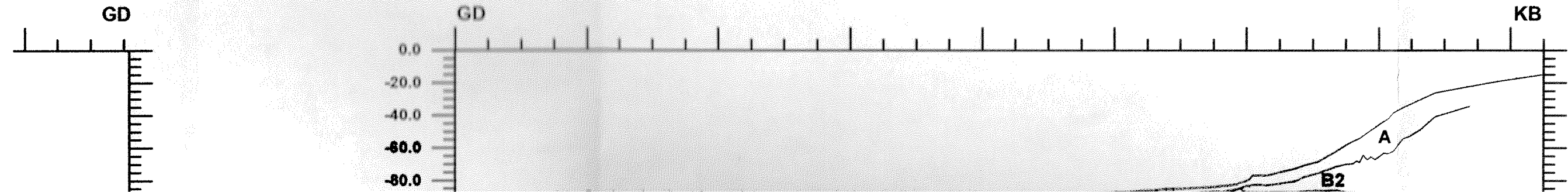
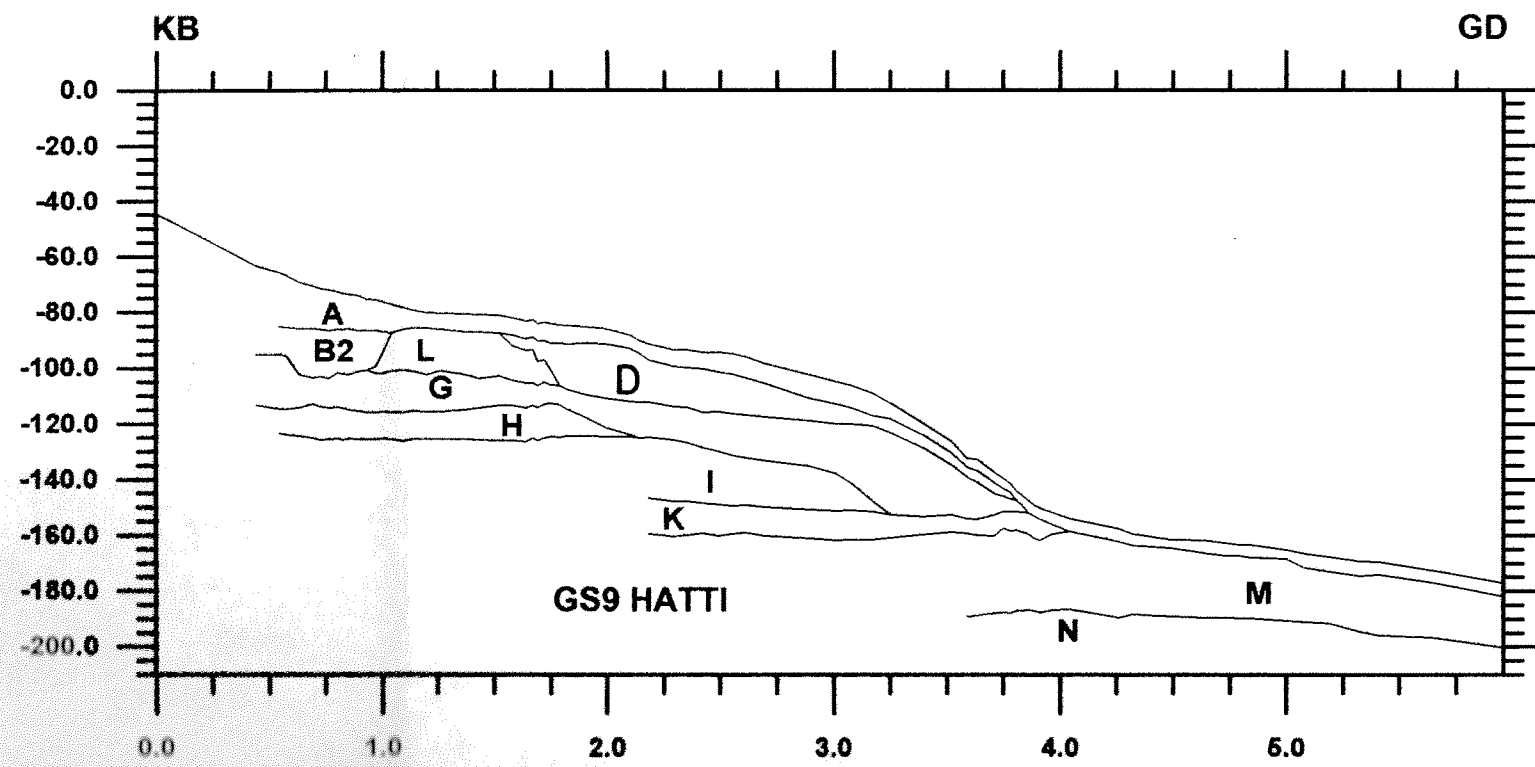
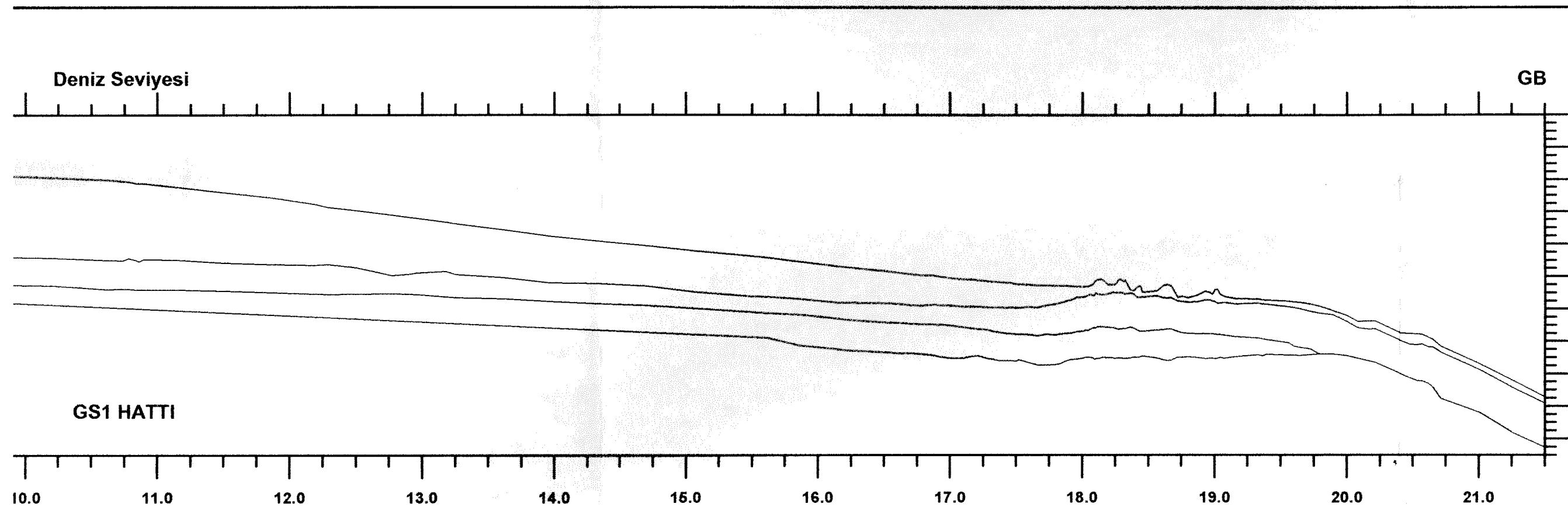
EK-10

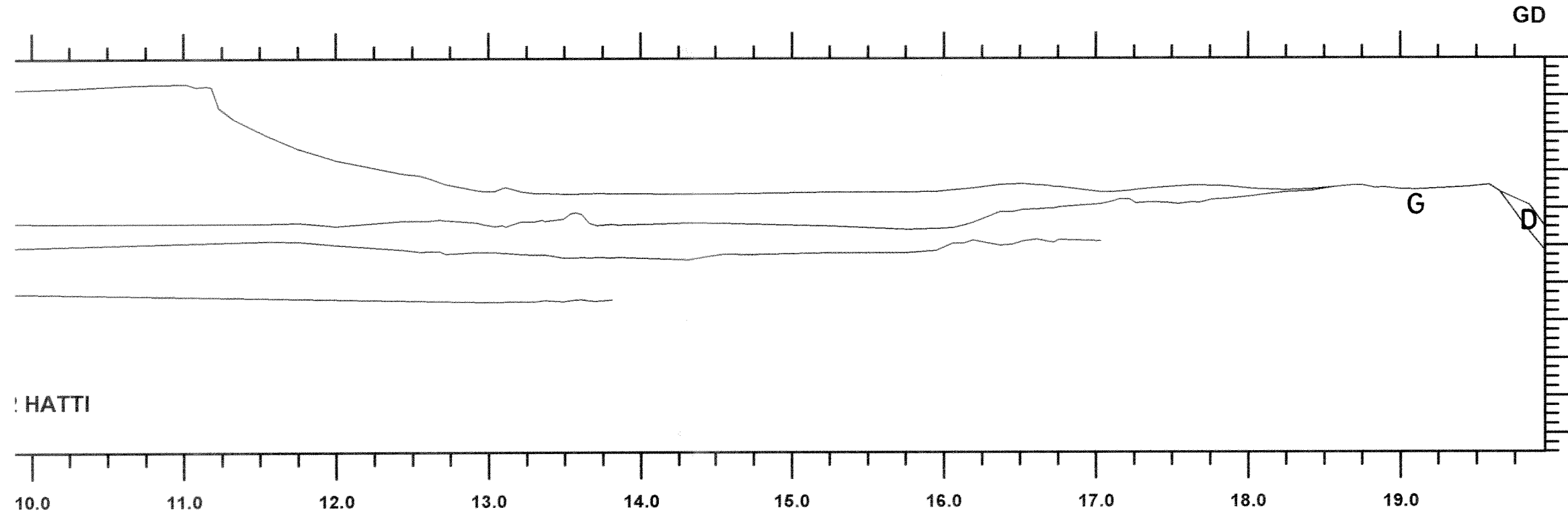
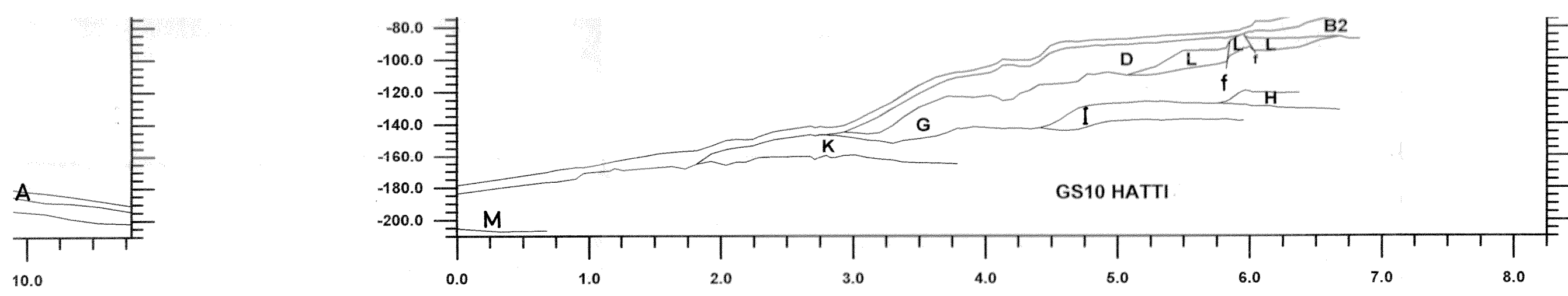




2.) Yatay uzunluklar hatların başlangıç noktasına göre hesaplanmıştır.

	TÜBİTAK-YDABÇAG-374/G	"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" P	
	EK-10	SİSMİK KAYITLARA AİT ÇİZGİSEL YORUMLAR	





lık (km)

öre hesaplanmıştır.

"GÖKSU DELTASI'NIN KUVATERNER JEOLJİSİNİN SİSMİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ" PROJESİ

SİSMİK KAYITLARA AİT ÇİZGİSEL YORUMLAR