

JEOFİZİK

CİLT 4, SAYI 1 / MART 1990

VOL. 4, NO. 1 / MARCH 1990

Doğu Ege Denizi Şelf Alanının Kuvaterner'deki
Tektoniği ve Tortul Tarihçesi
A.E. AKSU, T. KONUK, A. ULUĞ, M. DUMAN ve
D.J.W. PIPER

Güç Spektrumunun SP Yönteminde Küre
Modeline Uygulanması
Zafer AKÇİĞ, Rahmi PINAR ve E. Uğur
ULUGERGERLİ

Gravite Verilerine Güç Spektrumu Yönteminin
Kayan Pencere Uygulaması
Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR

Güneybatı Türkiye GPS Jeodetik Ölçüm Projesi
Müjgan ŞALK, G.R. FOULGER, Mustafa ERGÜN ve
Günay ÇİFTÇİ

Esas Jeomanyetik Alanın Toplam Alanı ile
Düsey Bileşenlerinin 1989 Yılı
Türkiye Değerleri
Niyazi BAYDEMİR

Quaternary Tectonic and Sedimentary History of
Eastern Aegean Sea Shelf Area
A.E. AKSU, T. KONUK, A. ULUĞ, M. DUMAN ve
D.J.W. PIPER

Application of Power Spectrum to a Sphere Model
in the Self-Potential Method
Zafer AKÇİĞ, Rahmi PINAR ve E. Uğur
ULUGERGERLİ

Moving Window Application of the Power Spectrum
Method to the Gravity Data
Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR

GPS Geodetic Survey of the Southwest Turkey
Müjgan ŞALK, G.R. FOULGER, Mustafa ERGÜN ve
Günay ÇİFTÇİ

Calculated Values of Total Field and Vertical
Component of the Main Geomagnetic Field for 1989
for Turkey
Niyazi BAYDEMİR



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY



© 1988 Seismograph Service (England) Limited

Did you know that...

Seismograph Service, as the leading independent seismic contractor, is committed to providing you with the very latest technology across the full range of services and products. For information...

Land data acquisition technology

- I/O system 1 and Sercel 368 for 3D telemetry
- Vigil* and MicroMax for in-field QC

Marine data acquisition technology

- Multi streamer/source for cost-effective 3D
- Enhanced waterguns with Signall* to extend bandwidth

Data processing technology

- Mainframe 3D processing
- GeoQuest IES sales and support

- Phoenix Vector* 4th generation system for vector supercomputers for land and marine 2D and 3D

Downhole technology

- Multi option VSPs
- 3 Component recording
- On-site processing

Consultancy

- 3D survey design
- VSP and reservoir characteristics

... and that with the continuing support of Raytheon, we are also committed to our policy of providing you with the very best in personal service wherever you wish to search for oil, gas and minerals.

**... Well, we are — so
call us for more details.**

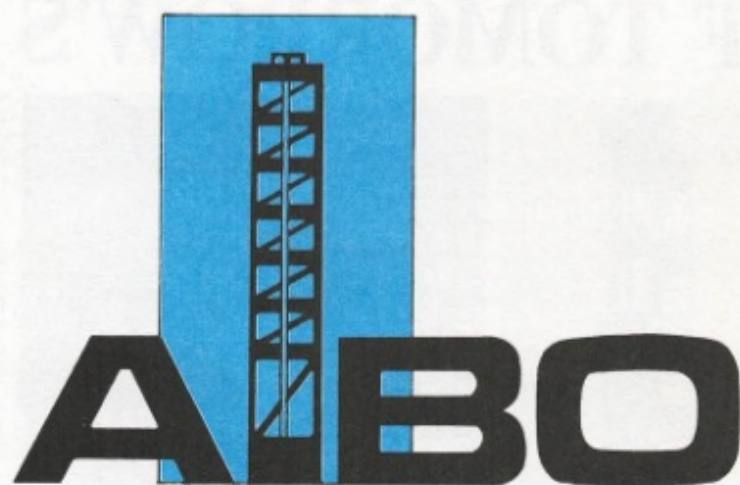
Tel: (UK) 0689 53355
Tel: (USA) (918) 627 3330
*A mark of Seismograph Service

Seismograph Service Limited
Köroğlu Caddesi No. 56/1
Gaziosmanpaşa
Ankara

Tel. : (4) 136 58 13 - 136 58 14
Tlx : 46402 ssc tr
Fax : (4) 137 68 67

**Seismograph
Service**

A Raytheon Company



Allgemeines Bohrunternehmen Wathlingen GmbH

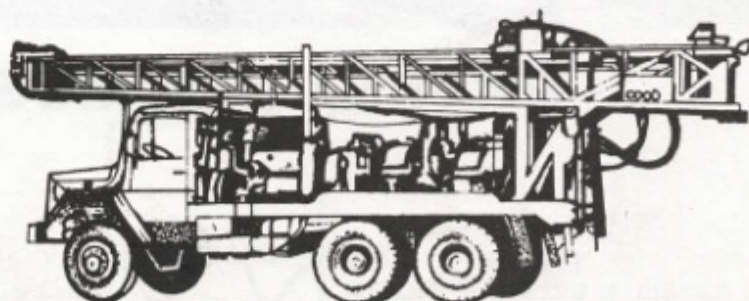
3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

TELEX: 9 25 009 CEBRB - D. W. GERMANY

DRILLINGS FOR PROSPECTING - WATER - DEPTH GAUGE - CORE BORING -

BUILDING GROUND WATER DESCENDING - GEOPHYSICS AND SEISMIC

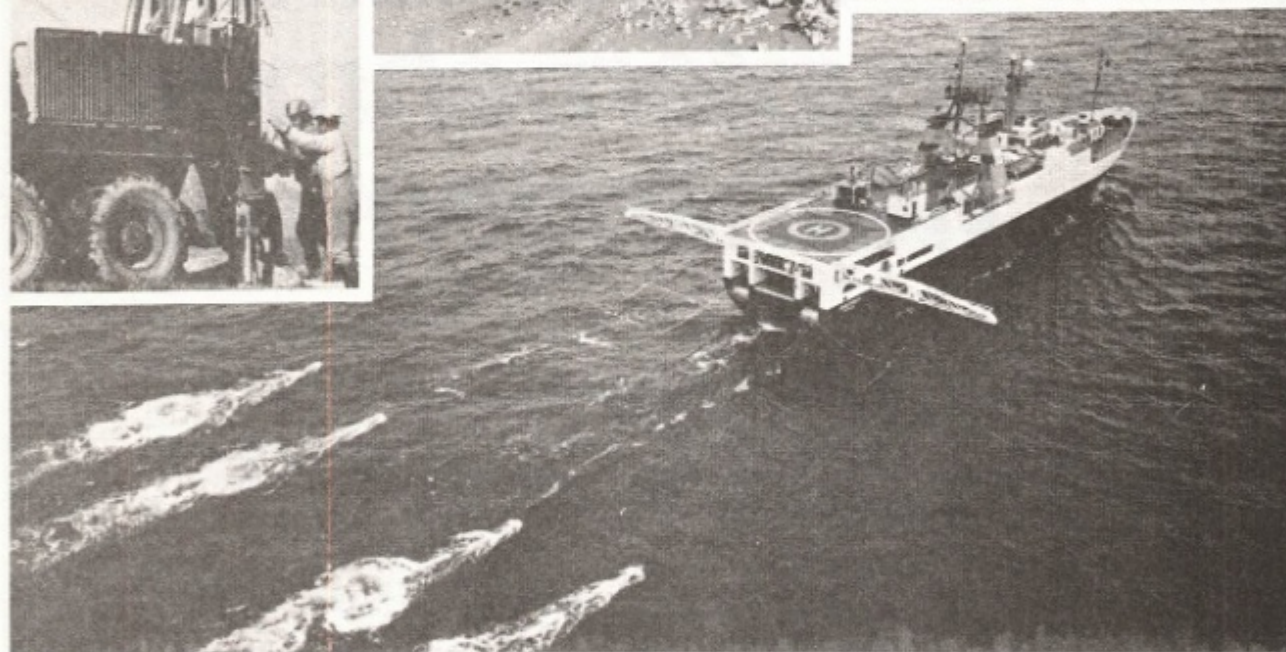
ÇANKAYA CAD. 23/2 ANKARA TEL: 125 91 98 - 136 34 63



ajans iletim 300503

EXPLORATION

IN SEARCH OF TOMORROW'S ENERGY



PRAKLA-SEISMOS AG

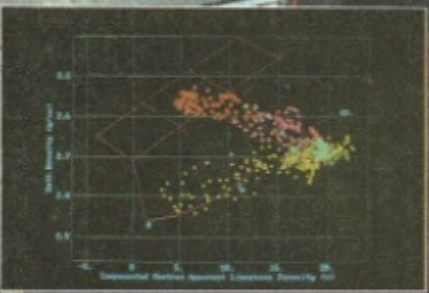
PHONE: 511/6420
TELEX: 922419 + 922847 + 923250
TELEFAX: 6476860



BUCHHOLZER STR. 100
P.O. BOX 510530
D-3000 HANNOVER 51

FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY

**Exclusively
from
Western Atlas
Export Sales**



Wireline Equipment with Worldwide Expertise

If you need wireline well logging equipment backed by proven technical expertise, take a close look at the resources available from Western Atlas Export Sales.

Western Atlas Export Sales has helped national petroleum agencies throughout the world place logging units into operation in both offshore and onshore producing areas.

Our wireline logging and borehole seismic equipment packages encompass surface units and acquisition systems, subsurface instrumentation, and computer software for data processing and interpretation. Equipment sales

are accompanied by on-site assistance and long-term technical support tailored to your needs.

In addition to wireline equipment, Western Atlas Export Sales markets proprietary systems manufactured for the other Western Atlas divisions, including Western Geophysical, Core Laboratories, and Downhole Seismic Services, and petroleum software produced by Integrated Technologies.

To put Western Atlas expertise to work for you in developing your national petroleum resources, contact Western Atlas Export Sales.



Western Atlas Export Sales
10205 Westheimer
Houston, Texas 77042-4299
P.O. Box 1407
Houston, Texas 77251-1407
(713) 972-4100
Fax 972-4228
Telex 6719606 EXQUOTE
Paris 33-1-457-46202
Beijing 86-1-500-2233

The proven technology to help you reduce risk and increase your success rate – worldwide.



HGS

Halliburton Geophysical Services

6909 Southwest Freeway Houston, TX 77074 Ph: (713) 774-7561 FAX: (713) 778-3487/Telex: 76-2781

 A Halliburton Company



JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI

JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Osman DEMİRAĞ

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

Osman DEMİRAĞ
A. Uğur GÖNÜLALAN
Caner KOÇYILDIRIM
Cemal KAYA
M. Ali AK
İmam ÇELİK
Cemil KAVUKÇU

YAYIN KURULU

Publication Committee
Doç. Dr. A. Tuğrul BAŞOKUR
Doç. Dr. E. BAYSAL
İsmet SİNCER
Mehmet YILDIRIM
Avni BALTACI

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - Ankara - TURKEY
Tel: (4) 135 13 79

BASILDIĞI YER

MAYA Matbaacılık Yayıncılık Ltd. Şti.
Tel: 118 01 53 - 125 25 95 - Ankara

DİZGİ

ARTI Ltd. Şti.
Tel: 118 63 80 Fax: 125 08 37 - Ankara

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYINLANIR**

Published Twice a Year
in March and September

CİLT 4, SAYI 1 / MART 1990

VOL. 4, NO. 1 / MARCH 1990

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

QUATERNARY TECTONIC AND SEDIMENTARY HISTORY OF EASTERN AEGEAN SEA SHELF AREA	3
Doğu Ege Denizi Şelf Alanının Kuvaterner'deki Tektoniği ve Tortul Tarihçesi	
GÜÇ SPEKTRUMUNUN SP YÖNTEMİNDE KÜRE MODELİNE UYGULANMASI	37
Application of Power Spectrum to a Sphere Model in the Self-Potential Method	
GRAVİTE VERİLERİNE GÜÇ SPEKTRUMU YÖNTEMİNİN KAYAN PENCERELİ UYGULAMASI	41
Moving Window Application of the Power Spectrum Method to the Gravity Data	
GÜNEYBATI TÜRKİYE GPS JEODETİK ÖLÇÜM PROJESİ	49
GPS Geodetic Survey of the Southwest Turkey	
ESAS JEOMANYETİK ALANIN TOPLAM ALANI İLE DÜŞEY BİLEŞENLERİNİN 1989 YILI TÜRKİYE DEĞERLERİ	53
Calculated Values of Total Field and Vertical Component of the Main Geomagnetic Field for 1989 for Turkey	
YAZI VERENLER	59
ODA ÜYELERİ	61

QUATERNARY TECTONIC AND SEDIMENTARY HISTORY OF EASTERN AEGEAN SEA SHELF AREA

Doğu Ege Denizi Şelf Alanının Kuvaterner'deki Tektoniği ve Tortul Tarihçesi

A.E. AKSU*, T. KONUK**, A. ULUĞ**, M. DUMAN** and D.J.W. PIPER+

ABSTRACT

Air-gun and 3.5-kHz seismic profiles from the eastern Aegean Sea show that the continental shelf off major rivers is formed by several superimposed deltaic sequences. The present-day shelf break denotes the topset to foreset transition of the latest Pleistocene delta. Micropaleontological and stable isotopic data in cores from the shelf break area indicate that these sediments were deposited when the sea level was about 100-110 m below its present position in a brackish water environment. There are at least two older shelf breaks at depth that probably represent earlier delta progradation during glacially lowered sea-level settings. During times of lowered and gradually fluctuating sea level associated with late Quaternary glaciations, deltas prograded seaward 40-60 km from their present positions. Foreset progradation ceased with the post-glacial sea level rise and deltas were re-established far inland in drowned river valleys. Between the present coastline and the shelf break several lenticular seismic units are found shingled one on top another; they are interpreted as transgressive deltaic and marine deposits. The coastal shelf and basins are subsiding at an average rate of about 1 m per 1000 years. This tectonic subsidence, which is probably accentuated by the loading effects of the deltas, manifests itself as widespread normal block faulting which can be related to the pre-Miocene structural framework of the region. In addition to deformation related to this faulting and associated fluid venting, syn-sedimentary deformation structures occur in places immediately seaward of prograded delta foresets.

ÖZET

Doğu Ege Denizi'nden alınan hava tabancası ve 3.5 kHz sismik kayıtları büyük nehirlerin açığındaki kıta sahanlığının, birbirinin üzerine binmiş deltaların oluştuğunu göstermektedir. Güncel kıta sınırı, Geç Pleyistosen deltasının, delta düzlüğünden delta önüne (topset to foreset) geçişini belirtmektedir. Bu kıta sınırı bölgesinden alınan karotlardaki mikropaleontolojik ve duraylı izotop verileri, bu sedimentlerin denizlerin bu günkü deniz seviyesinden yaklaşık 100-110 m altında olduğu zamanki bölgelerde çökeldiğini göstermektedir. Burada deniz tabanından daha derinde, daha önceki buzul dönemlerinin alçak deniz seviyelerinde gelişmiş delta ilerlemelerini simgeleyen en az iki adet Pleyistosen yaşlı kıta sınırı görülmektedir. Kuvaterner'deki son buzulanma ile ilgili alçak deniz seviyelerinde (veya deniz seviyesinin alçalırken gösterdiği değişimler sırasında), deltalar güncel kıyı şeridinden 40 ile 60 km denize doğru ilerleme göstermişlerdir. Buzul devri sonunda deniz seviyesindeki yükselmelerle beraber deltalarda, delta önü ilerlemesi durmuş ve bunlar transgresyonun en son safhasında yeniden karalardaki eski nehir vadilerine yerleşmişlerdir. Güncel kıyı şeridi ile kıta sınırı (70 m eşderinlik çizgisi) arasında muhtelif mercekse sismik birimlerin birbirleri üzerine kiremitler gibi yerleştikleri görülmüş ve bunların transgresif delta ve deniz çökelleri olarak değerlendirilmesi yapılmıştır. Kıyıya yakın sahanlığın ve havzaların 1000 yılda yaklaşık 1 m gibi bir tektonik çökme gösterdiği saptanmıştır. Muhtemelen deltaların yüklenmesi ile belirtilen bu tektonik çökme, bölgenin Miyosen öncesi yapısal durumu ile ilgili olan ve geniş bölgeler kapsayan normal faylanmalar şeklinde kendini gösterir. Faylanmaya ve sıvı kaçışına bağlı deformasyon dışında özellikle delta önü tabakalarında çeşitli eş zamanlı deformasyonlar da görülmüştür.

* Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, Canada, A1B 3X5

** Institute of Marine Sciences and Technology, Dokuz Eylül University, SSK Blok D, Kat 2, Konak, İzmir.

+ Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Bedford Institute of Oceanography, Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia, Canada, B2Y 4A2

INTRODUCTION

The neotectonic framework of western Turkey is characterized by numerous east-west trending grabens, associated with the regional north-south extension of the Aegean plate

so that the seismic stratigraphy of a complete progressive and regressive cycle and the vertical and lateral sedimentary facies relationships can be studied in detail using high-resolution seismic profiles and cores. Therefore, they may serve as modern analogues of the ancient deltaic sequences developed in shallow epicontinental sea-ways.

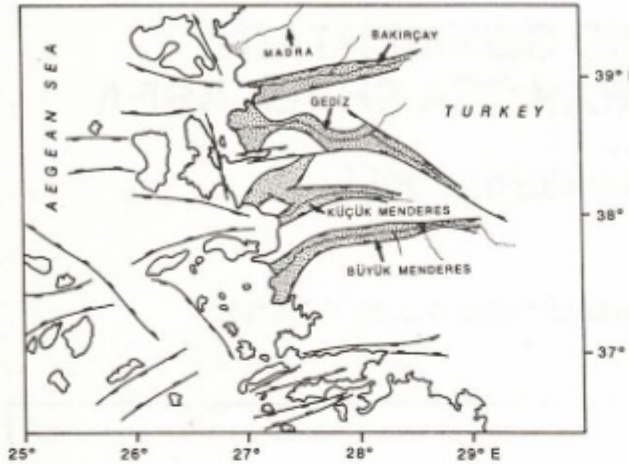


Fig. 1. Tectonic framework of the eastern Aegean Sea. Data from Arpat and Şaroğlu (1975), Dewey and Şengör (1979), Angelier *et al.* (1981) and Galanopoulos and Delibasis (1971). Stippled areas refer to Neogene and Quaternary deposits in grabens. Gediz, Bakırçay and Madra deltas are shown in Fig. 2; Büyük and Küçük Menderes deltas are shown in Figs. 3 and 4, respectively.

Şekil 1. Doğu Ege Denizi'nin tektonik yerleşimi. Veriler Arpat ve Şaroğlu (1975), Dewey ve Şengör (1979), Angelier ve diğ. (1981), ve Galanopoulos ve Delibasis (1971)'den alınmıştır. Noktalı alanlar grabenlerdeki Neojen ve Kuaterner çökellerini göstermektedir. Gediz, Bakırçay ve Madra deltaları Şekil 2'de, Büyük ve Küçük Menderes deltaları da Şekil 3 ve Şekil 4'de gösterilmiştir.

(Fig. 1; Arpat and Şaroğlu 1975, Dewey and Şengör 1979, Angelier *et al.* 1981). These grabens and the intervening horsts control the west flowing drainage systems of western Turkey. Seismic studies have shown similar graben systems in the eastern Aegean Sea, which are presumably correlated with their subaerial counterparts (Galanopoulos and Delibasis 1971). Few investigations have been carried out on the sedimentary and tectonic histories of the continental shelves surrounding the Aegean Sea (Flemming 1972, Venkatarathnam *et al.* 1972, Lykousis *et al.* 1981, Aksu and Piper 1983, Aksu *et al.* 1987a, 1987b).

In this paper, we examine the late Quaternary growth of the Gediz, Bakırçay, Madra, Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas at basin margins in the eastern Aegean Sea. The Gediz and Bakırçay are river-dominated deltas, whereas Madra, Büyük Menderes and Küçük Menderes are wave-dominated deltas. They were built in small grabens of a back-arc setting in the Mediterranean Sea during the fluctuating sea-level of the Quaternary. These deltas are relatively small,

STUDY AREA

The study area extends from 37°25'N to 39°15'N and 26°25'E to 27°00'E and includes the İzmir, Çandarlı and Dikili Bays (Fig. 2) and the Gulfs of Kuşadası and Güllük (Figs. 3,4). The Gediz river drains into İzmir Bay and in the late Pleistocene its delta prograded northwards into the 350 m deep Karaburun Basin, south of the island of Lesbos. The pre-

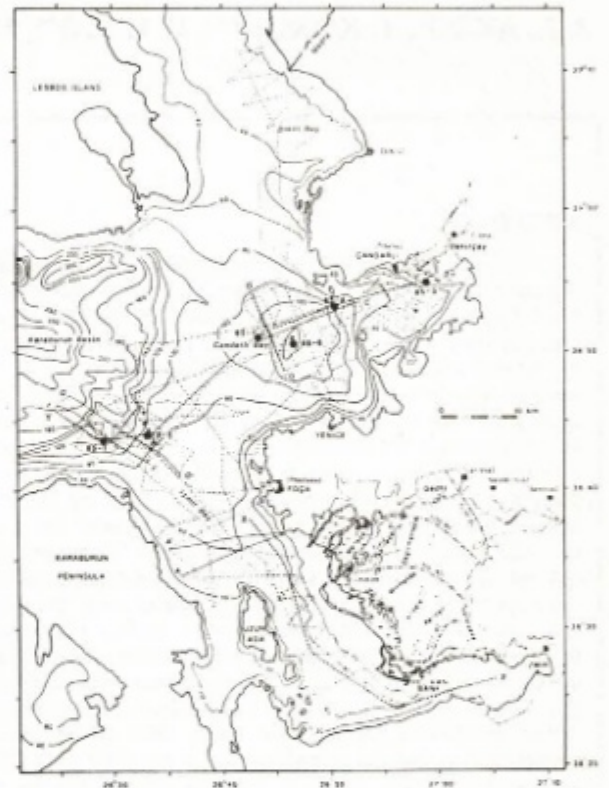


Fig. 2. Bathymetric map of İzmir Bay and Çandarlı Bay, showing seismic profiles, cores (solid circles), present rivers, abandoned channels, the position of former shorelines and classical Greek and Roman cities (in parentheses). Isobaths are in metres A-A', C-C', D-D', G-G' and I-I', are seismic sections illustrated in Figs. 6, 8, 9, 15 and 30, respectively. X-X' and Y-Y' are schematic geological cross-sections illustrated in Figs. 14 and 25.

Şekil 2. Sismik profilleri, karot alım yerlerini (içi dolu daireler), güncel nehirler, terk edilmiş kanallar, eski kıyı hatlarını ve Eski Latin şehirlerini (parantezler içerisinde) gösteren İzmir ve Çandarlı Körfezi Batimetri Haritası. Derinlikler metre olup, A-A', C-C', D-D', G-G' ve I-I' Şekil 6, 8, 9, 15 ve 30'da verilen sismik profilleri, X-X' ve Y-Y' ise Şekil 14 ve 28'de verilen şematik jeolojik kesitleri belirtmektedir.

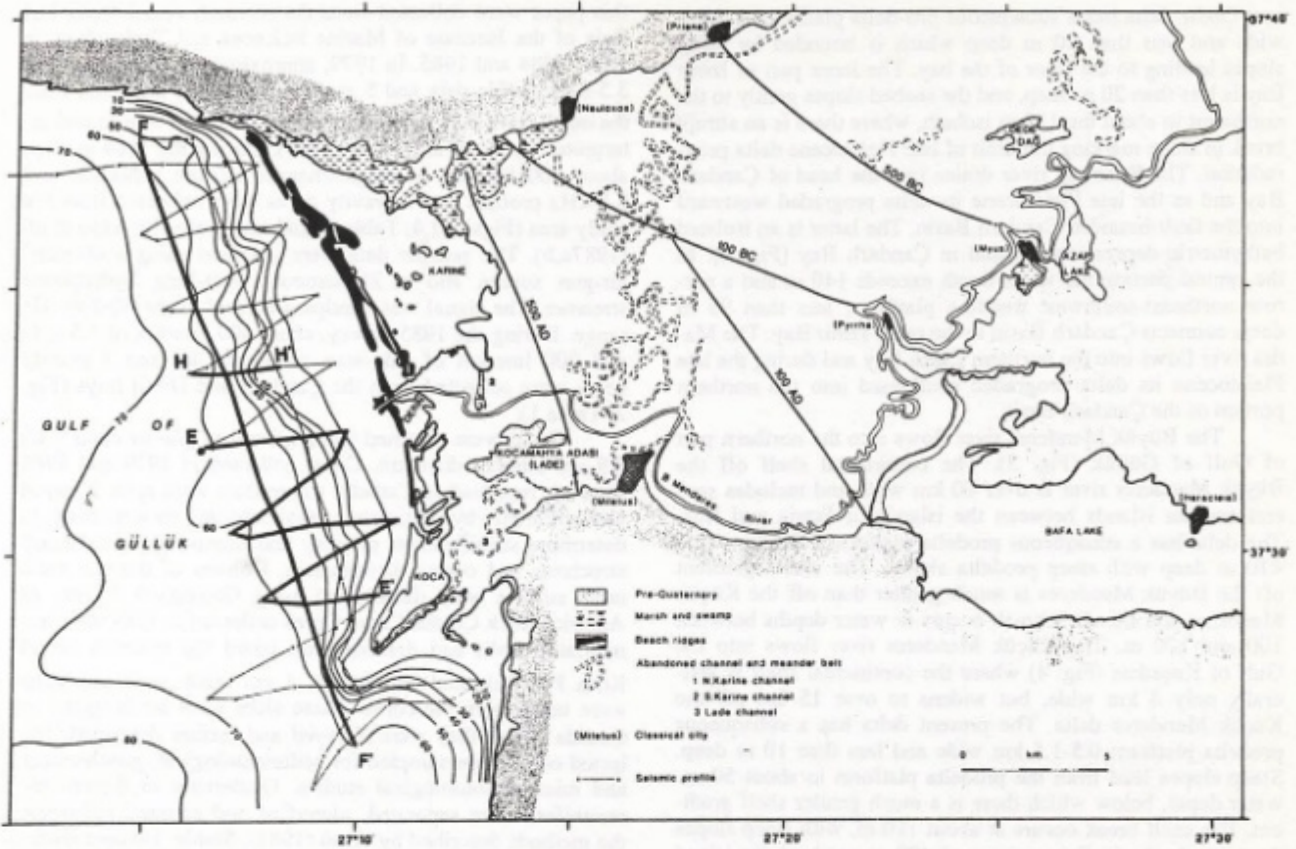


Fig. 3. Bathymetric map of the Gulf of Gulluk, showing seismic profiles, core location (solid circle), present-day Büyük Menderes river, the position of former shorelines and classical Greek and Roman cities (in parentheses). Isobaths are in metres; E-E', F-F' and H-H' are seismic profiles illustrated in Figs. 10, 11 and 21, respectively.

Şekil 3. Sismik profilleri, karot alım yerlerini (içi dolu daireler), güncel Büyük Menderes Nehri, eski kıyı çizgileri ve Eski Latin şehirlerini (parantezler içerisinde) gösteren, Gulluk Körfezi Batimetri Haritası. Derinlikler metre olup, E-E', F-F' ve H-H' Şekil 10, 11 ve 21'de verilen sismik profillerin yerlerini göstermektedir.

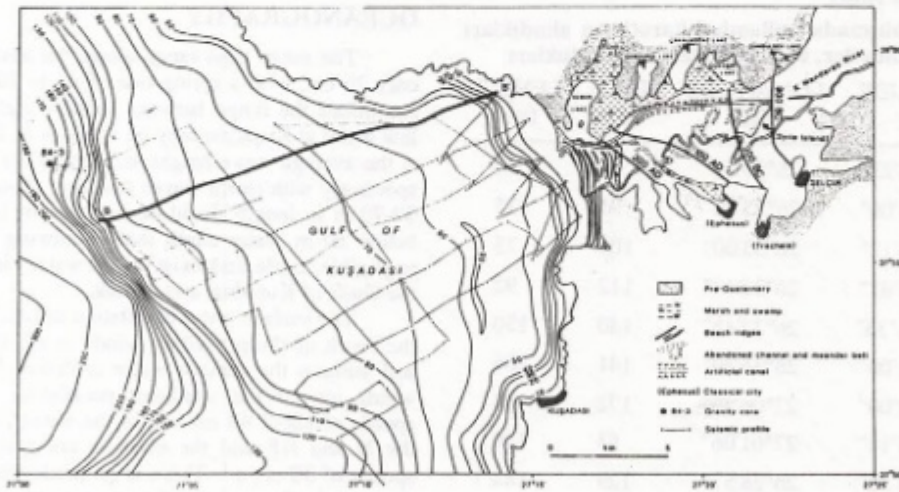


Fig. 4. Bathymetric map of the Gulf of Kuşadası showing seismic profiles, core location (solid circle), present-day Küçük Menderes river, the position of former shorelines and classical Greek and Roman cities (in parentheses). Isobaths are in metres; B-B' is seismic profiles illustrated in Fig. 7.

Şekil 4. Sismik profilleri, karot alım yerlerini (içi dolu daireler), güncel Küçük Menderes Nehri, eski kıyı çizgisi ve Eski Latin şehirlerini (parantezler içinde) gösteren Kuşadası Körfezi Batimetri Haritası. Derinlikler metre olup, B-B' Şekil 7' de gösterilen sismik profilin konumunu belirtmektedir.

sent Gediz delta has a subaqueous pro-delta platform, 1-5 km wide and less than 10 m deep which is bounded by steep slopes leading to the floor of the bay. The inner part of İzmir Bay is less than 20 m deep, and the seabed slopes gently to the northwest to about the 110 m isobath, where there is an abrupt break in slope marking the limit of late Pleistocene delta progradation. The Bakırçay river drains into the head of Çandarlı Bay and in the late Pleistocene its delta prograded westward into the fault-bounded Çandarlı Basin. The latter is an isolated bathymetric depression, located in Çandarlı Bay (Fig. 2). In the central portion the water depth exceeds 140 m and a narrow northeast-southwest trending platform, less than 95 m deep, connects Çandarlı Basin to the outer İzmir Bay. The Mandra river flows into the northern Dikili Bay and during the late Pleistocene its delta prograded southward into the northern portion of the Çandarlı Basin.

The Büyük Menderes river flows into the northern part of Gulf of Gullük (Fig. 3). The continental shelf off the Büyük Menderes river is over 60 km wide and includes several smaller islands between the islands of Icaria and Kos. The delta has a subaqueous prodelta platform 1-2.5 km wide <10 m deep with steep prodelta slopes. The shelf gradient off the Büyük Menderes is much gentler than off the Küçük Menderes and the shelf break occurs in water depths between 100 and 120 m. The Küçük Menderes river flows into the Gulf of Kuşadası (Fig. 4) where the continental shelf is generally only 4 km wide, but widens to over 15 km off the Küçük Menderes delta. The present delta has a subaqueous prodelta platform 0.5-1.5 km wide and less than 10 m deep. Steep slopes lead from the prodelta platform to about 50 m water depth, below which there is a much gentler shelf gradient. The shelf break occurs at about 110 m, with steep slopes down to the basin floor at around 400 m north of the island of Samos.

DATA COLLECTION AND METHODS

The seismic and core data that constitute the basis of

Table 1. Location, water depth and length of cores used in this study

Çizelge 1. Bu çalışmada kullanılan karotların alındıkları koordinatlar, su derinlikleri ve uzunlukları

CORE	LATITUDE (N)	LONGITUDE (E)	DEPTH (m)	LENGTH (cm)
79-1	38°43'23"	26°33'24"	88	30
79-2	38°44'06"	26°33'00"	95	125
79-3	38°44'12"	26°33'00"	103	75
79-4	38°45'01"	26°32'48"	112	92
79-5	38°46'36"	26°32'45"	140	130
84-1	38°51'00"	26°46'20"	141	206
84-2	37°32'00"	27°06'25"	172	193
84-3	37°57'18"	27°01'06"	63	130
85-1	38°43'30"	26°28'57"	129	144
85-2	38°54'58"	26°59'01"	15	50
85-3	38°54'57"	26°59'00"	15	157
85-4	38°53'17"	26°50'10"	100	159
85-5	38°52'58"	26°58'00"	53	192
85-6	38°50'30"	26°46'30"	140	201
85-7	38°51'03"	26°43'00"	112	59

this paper were collected from the research vessel Koca Piri Reis of the Institute of Marine Sciences and Technology in 1979, 1984 and 1985. In 1979, approximately 300 line-km of 3.5-kHz profile data and 5 gravity cores were collected from the outer İzmir Bay and Çandarlı Bay (Fig. 2; Table 1) and interpreted by Aksu and Piper (1983). During the 1984 survey, about 800 line-km of single-channel seismic reflection and 3.5-kHz profiles and 3 gravity cores were collected from the study area (Figs. 2,3,4; Table 1) and interpreted by Aksu *et al.* (1987a,b). The seismic data were obtained using a 40-inch³ air-gun source and a 21-elements, 9-m-long hydrophone streamer. The signal was bandpass filtered to the 60-800 Hz range. During the 1985 survey, about 400 line-km of 3.5-kHz and 200 line-km of side-scan sonar profiles and 7 gravity cores were collected from the Çandarlı and Dikili Bays (Fig. 2; Table 1).

Cores were obtained using a benthos gravity corer with 8.9 cm internal diameter. Cores collected in 1979 and 1984 were air freighted to Canada, where they were split, X-rayed and centimetre by centimetre visual descriptions were made to determine stratification, primary and secondary sedimentary structures and coring disturbances. Colours of the wet sediment surface were determined using Geological Society of America Rock Colour Chart. Cores collected in 1985 were immediately split and described on board the research vessel Koca Piri Reis and continuous, 1 cm thick, sediment slabs were taken from the cores. These slabs were air freighted to Canada where they were X-rayed and further described. Selected cores were sampled for sedimentological, geochemical and micropaleontological studies. Quaternary to Recent foraminifera were separated, identified and counted following the methods described by Aksu (1981). Stable isotopic determinations in foraminifera were carried out following the technique described in Aksu (1985). Grain size analyses were carried out using standard sieving and pipetting the >63µm and <63µm fractions, respectively. Heavy minerals were identified under polarizing microscope in 2.5-3.0 ϕ fractions and clay minerals were identified based on their basal diffraction peaks in <2µm fractions.

OCEANOGRAPHY

The mean tidal range along the eastern Aegean Sea is only 20 cm, with a spring tide of up to 70 cm. During storm conditions the range between highest high water and lowest low water at Kuşadası may be as much as 100 cm. At Kuşadası the average wave height and length are 0.6 and 150 m respectively with storm waves reaching about 3 m in height and 50-70 m in length. Field observation in 1983 suggested that below 20 m water depth the winnowing effect of waves is negligible. Little data exist on the water circulation patterns in the Gulfs of Kuşadası and Gullük.

The surface water circulation in İzmir Bay is variable as the result of the prevailing winds in the area. In the summer and autumn the surface water is driven by NW and WNW winds toward the southeast paralleling the coastline with speeds of about 40 cm s⁻¹. In the winter, the winds are from the N and NE and the currents are toward the south with speeds of 30 cm s⁻¹. There is no predominant surface current direction in the spring and measurements show considerable reduction in current speeds (6-20 cm s⁻¹). Sparse available data suggest that the bottom currents in İzmir Bay move reciprocally to the surface water.

RIVERS

(1) Gediz river

The Gediz river drains a basin of 15616 km² with an annual discharge ranging from 40 to 70 m³ s⁻¹ (Fig. 5). In its

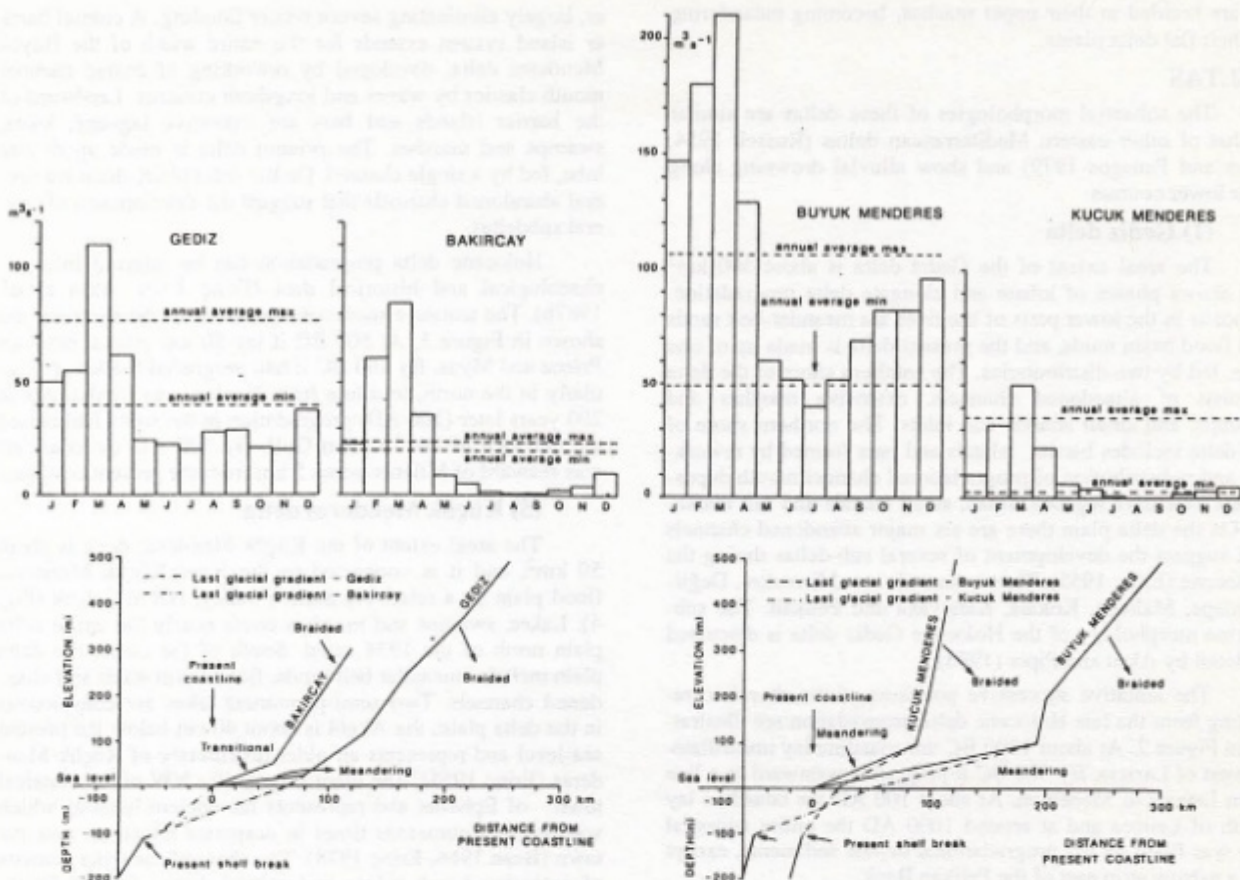


Fig. 5. Monthly average discharge rates ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) for Gediz, Bakırçay, Büyük Menderes and Küçük Menderes rivers; data from Unesco (1969) and Toprakcu (1980). Also shown are present and inferred Pleistocene gradients for the rivers.

Şekil 5. Unesco (1969) ve Toprakcu (1980) den alınmış Gediz, Bakırçay, Büyük Menderes ve Küçük Menderes Nehirlerinin aylık ortalama debileri (m^3/sn) ile güncel ve Pleyistosen (teorik) nehir grafikleri.

middle reaches, the channel gradient is about 1:400 and the river is braided. The lower 80 km of the river is meandering, with a channel gradient of 1:3200. The construction of the Demirköprü dam in 1960 and the subsequent irrigation network have significantly altered the hydraulic regime of the Gediz river. The suspended sediment discharge of the Gediz river between November and March is about 2.5 kg m^{-3} . (Saatçi and Taysun 1979). This figure suggests an average sediment discharge varying between 100 and 190 kg s^{-1} , and an annual sediment yield of between 3.2 and 6.1 million tonnes.

(2) Bakırçay river

The Bakırçay is a considerably smaller river, draining a basin of 2888 km^2 . At about 20 km landward of its present mouth, the annual average discharge of the river varies between 19 and $23 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, but for the four summer months it is almost dry (Fig. 5). The channel gradient in the middle reaches is about 1:260 and the river is braided. In its lower reaches the gradient decreases to 1:1000 and the channel has a transitional braided to meandering pattern, reverting to meandering on the last few kilometres of its course. The Bakırçay river is not dammed and little data exist on the suspended sediment discharge.

(3) Madra river

Madra is a very small river, draining a basin of about

1590 km^2 . At its present mouth, the annual average discharge of the river ranges from 5 to $12 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, and the river is completely dry during the summer months. In its upper and middle reaches the river is braided, but meanders only on the last 1.3 km of its course. Little data exist on the suspended sediment discharge rates of the Madra river.

(4) Büyük Menderes river

The Büyük Menderes river drains a basin of 23889 km^2 with an average annual discharge of $90 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ (Fig. 5; Unesco 1969). About 70% of this discharge occurs between November and March, correlating closely with the precipitation patterns of the region. The suspended sediment discharge of the Büyük Menderes river is about 3 kg m^{-3} (EIEI 1981), which suggests an average annual sediment discharge of 270 kg s^{-1} , and an annual sediment yield of 8.5 million tonnes.

(5) Küçük Menderes river

The Küçük Menderes river drains a small basin (about 3255 km^2) with an annual discharge of $17 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ (Fig. 5). The suspended sediment discharge of the river below the confluence of all major tributaries is about 0.6 kg m^{-3} , suggesting an annual sediment discharge of 10 kg s^{-1} , and an average sediment yield of about 0.5 million tonnes per year. The construction of a canal in 1934 (Fig. 4) and the subsequent irrigation network have significantly altered the hydraulic regime of the Küçük Menderes river. Both Büyük and Küçük Menderes riv-

ers are braided in their upper reaches, becoming meandering on their flat delta plains.

DELTA

The subaerial morphologies of these deltas are similar to that of other eastern Mediterranean deltas (Russell 1954, Piper and Panagos 1979) and show alluvial drowning along their lower courses.

(1) Gediz delta

The areal extent of the Gediz delta is about 500 km² and shows phases of lobate and elongate delta progradation. Deposits in the lower parts of the river are meander-belt sands and flood basin muds, and the present delta is made up of one lobe, fed by two distributaries. The southern shore of the delta consists of abandoned channels, extensive marshes and swamps, and small islands and inlets. The northern shore of the delta includes barrier islands and bars formed by reworking and redistribution of progradational channel mouth deposits are extensive lagoons, lakes, small islands and salt marshes. On the delta plain there are six major abandoned channels that suggest the development of several sub-deltas during the Holocene (Erinç 1955). These channels are: Mirmekes, Değirmenetepe, Maltepe, Kokala, Karşıyaka and Pelikan. The submarine morphology of the Holocene Gediz delta is discussed in detail by Aksu and Piper (1983).

The tentative successive positions of the shoreline resulting from the late Holocene delta progradation are illustrated in Figure 2. At about 1000 BC the coastline lay immediately west of Larissa. By 500 BC it prograded westward to a line from Leucea to Menemen. At about 100 AD the coastline lay south of Leucea and at around 1000 AD the entire ancestral bay was filled by the progradational deltaic sediments, except for a narrow strip east of the Pelikan Bank.

(2) Bakırçay delta

The areal extent of the Bakırçay delta is about 100 km². Deposits in the lower course of the river are channel sands and flood basin muds. The present delta is made up of one lobe fed by two distributaries (Fig. 2). The shore of the delta includes a few abandoned channels, extensive marshes and swamps and small islands and lakes. The subaqueous delta platform is about 750 m wide and less than 10 m deep and it is bounded by steep prodelta slopes.

Little data exist on the progradational history of the Holocene Bakırçay delta. The classical Aeolian city of Elaea was built on the promontory of the coast by the sea. By 100 AD the coastline was located about 2.6 km southwest of the river mouth. Today Elaea is situated approximately 5 km inland from the present shoreline.

(3) Madra delta

The areal extent of the Madra delta is about 25 km² and the present delta is fed by a single distributary. The shore of the delta consists of extensive beach ridges, probably formed by the reworking of the channel mouth coarse clastics by waves and currents. The subaqueous prodelta platform is approximately 500 m wide and less than 10 m deep with relatively gentle slopes leading to northern Dikili Bay. No data is available on the subaerial progradational history of the Holocene Madra delta.

(4) Büyük Menderes delta

Büyük Menderes delta is about 600 km². The lower reaches of the river are characterized by an elaborate network of abandoned meandering channels and extensive flood basins (Fig. 3). The construction of irrigation canals and a dam (between 1960-1980) helped regulate the flow regime of the riv-

er, largely eliminating severe winter flooding. A coastal barrier island system extends for the entire width of the Büyük Menderes delta, developed by reworking of coarse channel mouth clastics by waves and longshore currents. Landward of the barrier islands and bars are extensive lagoons, lakes, swamps and marshes. The present delta is made up of one lobe, fed by a single channel. On the delta plain, there are several abandoned channels that suggest the development of several sub-deltas.

Holocene delta progradation can be inferred from archaeological and historical data (Erinç 1978, Aksu *et al.* 1987b). The tentative successive positions of the shoreline are shown in Figure 3. At 500 BC it lay 20 km inland, between Priene and Myus. By 100 BC it had prograded 5-8 km, particularly in the north, to a line from Nauxos to Pyrrha. About 200 years later (100 AD) progradation in the south had closed the entrance of the Latmian Gulf. By 500 AD the coastline was seaward of Miletus, some 5 km from the present coastline.

(5) Küçük Menderes delta

The areal extent of the Küçük Menderes delta is about 50 km², and it is connected to the inner Küçük Menderes flood plain by a relatively narrow valley, NE of Selçuk (Fig. 4). Lakes, swamps and marshes cover nearly the entire delta plain north of the 1934 canal. South of the canal, the delta plain includes meander belt sands, flood basin muds and abandoned channels. Two semi-permanent lakes are conspicuous in the delta plain; the Akgöl is about 40 cm below the present sea-level and represents an older distributary of Küçük Menderes (Erinç 1955). The other swamp lies NW of the classical town of Ephesus and represents the ancient harbour which was dredged numerous times in desperate efforts to save the town (Bean 1966, Erinç 1978). The shore of the delta consists of extensive beach ridges and coastal dunes, formed by reworking and redistribution of progradational channel mouth deposits. These beach ridges were formed between approximately AD 100 and 1934, and after the construction of the canal in 1934 a new beach-ridge was formed north of the canal mouth (Eisma 1978).

The late Holocene delta progradation can also be inferred from historical and archaeological data. This progradation sequence is illustrated in Figure 4. There appears to have been a rapid delta progradation from a shoreline near Syrie Island about 900 BC to close to its position by 300 AD. Since that time successive beach ridges have accreted at the delta shoreline.

SEISMIC STRATIGRAPHY

Both air-gun and 3.5 kHz seismic profiles show prograding sigmoidal wedges of sediment immediately seaward of all five deltas studied (Figs. 6, 7), and are referred to as Holocene deltas, without implying precise chronostratigraphic connotation. Around the shelf break area seaward of the Gediz, Bakırçay, Madra and Küçük Menderes deltas, seismic profiles also show a number of superimposed prograding oblique sediment wedges (Figs. 6, 7, 8, 9). These can be traced landward to beneath the modern delta where they are largely obscured by the bottom multiple. Underlying the modern Büyük Menderes delta, a similar sequence of stacked deltas can be recognised (Figs. 10, 11). These deltaic sequences are referred to as Pleistocene deltas.

The air-gun seismic profiles are divided into depositional sequences on the basis of widespread correlatable reflections, reflection groups and unconformities. This technique is fully discussed in Mitchum *et al.* (1977), and briefly described here. A depositional sequence is defined as a seismic strati-

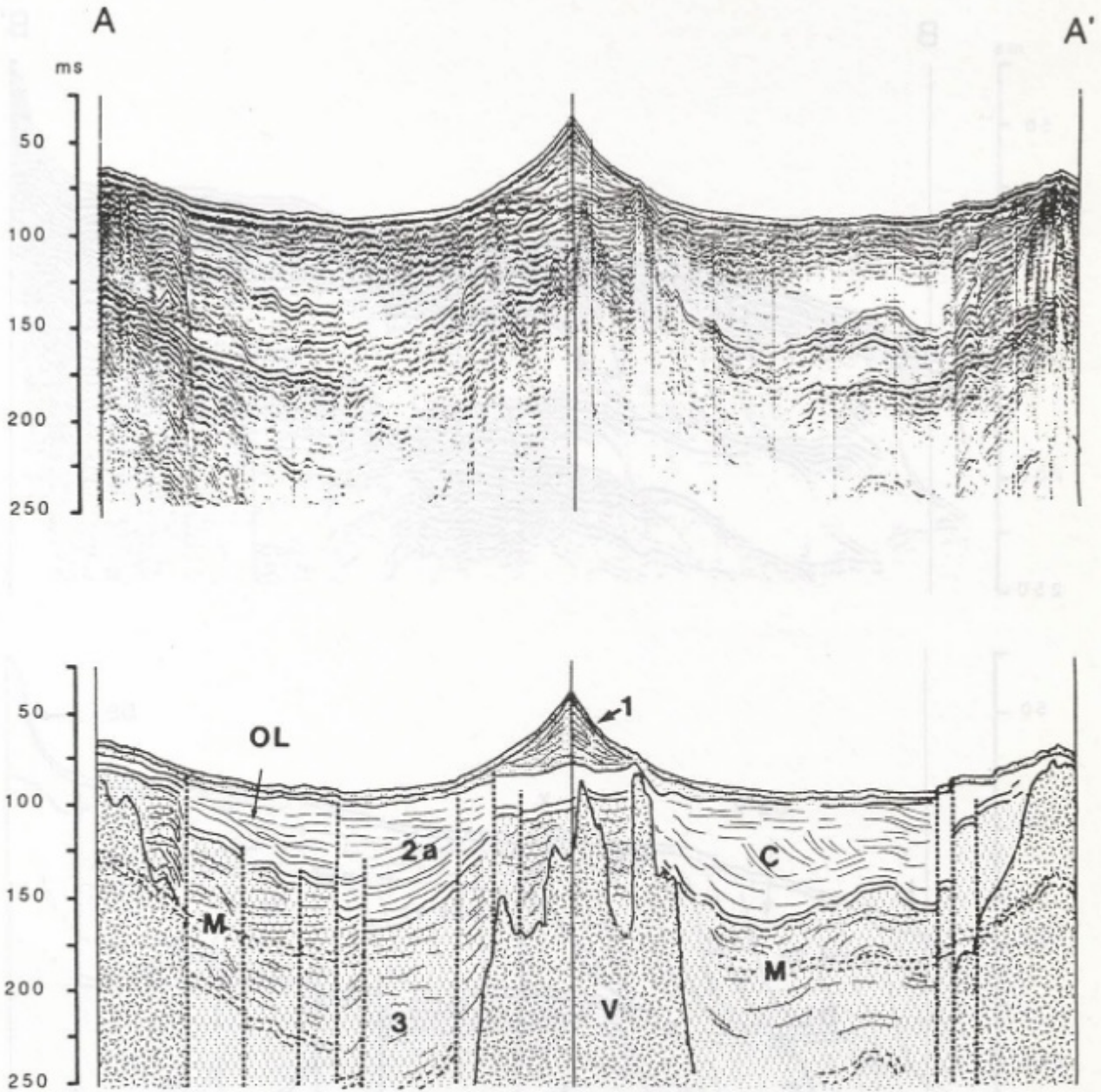


Fig. 6. Air-gun seismic profile (A-A') across Izmir Bay. Location is shown in Figure 2. 1 to 3 are depositional sequences; 2A is the depositional sequence related to the progradation of Gediz delta. OL= onlap, C= clinoforms, V= volcanics, M= multiple, dashed lines = faults. Profile is about 32 km long, vertical exaggeration= 64.

Şekil 6. Konumu Şekil 2'de gösterilen İzmir Körfezi'ne ait hava tabancası sismik profili (A-A'). 1-3 depolanma istifleri olup, 2A Gediz Deltasının ilerleyişi ile ilişkili olan depolanma istifidir. OL= onlap, C= klinoform, V= volkanikler, M= tekrarlı yansımalar, kesikli çizgiler= faylardır. Profil uzunluğu 27 km ve düşey abartma 64'tür.

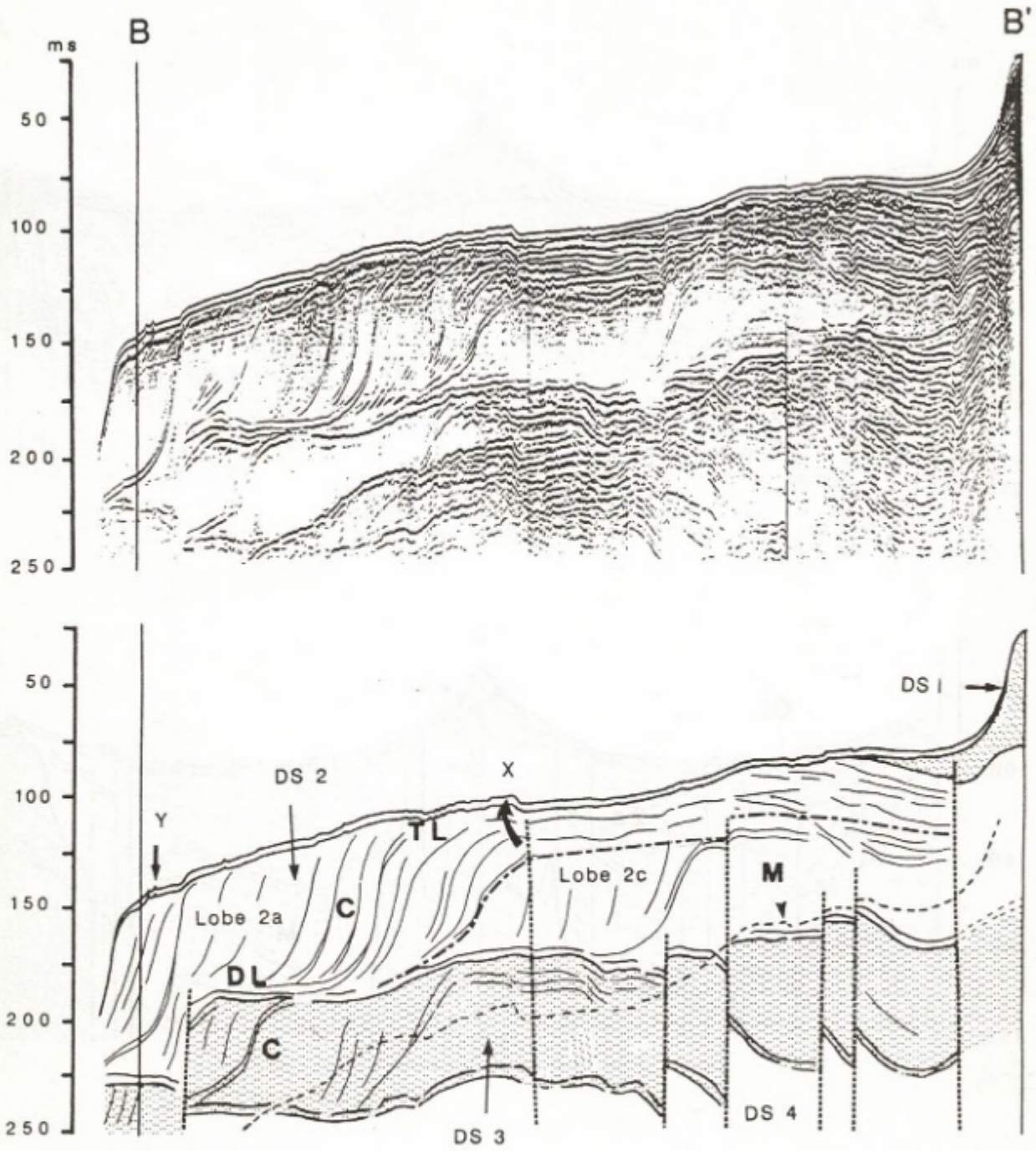


Fig. 7. Air-gun seismic profile (B-B') across the Gulf of Kuşadası. Location is shown in Figure 4. 1 to 4 are depositional sequences. C=prograding clinoforms, TL= toplap, DL=downlap, M= Multiple, dashed lines= faults. Lobes 2A and 2C, X and Y explained in text. Profile is about 27 km long, vertical exaggretion= 66.

Şekil 7. Konumu Şekil 4'de gösterilen Kuşadası Körfezine ait hava tabancası sismik profili (B-B'). 1-4 depolanma istifleridir. C= ilerleme klinoformları, TL= toplap, DL= downlap, M= tekrarlı yansımalar, kesikli çizgiler= faylardır. 2A ve 2C lobları ile X ve Y metin içerisinde açıklanmıştır. Profil uzunluğu 27 km olup, düşey abartma 66'dır.

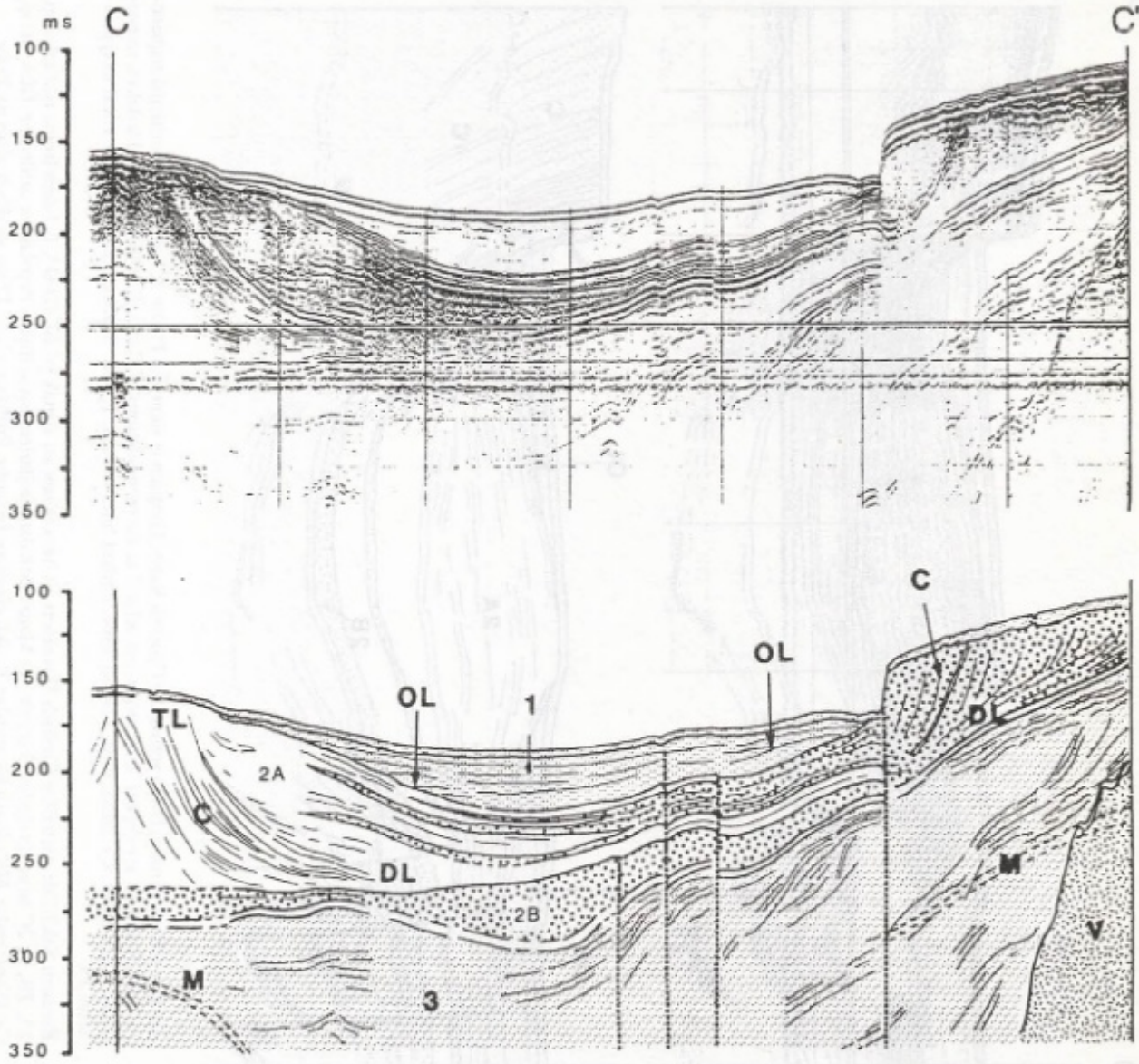


Fig. 8. Air-gun seismic profile (C-C') across the Çandarlı Basin. Location is shown in Figure 2. 1 to 3 are depositional sequences; 2A and 2B are depositional sequences related to the progradations of Gediz and Bakırçay deltas, respectively. OL= onlap, TL= toplap, DL= downlap, C= clinoforms, M= multiple, V= volcanics, dashed lin.= faults. Profile is about 15 km long, vertical exaggeration= 34.

Şekil 8. Konumu Şekil 2'de gösterilen Çandarlı Havzasına ait hava tabancası sismik profili (C-C'). 1-3 depolanma istifleri olup, 2A ve 2B Gediz ve Bakırçay deltalarının ilerlemesiyle ilişkili depolanma istifleridir. OL= onlap, TL= toplap, DL= downlap, C= klinoformlar, M= tekrarlı yansımalar, V= volkanikler, kesikli çizgiler= faylardır. Profil yaklaşık 15 km uzunluğunda olup, dikey abartma 34'tür.

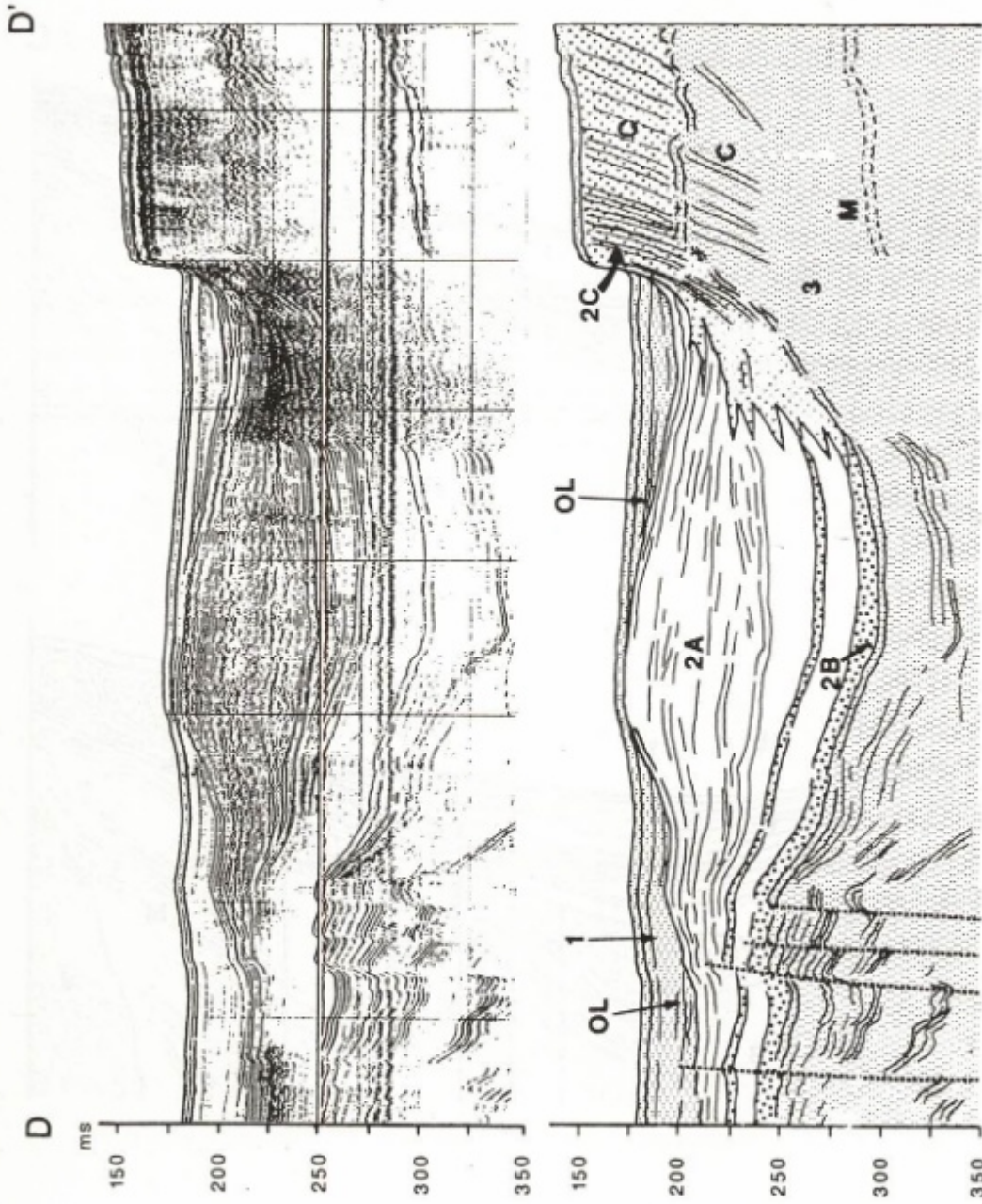


Fig. 9. Air-gun seismic profile (D-D') across the Çandarlı Basin. Location is shown in Figure 2. 1 to 3 are depositional sequences; 2A, 2B and 2C are depositional sequences related to the progradations of Gediz, Bakırçay and Madra deltas, respectively. OL= onlap, C= clinoforms, M= multiple, dashed lines= faults. Profile is about 12 km long, vertical exaggeration= 35.

Şekil 9. Konumu Şekil 2'de gösterilen Çandarlı Havzasına ait hava tabancası sismik profili (D-D'). 1-3 depolanma istifleri olup, 2A, 2B, ve 2C sırasıyla Gediz, Bakırçay ve Madra Deltalarının ilerlemesiyle ilişkili depolanma istifleridir. OL= onlap, C= klinoformlar, M= tekrarlı yansımalar, kesikli çizgiler= faylardır. Profil uzunluğu 12 km ve düşey abartma 35'dir.

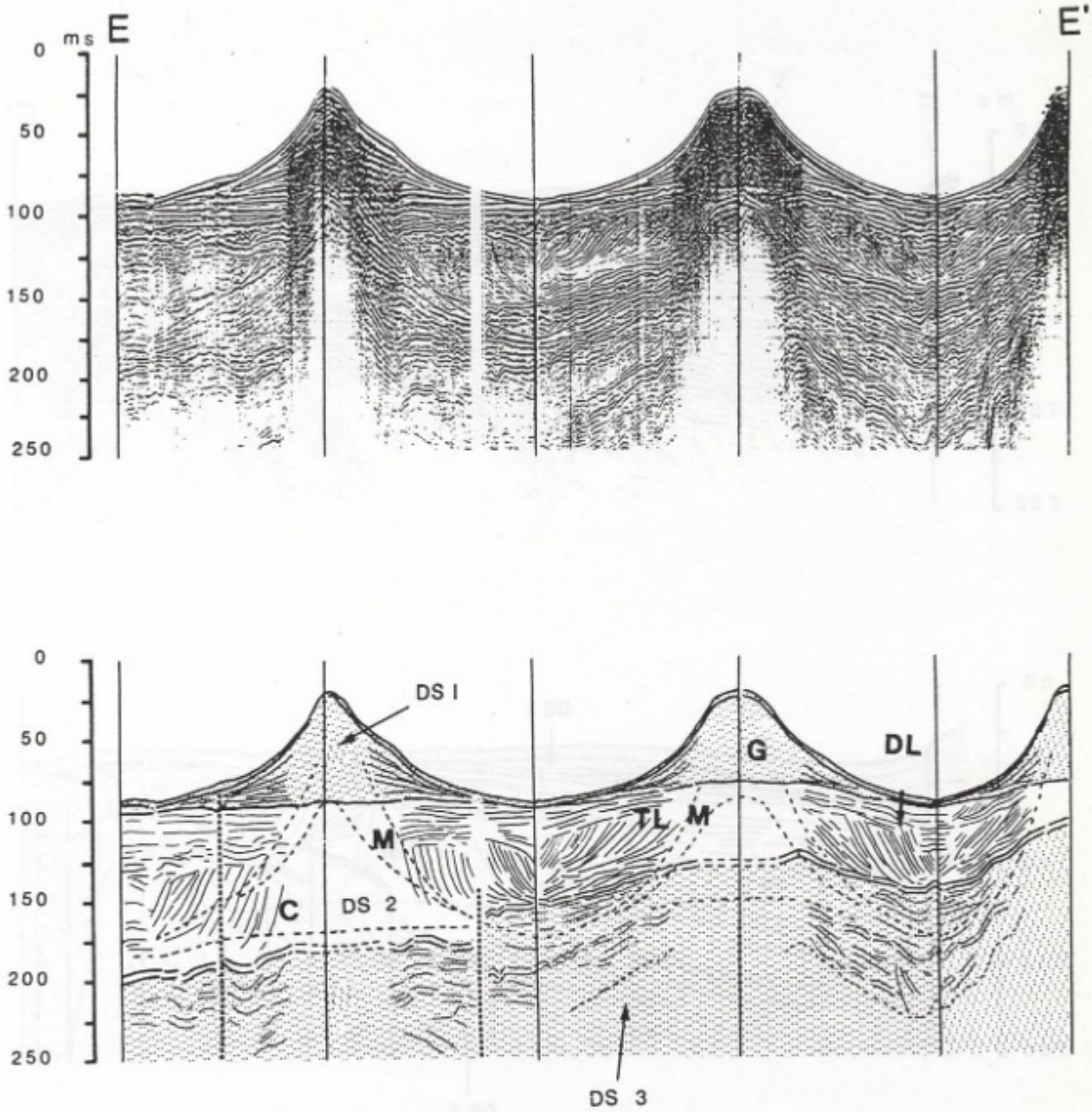


Fig. 10. Air-gun seismic profile (E-E') off the Büyük Menderes delta. Location is shown in Figure 3. 1 to 3 are depositional sequences. C= prograding clinoforms, TL= toplap, DL= downlap, G= gas charged sediments, M= multiple; dashed lines= faults. Profile is about 32 km long, vertical exaggeration= 80.

Şekil 10. Konumu Şekil 3'de gösterilen Büyük Menderes Deltasına ait hava tabancası sismik profili (E-E'). 1-3 depolanma istifleridir. C= ilerleyen klinoformlar, TL= toplap, DL= downlap, G= gaz yüklü sedimentler, M= tekrarlı yansımalar, kesikli çizgiler= faylardır. Profil uzunluğu 32 km ve düşey abartma 80'dir.

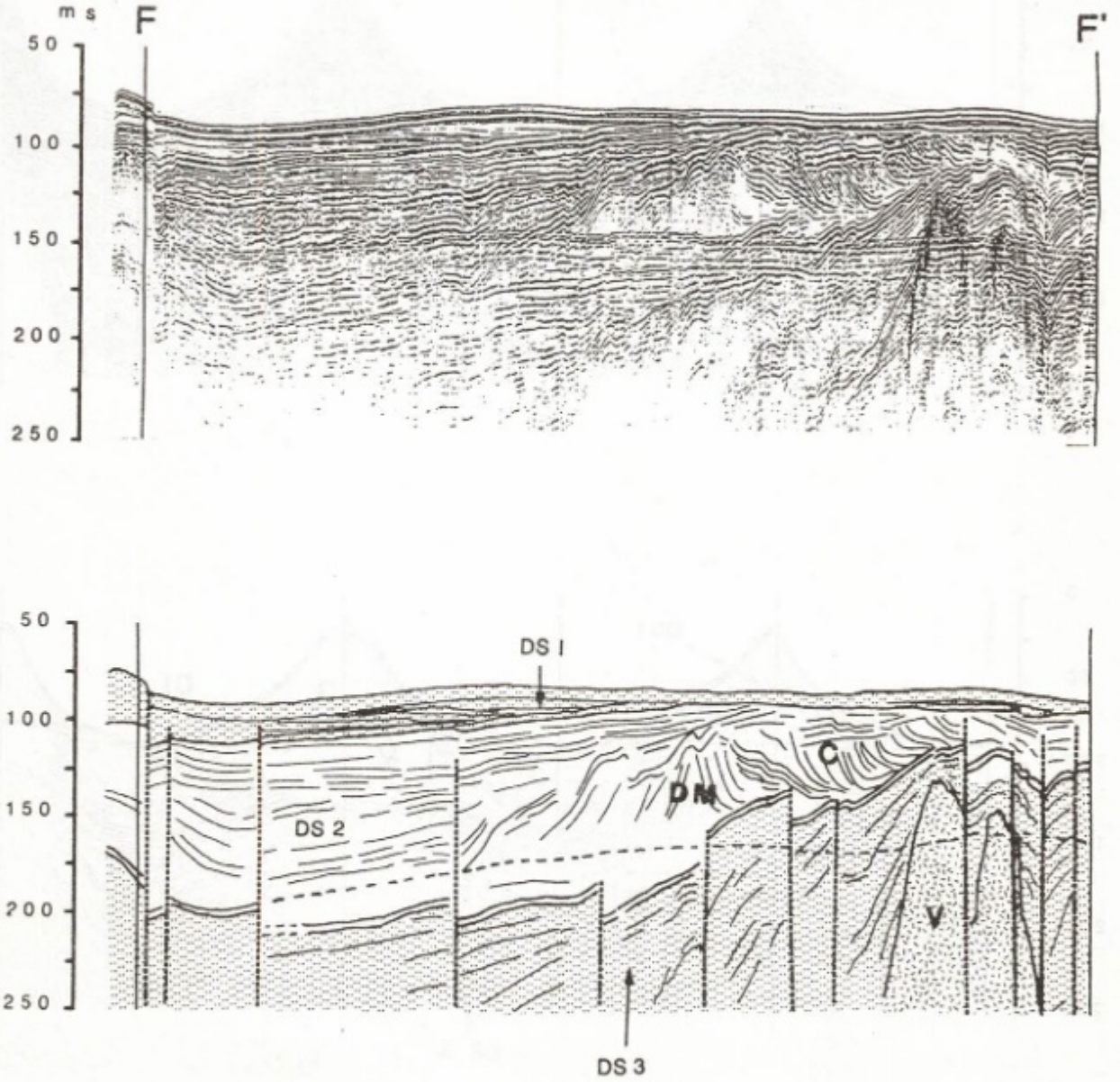


Fig. 11. Air-gun seismic profile (F-F') across the Büyük Menderes delta. Location is shown in Figure 3. 1 to 3 are depositional sequences. V= intrusive rock, C= prograding clinoforms, DM= depositional mouth; dashed lines= faults. Profile is about 22 km, vertical exaggeration= 78.

Şekil 11. Konumu Şekil 3'de gösterilen Büyük Menderes Deltasına ait hava tabancası sismik profili (F-F'). 1-3 depolanma istifleri olup, V= volkanikleri, C= ilerleme klinoformlarını, DM= depolanma ağzını, kesikli çizgiler= fayları göstermektedir. Profil uzunluğu 22 km, düşey abartma ise 78'dir.

graphic unit consisting of genetically related, conformable reflectors that are bounded at its top and/or base by unconformities. In most seismic profiles the determination of unconformities is based upon toplap and downlap reflection terminations on the upper or lower boundary. However, in basinal sediments, such as Çandarlı Basin and outer Izmir Bay, reflectors extended over long distances without apparent terminations. In these areas where toplap and downlap are not readily identified, the nearest widespread correlatable reflector is taken as the depositional sequence boundary.

(1) Gediz, Bakırcay and Madra seismic sequences

Four depositional sequences are identified in the outer Izmir Bay and Candarli Bay:

Depositional sequence 1

Except in the Çandarlı Basin, depositional sequence 1 is a sigmoidal seismic unit consisting of seaward prograding clinoforms (Fig. 6). Depositional sequence 1 occurs immediately seaward of the modern Gediz, Bakırçay and Madra deltas (Fig. 12). In seismic profiles proximal to inferred river mouths, reflectors commonly exhibit downlap and offlap terminations. The latter is probably formed by seaward thinning of strata to less than the resolution of the acoustic system.

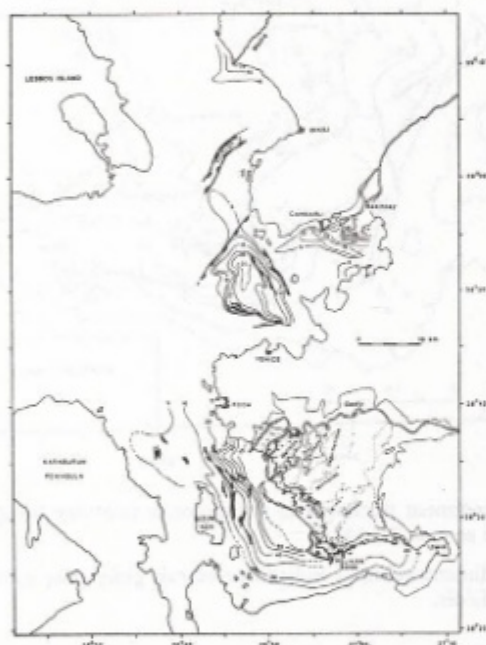


Fig. 12. Isopach map of Depositional Sequence 1 in the Gediz, Bakırçay and Madra deltas, showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults with ticks on down-thrown side. Acoustic source: air-gun, except 3.5 kHz in the Dikili Bay. Depositional Sequence 1 correlates with the seismic units I to IV of Aksu and Piper (1983).

Şekil 12. Gediz, Bakırçay ve Madra Deltalarına ait 1 nolu depolanma istifi Eşkalınlık Haritası. Sediment kalınlığı milisaniye olarak gidiş-geliş zamanı olup, kalın çizgiler fayları göstermektedir. Akustik kaynak, Dikili körfezinde çalışılan 3.5 kHz'in dışında hava tabancasıdır. 1 nolu depolanma istifi Aksu ve Piper (1983)'ün 1 ve IV no'lu sismik birimlerle ilişkilidir.

Seismic correlation shows that a thick accumulation in the Çandarlı Basin is the distal equivalent of depositional sequence 1. Here, the sequence exhibits weak, internally parallel reflectors that gently onlap the underlying reflectors (Fig. 8). The onlapping character of this sequence, that fills negative relief areas, indicates deposition from low velocity, gravity driven density flows (Aksu and Piper 1983). The distributional pattern of the depositional sequence 1 off the Madra river show the presence of a small and broad delta lobe, confined mostly to the present day river mouth, rapidly thinning westward and southward (Fig. 12). This pattern suggests that little or no sediment by-passed the shelf break at the northern periphery of the Çandarlı Basin. The distribution pattern of depositional sequence 1 off the Bakırçay river shows a broad wedge of sediment that rapidly thins towards the west, forming an elongate lobe immediately east of Çandarlı Basin (Fig. 12). This pattern strongly suggests that the sediments of depositional sequence 1 in Çandarlı Basin are supplied from the Bakırçay river, possibly related to episodic heavy precipitation events on land. During the associated large fluvial discharge, finer sediments may have by-passed the narrow prodelta platform and flowed into the Çandarlı Basin as density currents.

Detailed examination of the 3.5 kHz profiles shows that four depositional sub-lobes can be recognised within the depositional sequence 1 of the Gediz delta (Figs. 13, 14). All sub-lobes show sigmoid progradational seismic configuration. The oldest sub-lobe 1d occurs between Homa lagoon and the present Gediz mouth (Fig. 13a). It is related to the Maltepe channel and sediments within this sub-lobe probably represent proximal deltaic sedimentation and the position of the shoreline was probably comparable to that of the present day. Sub-lobe 1c overlies sub-lobe 1d, and occur between the Pelikan Bank and the Homa lagoon (Figs. 13b, 14). The distribution and thickness of this sub-lobe suggest that the river discharge occurred somewhere between the Kirdeniz and Kokala channels. The Mirmekes channel is the most likely channel for the observed sediment distribution. These sediments probably represent distal deltaic sedimentation and the Mirmekes mouth was probably in the northeastern part of the delta, several kilometres landward of the present shoreline. This sub-lobe may correspond to the progradation phase about 2000 yr BP that changed Leucæ from an island port to an inland town (Aksu and Piper 1983).

A broad delta sub-lobe, 1b, overlies sub-lobe 1c (Figs. 13c, 14). It is thickest northwest of the Pelikan Bank (60 ms) with steep prodelta slopes down to the floor of the bay where it is only about 5 ms. Sub-lobe 1b has two major sediment accumulations (Fig. 13c 14), the oldest of which is confined to the southern part of the delta and is related to the Kokala channel. The younger accumulation is restricted to the Kokala channel. The younger accumulation is restricted to the northern part of the delta off Homa lagoon, and it is correlated with the Değirmençepe channel (Fig. 13c).

Sub-lobe 1a includes three major sediment accumulations (Figs. 13d, 14). The youngest accumulation occurs only off the present Gediz mouth and show clear progradation over the underlying older accumulation. It is therefore, correlated with deposition from the Gediz and Kirdeniz mouths since 1886 AD (Aksu and Piper 1983). An up to 20 ms thick sediment accumulation is found encircling the Pelikan Bank, with steep slopes to the south and gentler slopes to the northwest (Figs. 13d, 14). This sediment accumulation is correlated with the Pelikan channel prior to 1886 AD. A third sediment accumulation is observed in the inner Izmir Bay, and it is related to deposition from the Karşıyaka channel (Fig. 13d). Details of the Holocene delta is fully discussed by Aksu and Piper (1983).

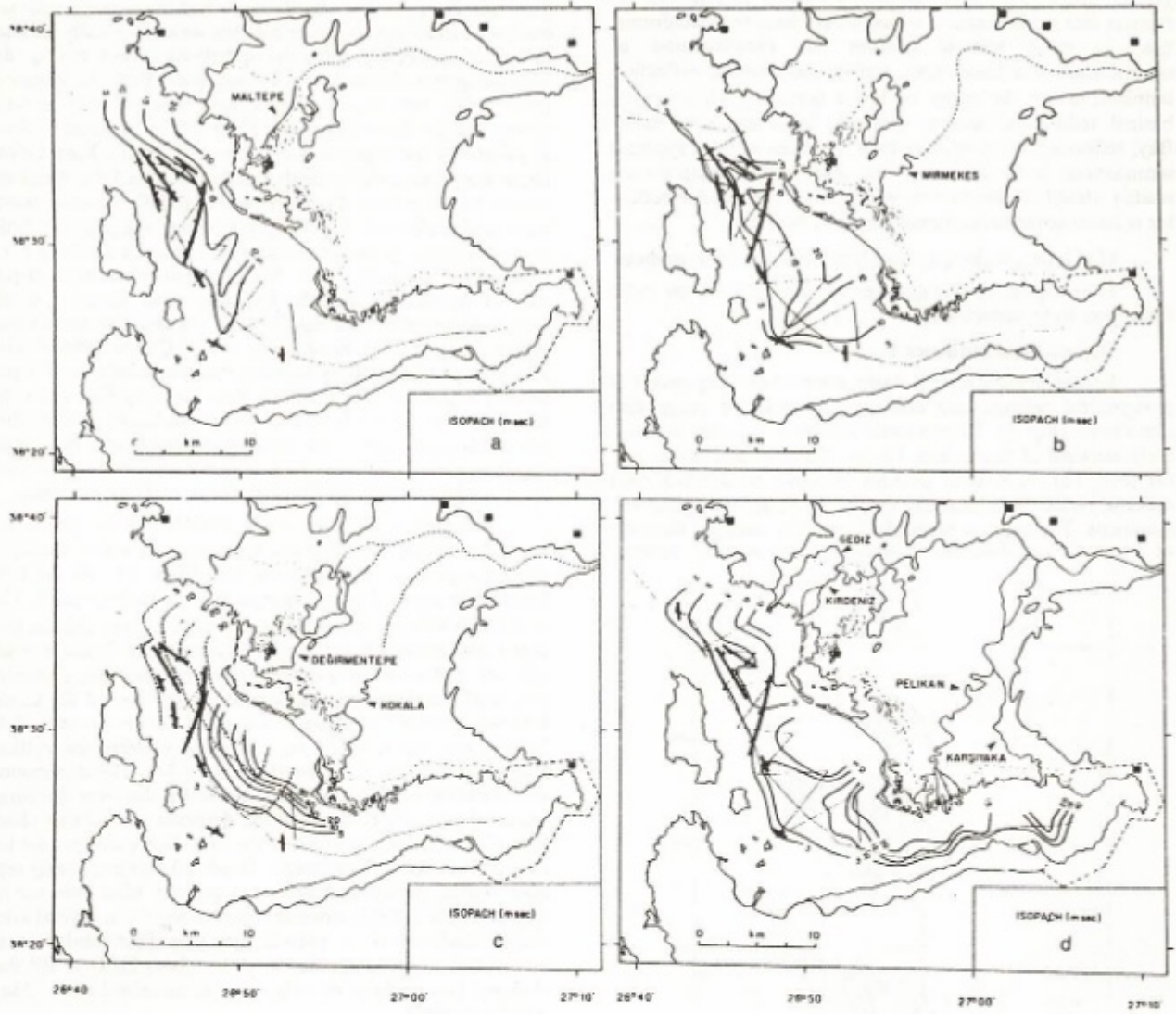


Fig. 13. Isopach maps of sub-lobes 1a to 1d in Gediz delta showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults, with ticks on downthrown side. Acoustic source: 3.5 kHz.

Şekil 13. Gediz Deltasına ait 1a-1d alt-lobları Eşkalnlık Haritaları, sediment kalınlığı milisaniye olarak gidiş-geliş zamanıdır. Faylar kalın çizgilerle işaretlenmiş olup akustik kaynak 3.5 kHz'dir.

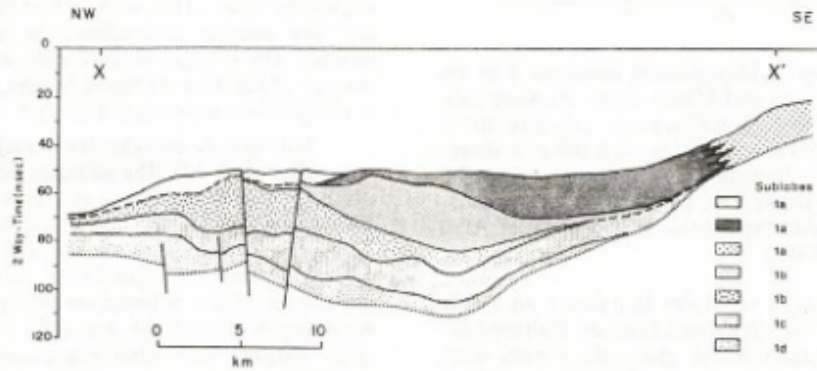


Fig. 14. Schematic NW-SE cross-section of Holocene Gediz delta showing the stratigraphic relationship of seismic sublobes. Location in Fig. 2.

Şekil 14. Sismik alt-lobların stratigrafik ilişkisini gösteren ve konumu Şekil 2'de verilen Holosen-Gediz Deltasının NW-SE yönlü şematik kesiti.

Depositional sequence 2

Underlying depositional sequence 1, a seismic unit with an oblique progradational pattern is identified as depositional sequence 2. The base and top of depositional sequence 2 are marked by apparent downlap and toplap of prograding clino-

forms respectively (Fig. 15). The relative elevation of the top-set to foreset transitions fluctuates (Fig. 15) suggesting parallel fluctuations in sea-level. The depositional sequence 2 blankets the floor of Izmir Bay, ranging in thickness from <10 ms to >100 ms. Depositional sequence 2 is divided into three

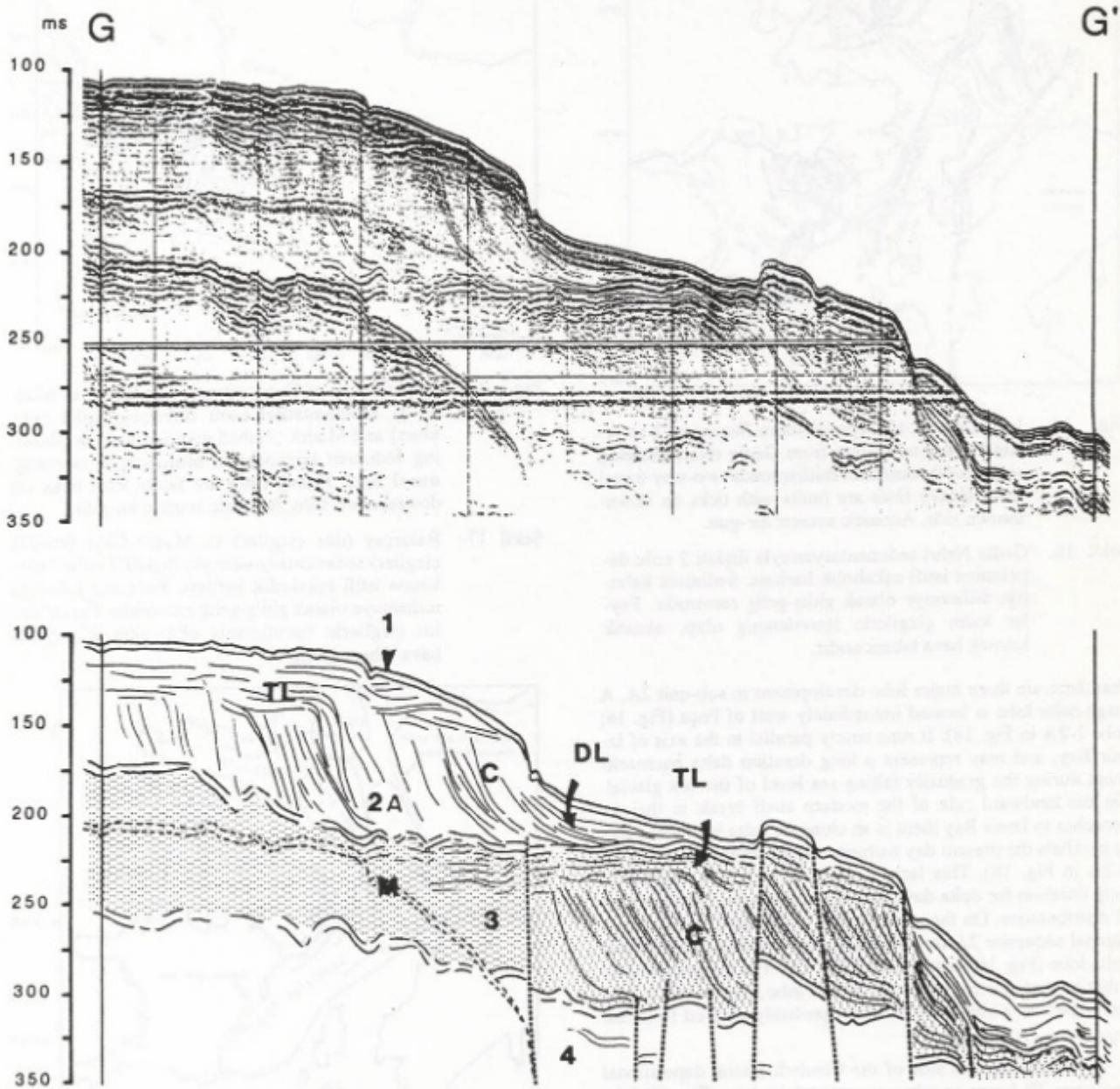


Fig. 15. Air-gun seismic profile (G-G') across the shelf break off Izmir Bay. Location is shown in Figure 2. 1 to 4 are depositional sequences; 2A is the depositional sequence related to the progradation of Gediz delta. TL= toplap, DL= downlap, C= clinoforms, M= multiple, dashed lines= faults. Profile is about 19 km long, vertical exaggeration= 39.

Şekil 15. Konumu Şekil 2'de görülen, İzmir Körfezi açıklığına ait hava tabancası sismik profili (G-G'). 1-4 depolanma istifleri olup, 2A Gediz Delta'sı ilerlemesiyle ilişkili bir depolanma istifidir. Burada TL= toplap, DL= downlap, C= klinoformlar, M= tekrarlı yansımalar kesikli çizgiler= faylardır. Profil uzunluğu 19 km ve düşey abartma 39'dur.

sub-units: 2A is related to the progradation of the Gediz delta and 2B and 2C are related to the progradation of the Bakırçay and Madra deltas, respectively (Figs. 16, 17). Figure 18 shows



Fig. 16. Isopach map of Depositional Sequence 2 as related to sedimentation from Gediz river, showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults with ticks on downthrown side. Acoustic source: air-gun.

Şekil 16. Gediz Nehri sedimentasyonu ile ilişkili 2 nolu depolanma istifinin eşkalı haritası. Sediment kalınlığı milisaniye olarak gidiş-geliş zamanıdır. Faylar kalın çizgilerle işaretlenmiş olup, akustik kaynak hava tabancasıdır.

that there are three major lobe development in sub-unit 2A. A large delta lobe is located immediately west of Foça (Fig. 16; lobe 1-2A in Fig. 18). It runs nearly parallel to the axis of İzmir Bay, and may represent a long duration delta encroachment during the gradually falling sea level of the last glacial. On the landward side of the modern shelf break in the approaches to İzmir Bay there is an elongate delta lobe that nearly parallels the present day bathymetric contours (Fig. 16; lobe 2-2A in Fig. 18). This large volume of sediment suggests a long duration for delta development in this area, fed by several distributaries. On the western side of Çandarlı Basin, depositional sequence 2A forms another, but smaller and confined delta lobe (Fig. 16; lobe 3-2A in Fig. 18). The geographic distribution and seismic character of this lobe suggest that it was developed by a single distributary, probably derived from the Pleistocene Gediz river.

On the eastern side of the Çandarlı Basin, depositional sequence 2B forms an other extensive delta lobe (Fig. 17; lobe 1-2B in Fig. 18). This large volume of sediment indicates a long duration delta development fed by the Bakırçay river. Data from the northern side of the Çandarlı Basin showed the progradation of a much smaller delta (Figs. 9, 17; lobe 1-2C in Fig. 18). The geographic distribution of this delta lobe suggests that it was fed by the Madra river. The distal deltaic sediments of the Gediz, Bakırçay and Madra deltas coalesce in the Çandarlı Basin.

Depositional sequence 3 and 4

Depositional sequences 3 and 4 are similar to deposi-

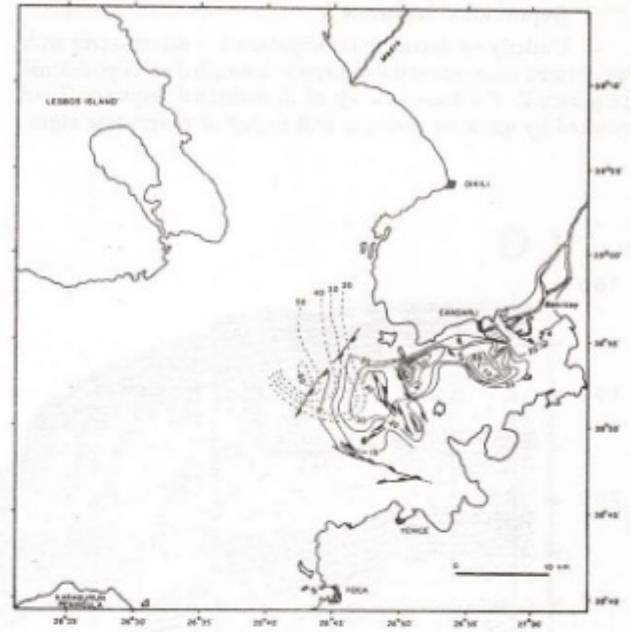


Fig. 17. Isopach map of Depositional Sequence 2 as related to sedimentation from Bakırçay (solid contours) and Madra (dashed contours) rivers, showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults with ticks on downthrown side. Acoustic source: air-gun.

Şekil 17. Bakırçay (düz çizgiler) ve Madra Çayı (kesikli çizgiler) sedimentasyonlarıyla ilişkili 2 nolu depolanma istifinin eşkalı haritası. Sediment kalınlığı milisaniye olarak gidiş-geliş zamanıdır. Faylar kalın çizgilerle işaretlenmiş olup akustik kaynak hava tabancasıdır.



Fig. 18. Progradation of depositional sequence 2 of the Gediz, Bakırçay and Madra deltas during the last glacially lowered sea-level setting.

Şekil 18. Son buzul dönemine ait deniz seviyesi alçalması sırasında Gediz, Bakırçay ve Madra Deltaları 2 nolu depolanma istifinin gelişimi.

tional sequence 2 in seismic character (Fig. 15), and represent earlier progradational deltaic deposits. They are best observed in the approaches to İzmir Bay, elsewhere in seismic profiles they occur below the maximum penetration of the acoustic source. Therefore, their distribution and thickness variations cannot be mapped.

(2) Büyük Menderes and Küçük Menderes seismic sequences

Four depositional sequences are identified in the Gulf of Kuşadası whereas only three depositional sequences occur in the Gulf of Güllük:

Depositional sequence 1

Depositional sequence 1 is a sigmoid progradational seismic unit composed of prograding clinoform reflectors (Figs. 10, 11), and it is seismically similar to the depositional sequence 1 observed in the Gediz and Bakırçay deltas. In the Büyük Menderes delta, the depositional sequence 1 forms a broad delta lobe that has prograded up to 5 km seaward of the modern coastline (Fig. 19). The prodelta platform is widest (3 km) and the depositional sequence 1 thickest (>80 ms) off the Karine lagoon, with steep prodelta slopes westward, where sequence 1 thins to less than 10 ms. The prodelta platform becomes narrow and the depositional sequence 1 thinner (<60 ms) to the south (Fig. 19).

Detailed analysis of 3.5 kHz profiles shows that three

depositional sub-lobes can be recognised within the depositional sequence 1 of the Büyük Menderes delta (Figs. 20, 21). Isopachs on these units show that each represents a separate progradation at one point on the delta front, with corresponding erosion or slower deposition elsewhere. All three sub-lobes show sigmoid progradational seismic configuration, suggesting sedimentation during rising sea-level or rapid basin subsidence associated with slow sediment supply. These sigmoidal seismic reflectors are steepest and have the shallowest upper inflexion point off active river mouths. The oldest sub-lobe (1c) is restricted to the northern part of the delta off Karine lagoon (Fig. 20) and is related to the north Karine channel. The distribution and thickness of 1c suggests that the river discharge occurred north of the present distributary mouth, and the shoreline was probably at a position comparable to that of the present day. Sub-lobe 1b encircles the western periphery of an erosional platform off Karine lagoon (Figs. 20, 21), and it is related to deposition from the south Karine channel. The distribution and thickness of 1b suggest erosion near the platform (stipple in Fig. 20), and deposition of winnowed fines seaward, below the wave base. The occurrence of a relatively thick lobe immediately seaward of the present day mouth suggests that the Büyük Menderes channel was also active earlier. The youngest sub-lobe (1a) has three major sediment accumulations (Fig. 20) the oldest of which is confined to northwest Karine lagoon, suggesting deposition from north Karine channel. The southern accumulation encircles the Koca

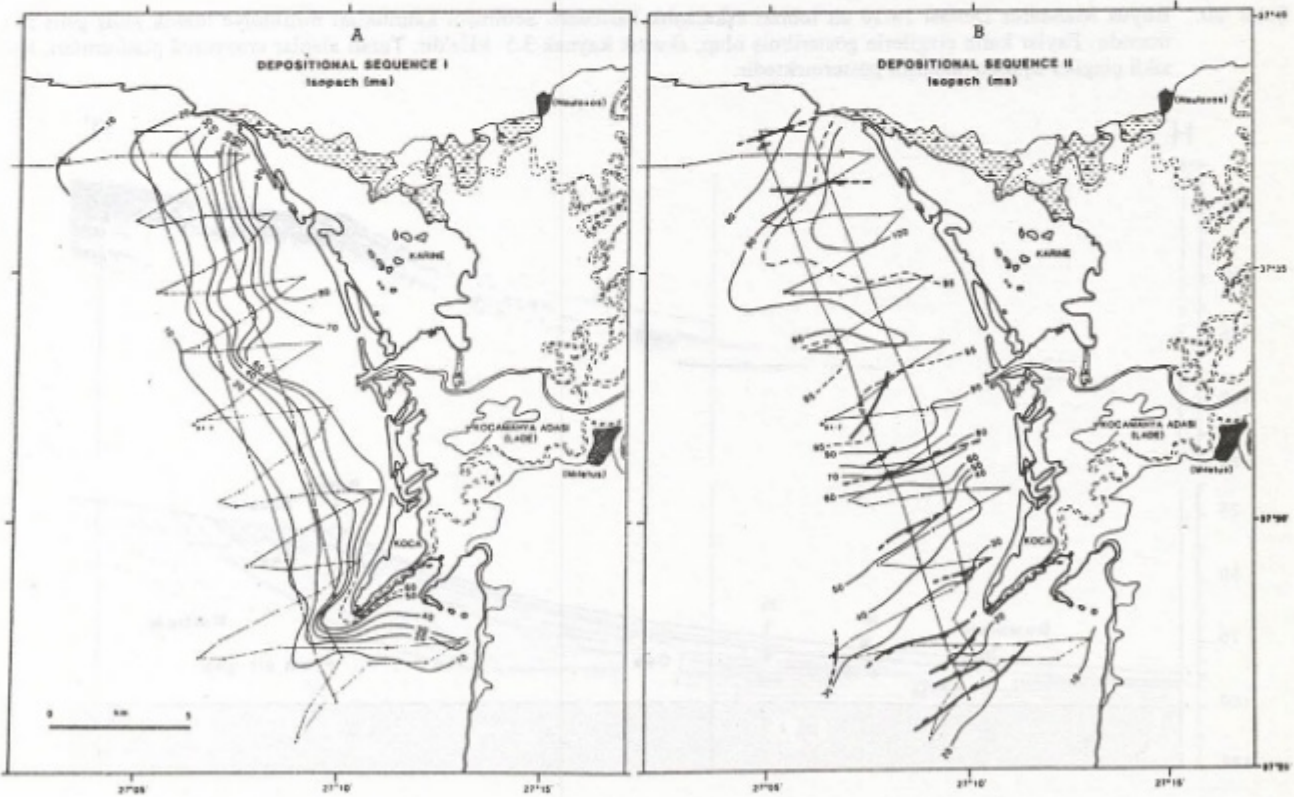


Fig. 19. Isopach maps of Depositional Sequence 1 and 2 in Büyük Menderes delta, showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults with ticks on downthrown side. Acoustic source: air-gun.

Şekil 19. Büyük Menderes Deltası 1 ve 2 nolu depolanma istifleri eşkalınlık haritaları. Sediment kalınlıkları milisaniye olarak gi-diş-geliş zamanıdır. Faylar kalın çizgilerle işaretlenmiş olup, akustik kaynak hava tabancasıdır.

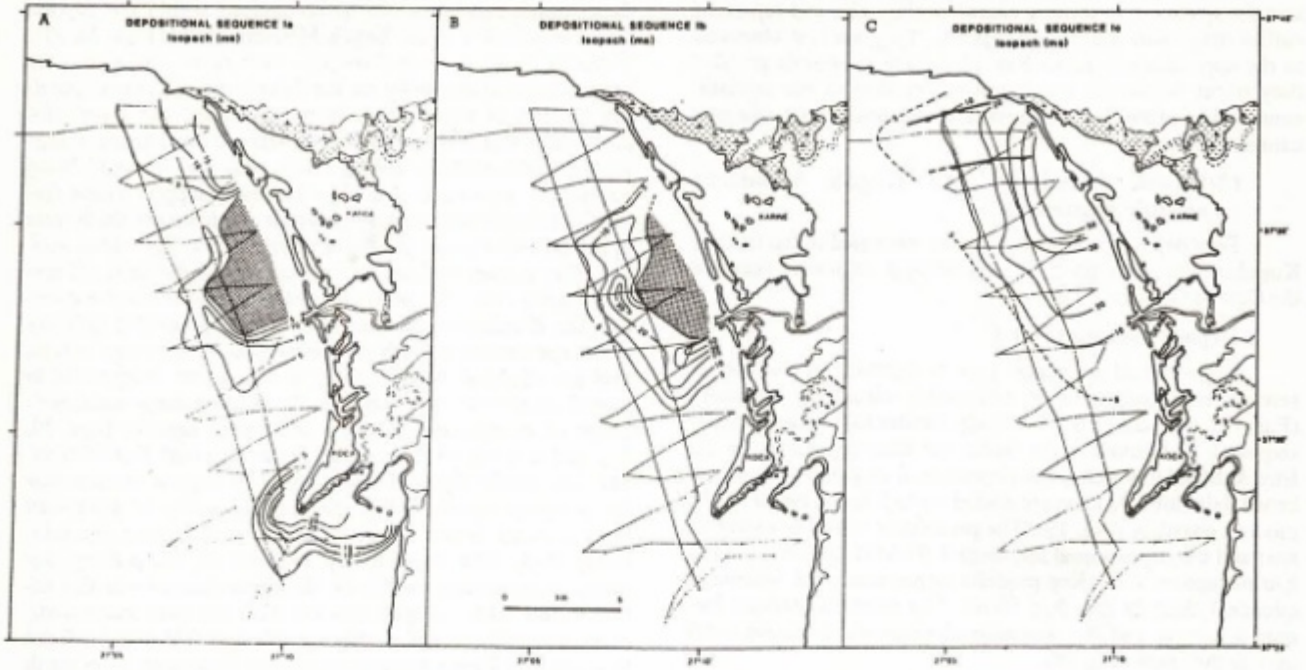


Fig. 20. Isopach maps of sub-lobes 1a to 1c in the Büyük Menderes delta showing sediment thickness in milliseconds two-way travel time. Heavy lines are faults with ticks on downthrown side. Acoustic source: 3.5 kHz. Shaded area= erosional platform, dashed lines= erosional contour.

Şekil 20. Büyük Menderes Deltası 1a-1c alt lobları eşkalınlık haritaları. Sediment kalınlıkları milisaniye olarak gidiş-geliş zamanıdır. Faylar kalın çizgilerle gösterilmiş olup, akustik kaynak 3.5 kHz'dir. Taralı alanlar erozyonel platformları, kesikli çizgiler aşınma hatlarını göstermektedir.

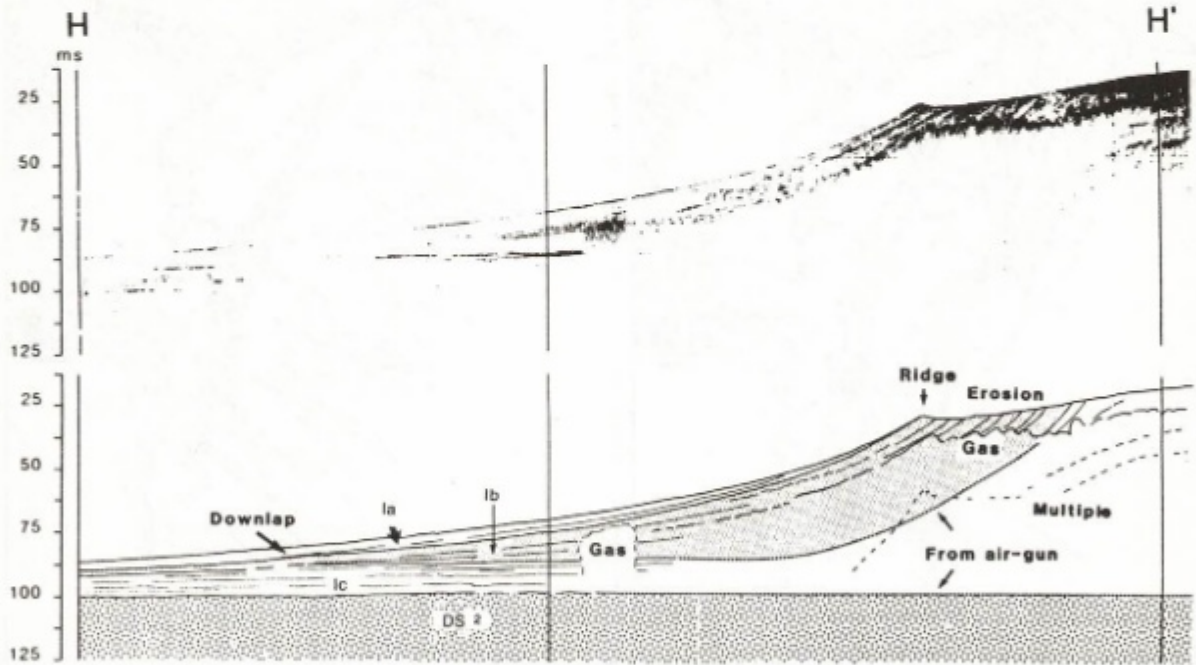


Fig. 21. 3.5 kHz seismic profile (H-H') from the Büyük Menderes delta. Location is shown in Fig. 3. 1a, 1b, 1c are sub-lobes of depositional sequence 1 discussed in text, DS 2= Depositional sequence 2. T= erosional truncation, B= ridge, DL= downlap, M= multiple. Section is about 4.5 km long, vertical exaggeration= 30.

Şekil 21. Konumu Şekil 3'de verilen Büyük Menderes Deltası 3.5 kHz sismik profili (H-H'). 1a, 1b, 1c; 1 nolu depolanma istifinin alt loblarıdır. DS2= 2 nolu depolanma istifi. T= erozyonel aşınma. B= Sirt, DL= downlap. M= tekrarlı yansımalar. Profil uzunluğu 4.5 km ve dikey abartma 30'dur.

lagoon and is related to the Lade channel, thus may correspond to a phase of delta progradation in the Middle Ages that completely cut off sea travel to Miletus. The youngest sediment accumulation encircles the erosional platform (Fig. 20) and represents deposition from the Büyük Menderes channel before the Middle Ages as well as after 1945.

The successive sub-lobes indicate periodic shifting of the river mouth that can be broadly correlated with the progradation of the delta plain in historical times. Sub-lobe 1c probably correlates with the progradation of the northern delta plain until about 100 BC, and represents only the distal portion of this sub-lobe. The subsequent infilling of the southern half of the delta plain probably correlates with the growth of sub-lobe 1b. Sub-lobe 1a accumulated after the switch of channel in the Middle Ages from north of to south of Lade Island, and since that time wave erosion modified the proximal part of sub-lobe 1a.

The historical evidence suggests that the delta coastline prograded rapidly within the sheltered Büyük Menderes graben from 500 BC to 500 AD. There is no evidence for beach ridge formation during this time, and deposition was probably fluvially dominated with periodic channel avulsions. Barrier beaches formed once the river mouth prograded seaward of the protection of the Lade Island and the coastline to the south. This event is inferred to have occurred at about 700 AD. Since that time there has been only slow progradation of the coastline. Following each channel avulsion wave activity has modified the delta front and partially eroded the seaward edge of the abandoned lobes.

The 3.5 kHz profiles (Fig. 21) only penetrate to the base of depositional sequence 1 and show that this sigmoid wedge of sediment rests unconformably on a irregular acoustic basement. This basement probably was the subaerially exposed

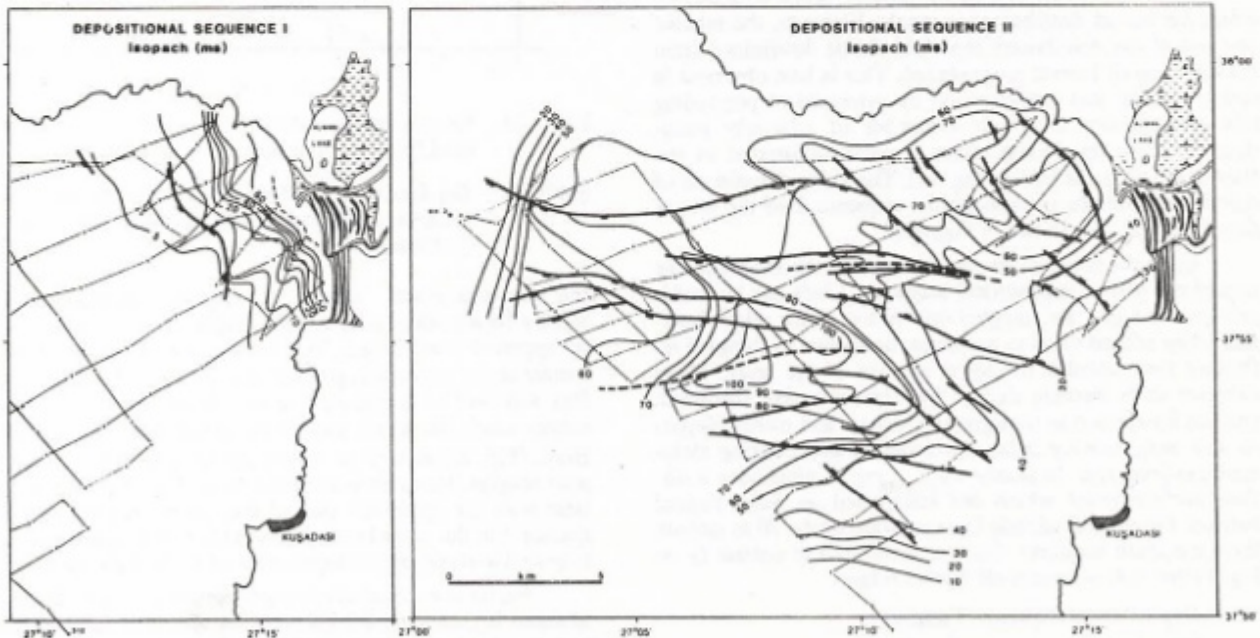
delta flood plain during the peak of the last major lowering of sea-level, some 20,000 yr BP.

The Holocene Küçük Menderes delta is similar to that of Büyük Menderes, except that only a single depositional lobe can be distinguished (Fig. 22). This is a result of the much greater constriction of the delta plain by bedrock near the coastline. The Küçük Menderes delta shows a similar history of progradation, with rapid westward fluvially dominated growth from 900 BC to 300 AD, followed by development of a wave-dominated delta coastline once the river mouth entered the Gulf of Kuşadası. Depositional sequence 1 progrades over depositional sequence 2 and it is apparently very thin or absent west of the 60 m bathymetric contour (Figs. 7, 22).

Depositional sequence 2

The data from the Büyük Menderes covers only a narrow strip of the Pleistocene delta close to the present shoreline. Delta sedimentation has been concentrated in the northern part of Gulf of Güllük, suggesting that the river discharged north of the Lade Island (Figs. 11, 19).

Depositional sequence 2 in the Küçük Menderes delta is an oblique progradational seismic unit where clinoforms terminate updip by toplap near a horizontal reflector and downlap against the older, near-horizontal reflectors. Three delta progradation lobes are observed in depositional sequence 2. Lobe 2C underlies the younger lobes (Fig. 7) and prograded about 10 km west of the modern coastline into the Gulf of Kuşadası (Fig. 23). The seaward limit of lobe 2C is marked by an irregular gentle slope similar in profile to that seen of inactive portions of Holocene delta. It is directly overlain by steep prograding clinoforms of lobe 2B and 2A indicative of renewed progradation near the river mouth. Lobe 2B prograded southwestward, and lobe 2A northwestward to build the modern shelf edge. Immediately seaward of the limit in lobe 2C in



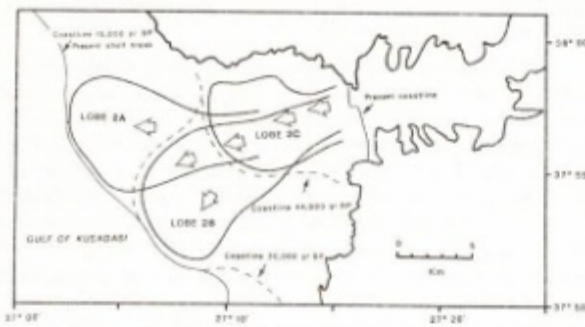


Fig. 23. Progradation of depositional sequence 2 of the Küçük Menderes delta during the last glacially lowered sea-level setting. Arrows indicate depositional mouth (discussed in text), dashed lines indicate palaeocoastline.

Şekil 23. Son buzul dönemine ait deniz seviyesi alçalması sırasında Küçük Menderes Deltası 2 nolu depolanma istifinin gelişimi. Oklar depolanma ağzını (metinde tartışılan), kesik çizgiler eski kıyı hattını göstermektedir.

Figure 7, the upper inflexion point in sigmoid prograding clinoforms in the lower part of lobe 2A becomes progressively higher (x in Fig. 7), suggesting coastline stability and upward growth of a barrier complex during a phase of relative rise in sea-level (which may result from delta subsidence during stable eustatic sea-level). The apparent angle of dip of clinoforms in lobe 2A may vary due to proximity to a river mouth and to the angle between the seismic line and the depositional strike. The variation in these dips suggests that the lobe prograded in a number sub-lobes with dimensions similar to those observed in the Holocene büyük Menderes delta.

Detailed examination of the seismic data shows no evidence for buried distributary channels. However, the relative position of the distributary mouth could be determined from the direction of foreset progradation. This is best observed in strike sections and characterized by symmetrical prograding clinoform pattern in which a number of relatively steep-dipping reflectors diverge from a point (illustrated in the Büyük Menderes as DM in Fig. 11). The inferred positions of distributary mouths in depositional sequence 2 of the Küçük Menderes delta are shown in Figure 23.

In places between the shelf break and the shoreline, the uppermost part of depositional sequence 2 includes lenticular seismic units that are shingled one on top of the other. Internally they exhibit weak to moderate, horizontal to shingled reflectors that downlap the lower surface of the units. These shingled units become thicker but less extensive landward, and are interpreted as transgressive deltaic and marine deposits that progressively onlap the ancestral coast during Holocene sea-level rise. In places, these shingled units have a distinct surface relief which are interpreted as relict coastal barriers. On several seismic lines seaward of the 70 m isobath there are small sediment ridges at about 110 m isobath (y on Fig. 7) that may represent old barrier ridges.

Depositional sequence 3 and 4

Depositional sequences 3 and 4 are similar in seismic character to depositional sequence 2, and probably represents earlier delta progradation during lower sea-level stands (Fig. 7). It is best represented off the Küçük Menderes delta, but elsewhere in the seismic profiles they occur below the resolution of the data.

INTERPRETATION OF DEPOSITIONAL SEQUENCES

Depositional sequence 1 is the result of Holocene delta progradation during the most recent high stand of sea level. It is separated from depositional sequence 2 by a major transgressive surface on which only thin transgressive sediments have accumulated. The depositional sequence 2 represents a major advance of delta progradation during the last major low stand of sea level some 20,000 years ago (Aksu and Piper 1983, Aksu *et al.* 1987a, b). The underlying depositional sequences 3 and 4 represent analogous phases of delta progradation; the prominent transgressive surfaces that separate depositional sequences 2, 3, and 4 represent major marine transgression similar to that in the Holocene.

CORE DATA

(1) Lithofacies

Based on colour, grain size and mineralogical analyses the sediments recovered in the cores are divided into four lithofacies:

Facies A consists of light brown, moderately sorted, medium grained sands with abundant broken shell fragments and usually less than 3% gravel (Figs. 24, 25). About 80% of

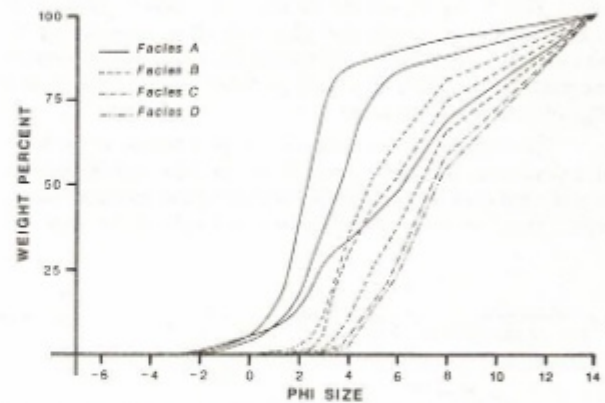


Fig. 24. Grain size plots of different facies in cores recovered from the outer İzmir and Çandarlı Bays.

Şekil 24. Dış İzmir ve Çandarlı Körfezlerinden alınan karotlarda farklı fasiyelerle ait tane boyu dağılım grafikleri.

the sand-size clasts consist of biogenic carbonate debris, mostly foraminifera and mollusc shells. X-radiographs show no apparent stratification. This facies forms a 15-50 cm thick veneer at the uppermost portion of cores from the outer İzmir Bay and Gulf of Kuşadası. It is also found below the surface clayey muds (facies C) around the periphery of the Çandarlı Basin (Fig. 25) as well as underlying the prodelta sand/silt to mud couplet (facies B) in the outer İzmir Bay. Facies A correlates with the uppermost part of the seismic depositional sequence 2 in the outer İzmir Bay and Gulf of Kuşadası and interpreted to represent the topset beds of the last glacial delta.

Facies B consists of olive grey/green mud with frequent silt/sand laminations, 0.2-1.0 cm thick and occurs immediately below Facies A (Figs. 24, 25). Sediments in this facies are heavily bioturbated. Occasionally, lenticular lamination is visible on X-radiographs. The upper and lower contacts of the laminae are often gradational and disturbed and the silt/sand laminae are mixed with the overlying and underlying sediments. Rare shell fragments also occur in this facies. Facies B

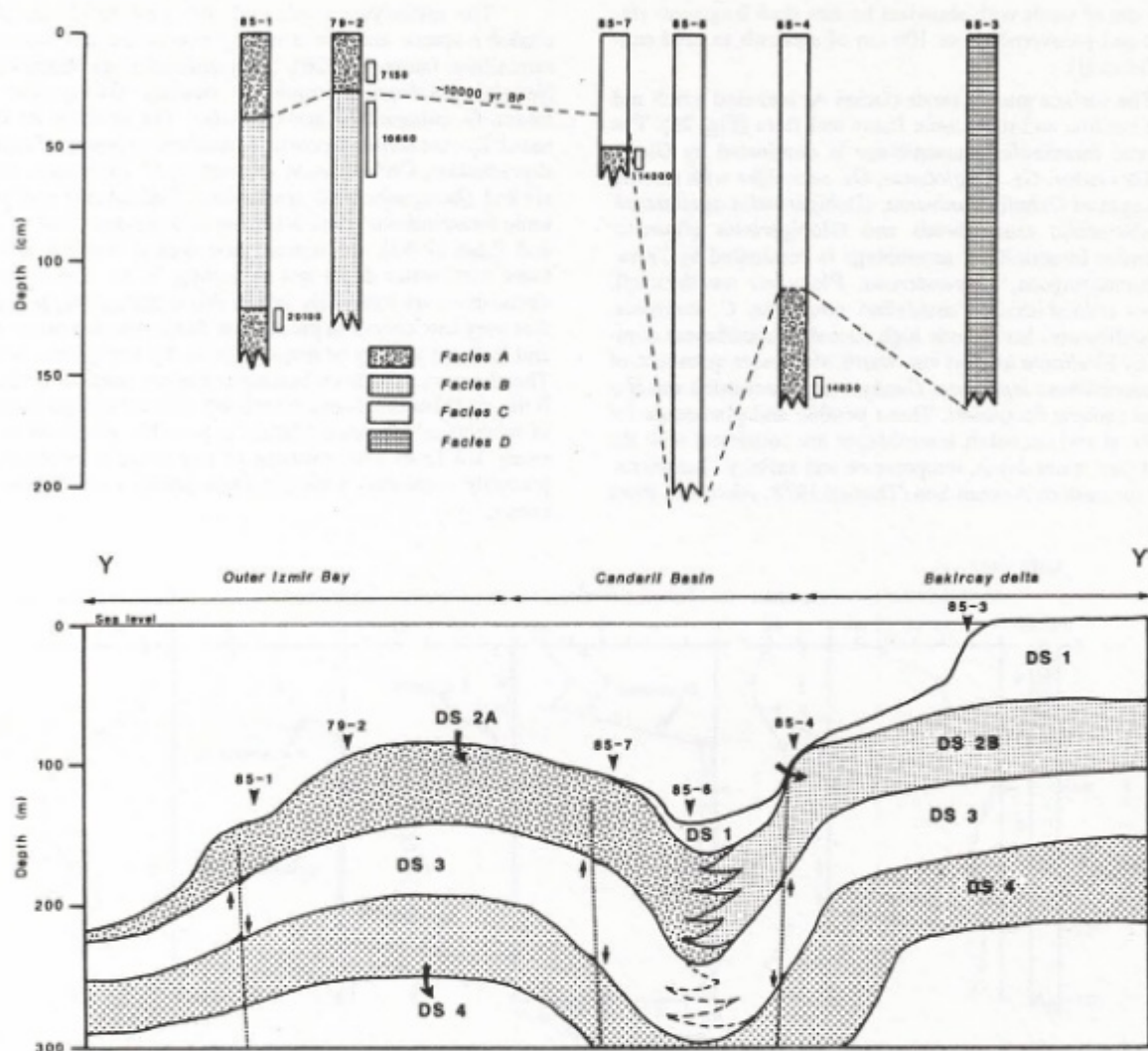


Fig. 25. Detailed core logs, lithofacies distribution and correlation of cores recovered from the outer Izmir and Çandarlı Bays (Top). Schematic geological cross section Y-Y' showing the relationship of the physiography and the lithofacies recovered in the cores (Bottom). Location in Fig. 2.

Şekil 25. Dış İzmir ve Çandarlı körfezlerinden alınan karotların litofasiyes dağılımı ve ilişkileri ile ayrıntılı logları (üst şekil). Konumları Şekil 2'de verilen karotlarda litofasiyesler ve fizyografik ilişkileri gösteren Y-Y' şematik jeolojik kesiti (alt şekil).

is correlated with the clinoforms of the seismic depositional sequence 2 in the outer Izmir Bay and the Gulf of Kuşadası. It is interpreted to represent the prodelta facies of the last glacial delta.

Facies C consists of olive grey/green fine clayey mud with usually less than 5% sand and silt. The coarse fraction is almost entirely composed of biogenic carbonate debris. X-radiographs show this facies to be moderately bioturbated with no apparent stratification. Rarely very faint horizontal fine silt laminations are also observed on the X-radiographs. Facies C occurs only in the Çandarlı Basin and is interpreted as hemipelagic sedimentation in an isolated basin augmented by occasional density flow deposits entering into the basin from the east, associated with heavy discharge patterns of the Bakırçay river (Figs. 24, 25).

Facies D consists of olive grey/green muds with occasional sand/silt to mud couplets (Figs. 24, 25). The coarse fraction in this facies includes higher percentages of sand/silt-

size terrigenous clastics than that observed in facies C and the sediments are extensively bioturbated. Facies D occurs immediately seaward of the present-day river mouths and probably represent present-day prodelta sedimentation.

(2) Micropaleontology

Three cores were sampled for micropaleontological studies. Core 84-3 was collected from the prodelta slope of lobe 2A, off the Pleistocene Küçük Menderes delta (Fig. 4). The core penetrated a thin veneer of sandy mud (facies A) over mud with frequent silt laminae (facies B). Core 85-1 was taken from the bottomset zone of the Pleistocene Gediz delta (Fig. 2). The core penetrated a 37 cm thick veneer of muddy sand with abundant shell fragments (facies A) and recovered about 63 cm of mud with silt laminae (facies B). Underlying the silts and muds, the core also penetrated a 50 cm thick muddy sand similar to that recovered at surface (facies A). Core 79-2 was also collected from the upper foreset zone of the Pleistocene delta in the outer Izmir Bay. The core penetrat-

ed a 25 cm of sands with abundant broken shell fragments (facies A) and recovered about 100 cm of sand/silt to mud couplets (facies B).

The surface muddy sands (facies A) included a rich and diverse benthic and planktonic fauna and flora (Fig. 26). The planktonic foraminiferal assemblage is dominated by *Globigerinoides ruber*, *Gs. conglobatus*, *Gs. sacculifer* with smaller percentages of *Orbulina universa*, *Globigerinella aquilateralis*, *Globorotalia crassaformis* and *Globigerinita glutinata*. The benthic foraminiferal assemblage is dominated by *Textularia pseudorugosa*, *T. ponderosa*, *Planulina wuellerstorfi*, *Rosalina colombiensis*, *Cassidulina reniforme*, *C. laevigata*. These sediments also include high coccolith abundances dominated by *Emiliania huxleyi* var. *warm* with lesser quantities of *Cyclococcolithina leptopora*, *Gephyrocapsa oceanica* and *Helicopontosphaera kampfneri*. These benthic and planktonic foraminiferal and coccolith assemblages are consistent with the present-day water depth, temperature and salinity characteristics of the eastern Aegean Sea (Thunell 1978, Aksu and Piper 1983).

The underlying muds with silt laminae (facies B) included a sparse and low diversity planktonic and benthic foraminiferal fauna (Fig. 26). The planktonics are dominated by *Neogloboquadrina pachyderma* dextral, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba* and *Gs. ruber*. The benthics are dominated by *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*, *Haynesina depressulum*, *Cribronion excavatum*, *C. excavatum lideonis* and *Quinqueloculina seminulum*. This benthic and planktonic foraminiferal fauna is similar to those described by Aksu and Piper (1983) and represents a coastal brackish environment with water depth not exceeding 30 m. The coccolith abundances are extremely low in this lithology, suggesting either very low coccolith production due to shallow water depth and lowered salinity or major dilution by terrigenous detritus. The abrupt change from brackish, shallow water to normal salinity shelf benthic fauna associated with the change from cool to subtropical planktonic fauna is probably the result of both rising sea level and warming of sea water temperature and probably represents a change from glacial to Holocene sediments.

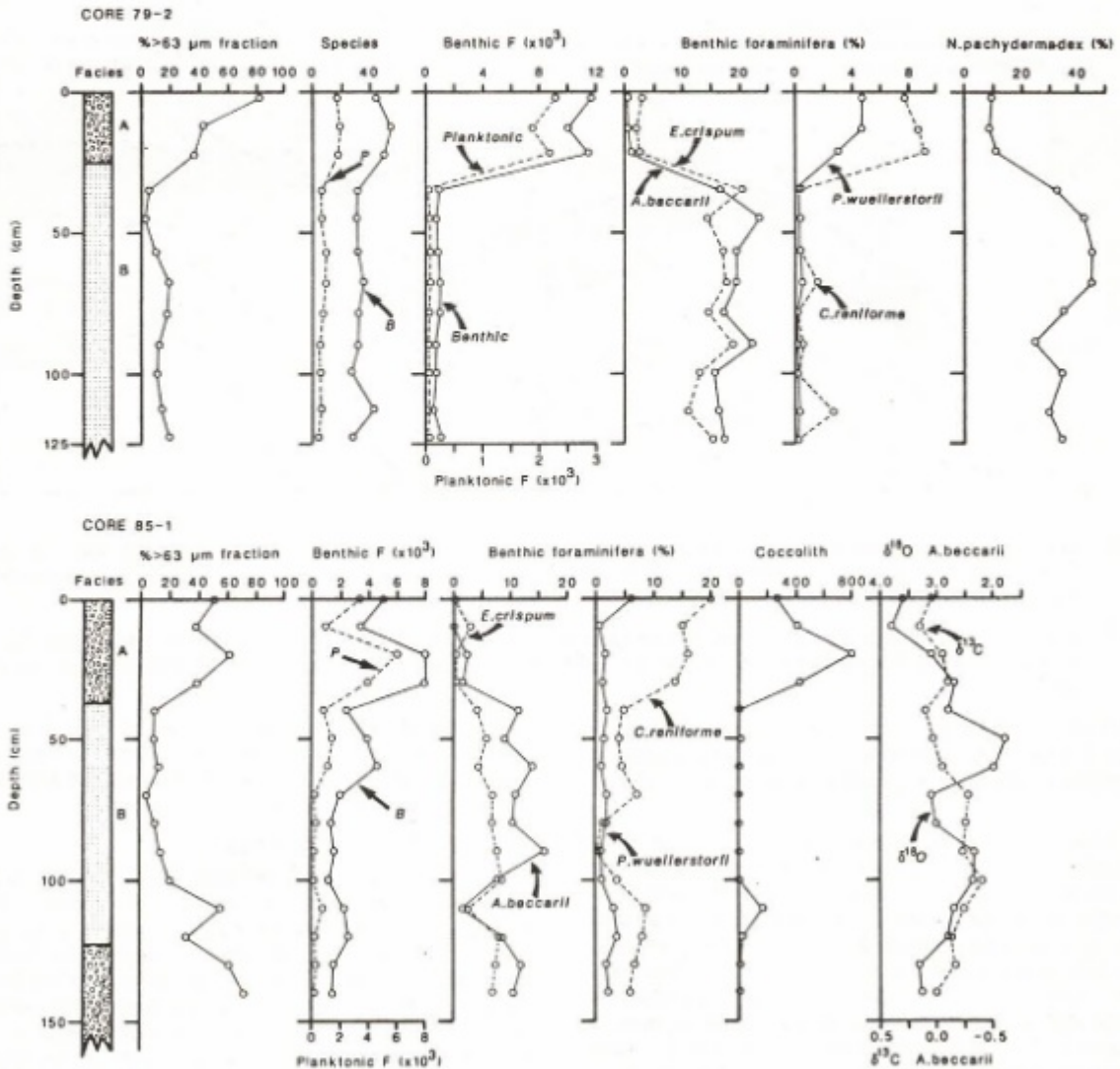


Fig. 26. Radiocarbon dates in yr BP, lithofacies, geochemical and micropaleontological data in cores 79-2 and 85-1.

Şekil 26. 79-2 ve 85-1 nolu karotlardan alınan, yılda BP olarak saptanan radyo karbon tarihleri ile litofasiyes, jeokimyasal ve mikropaleontolojik veriler.

The lowermost muddy sands (facies A) in core 85-1 included planktonic and benthic foraminiferal and coccolith abundances and assemblages similar to those found in the muds with silt laminae (Fig. 26). These data suggest coastal brackish to marine conditions at the core site.

(3) Stable isotopes

Oxygen and carbon isotopic compositions of benthic foraminifera *A. beccarii* were determined in core 85-1 using a VG MM 903 mass spectrometer (Fig. 26). The $\delta^{18}O$ values of the upper ca. 37 cm in the core (facies A) varied from 3.0 to 3.8‰. Foraminifera from the underlying facies B and the deeper facies A yielded oxygen isotopic values ranging from 1.6 to 3.0‰, averaging 2.5‰. In marginal seas and coastal environments, the use of the oxygen isotopes as a chronostratigraphic tool becomes questionable. In these environments the $\delta^{18}O$ values of foraminifera primarily reflect the changes in the $\delta^{18}O$ composition of the sea water in which foraminifera lived. In turn, the $\delta^{18}O$ composition of the sea water is a function of its salinity.

Deep-sea oxygen isotopic data from the eastern Mediterranean (eg. core RC9-181; Fig. 27) shows that during inter-

glacial periods the $\delta^{18}O$ composition of planktonic foraminifera *G. ruber* varied from 0.0 to -2.0‰; with glacial values averaging around 1.0 to 2.0‰. Because the species dependent fractionation of *A. beccarii* is not known, estimates of the geographic variation in the $\delta^{18}O$ composition of the sea water during glacial and interglacial periods cannot be made. Deep-sea record, however, clearly shows that the interglacial $\delta^{18}O$ values are much lighter than those in the glacial periods. Comparison of the $\delta^{18}O$ records of the deep-sea Mediterranean and core 85-1 (Figs. 26, 27) shows that the oxygen isotopic composition in core 85-1 is a mirror image of core RC9-181, with interglacial $\delta^{18}O$ values being much heavier than those of glacial. The heavier $\delta^{18}O$ values in the surface facies A probably represent normal marine shelf conditions; whereas, the observed 1.0 to 1.5‰ depletion in the $\delta^{18}O$ in facies B represents considerable reduction in the salinity of the sea water at the core site during the deposition of facies B. The oxygen isotopic data independently confirms the presence of brackish water conditions during the deposition of facies B suggested by the micropaleontological data. The carbon isotopic data shows similar but much attenuated variations.

(4) Carbon-14 dates

A total of five ^{14}C dated were obtained from 4 cores (Table 2). Mollusc and foraminiferal carbonates from the basal 10 cm of facies A in core 79-2 yielded a data of 7,150 yr BP. A total organic carbon date of 10,660 yr BP was obtained from the to 20 cm of the facies B in core 79-2. The uppermost 10 cm of the facies A in core 85-7 in the Çandarlı Basin yielded an age of 14,000; similarly the base of core 85-4 (facies A) is dated as 14,030 yr BP. The uppermost 10 cm of the facies A underlying the prodelta muds of facies B in core 85-1 gave an age of 20,100 yr BP.

(5) Mineralogy and grain size

X-ray diffraction analyses of the <2 μ m fraction in core 79-2 shows that the principal clay minerals are montmorillonite, illite and kaolinite. No significant differences between the Holocene and Pleistocene sediments were distinguished. Heavy mineral analysis was carried out on the 3-4 Φ size fraction of twelve samples from core 79-2 (Table 3). Heavy mineral abundances are generally between 1 and 4%, but reached 15 and 23% in two samples. The heavy mineral assemblage is dominated by opaque minerals, garnet and amphibole, with lesser amounts of apatite and pyroxene. Opaque minerals are

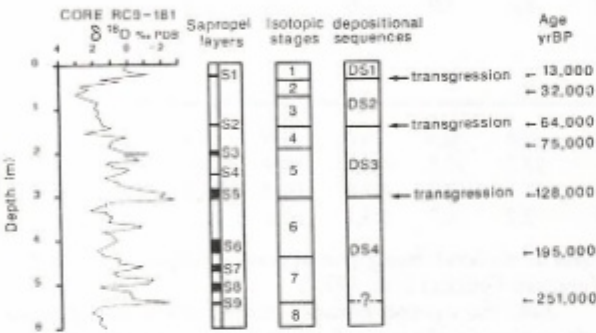


Fig. 27. Oxygen isotopic variations in planktonic foraminifera (*Globigerinoides ruber*) in core RC9-181 (33°25'N, 25°01'E, 2286 m) showing the paleoclimatic record of the eastern Mediterranean Sea (from Vergnaud-Grazzini et al. 1977), sapropel layers (from Cita et al. 1977), sapropel layers (from Cita et al. 1977), ages of isotopic stage boundaries from Shackleton and Opdyke (1976).

Şekil 27. RC9-181 (33°25'N, 25°01'E, 2286 m) nolu karotta planktonik foraminifer (*Globigerinoides ruber*) de oksijen izotopu değişimleri; doğu Akdeniz'in paleoklimatik kayıtlarıyla ilgili bu veriler Vergnaud-Grazzini ve diğ. 1977, sapropel katmanları Cita ve diğ. 1977, izotopik dönem değişim tarihleri de Shackleton ve Opdyke 1976 dan alınmıştır.

Table 2. Carbon-14 dates obtained in cores used for this study. TAM= Tanum accelerator mass spectrometry dates

Çizelge 2. Bu çalışmada kullanılan orlarda karotlarda tesbit edilen Karbon-14 tarihleri. TAM ise "Tanum Accelerator Mass" spektromete tarihleridir

CORE	DEPTH (CM)	^{14}C DATES YR BP	LABORATORY	LAB. NO.	MATERIAL DATED
79-2	12-22	7150 ± 110	Beta Analytical	Beta 6281	shell
79-2	30-63	10660 ± 810	Beta Analytical	Beta 6282	organic carbon
85-1	120-130	20100 ± 420	Beta Analytical	Beta 15248	TAM shell
85-4	150-159	14030 ± 260	Beta Analytical	Beta 15246	TAM shell
85-7	50-59	1400 ± 240	Beta Analytical	Beta 15247	TAM shell

Table 3. Heavy mineral and grain size distribution in two cores from the outer Izmir Bay. Heavy mineral data exclude micas. Sample preparation and heavy mineral identifications are made following the technique described in Aksu (1981).

Çizelge 3. İzmir Körfezi dışında alınan iki karotta ağır mineral ve tane boyu dağılımı. Mikalar bu verilere dahil edilmemiştir. Örneklem ve ağır mineral tayinleri Aksu (1981)'de ayrıntılı olarak açıklanan teknikler kullanılarak yapılmıştır.

Depth (cm) → Minerals (%) ↓	Core 79-5						Core 79-2					
	0	21	45	70	100	125	0	25	50	75	100	120
O. pyroxene	7	7	1	2	1	4	9	12	8	5	7	8
C. pyroxene	12	8	2	1	1	2	16	5	6	8	9	8
Opakes	19	38	74	74	73	70	8	7	17	33	11	7
Altered	6	3	18	18	19	9	2	4	9	6	8	6
Tourmaline	5	1	1	0	0	1	5	7	3	2	7	5
Zircon	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Garnet	23	6	1	2	1	8	37	29	32	26	33	31
Apatite	5	6	1	0	2	2	4	9	7	6	8	6
Amphibole	19	29	2	3	2	5	17	24	16	13	15	27
% heavy	3.6	1.4	15.0	23.0	7.4	3.2	1.4	1.7	4.0	2.8	2.2	2.3
grain size ↓												
% gravel	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2
% sand	31.2	42.6	2.3	2.8	29.7	29.7	82.2	35.2	22.9	31.9	24.0	35.0
% silt	35.8	34.8	52.2	56.3	45.1	45.1	8.2	47.7	54.0	49.9	53.9	46.1
% clay	30.7	22.6	45.5	41.0	25.2	25.2	7.2	16.7	23.1	18.1	22.1	18.8

croplaeontological data from two gravity cores which penetrated the upper part of depositional sequence 2 indicated that these sediments were deposited in a brackish, shallow water environment. Radiocarbon dates from the top of the foresets in depositional sequence 2 suggested that foreset progradation in the area ceased between 14,000 and 10,000 yr BP. There has been little sedimentation since that time and outer Izmir Bay is floored by relict shoreface sands (Aksu and Piper, 1983).

During the Quaternary period, there have been episodes of stagnation in the eastern Mediterranean Sea producing distinctive and correlatable sapropel layers. Several theories have been proposed for the association of sapropel deposition and global climatic fluctuations. Thunell *et al.* (1977) and Vergnaud-Grazzini *et al.* (1977) indicated that sapropels were developed when rising sea-level re-established the communication between the Mediterranean Sea and the Black Sea allowing an influx of glacial meltwater augmented by increased pluvial conditions during the transition from glacial to interglacial conditions.

There are five well defined sapropel layers within the last ca. 150,000 yr record (Cita *et al.* 1977): S1 corresponds to the Holocene transgression (isotopic stage 2/1). S2 corresponds to the transgression at the isotopic stage 4/3 boundary, and S3, S4, and S5 occur at the beginning, middle, and end of isotopic stage 5 (Fig. 27). Uranium-series dating of marine fossils from raised beach terraces around the Mediterranean has indicated high stands of sea level (i.e. comparable to that of present day) during isotopic stages 1 and 5 (Stearns and Thurber 1965), and the occurrence of sapropel layer S2 requires a sea-level rise to at least -40 m (minimum depth of the Bosphorus sill).

Low stand of sea level (-110 m) during the last glacial period is suggested by Stanley and Blanpied (1980) and Aksu and Piper (1983). The oxygen isotopic records of a number of cores from the eastern Mediterranean Sea also suggested low

stands of sea level during glacial isotopic stages 2, 4, 6, and 8 (Vergnaud-Grazzini *et al.* 1977).

Both the sapropel horizons and the major transgressive surfaces between the stacked prograding delta sequences mark periods of rapid sea level rise, although there may not be a one-to-one correlation. Sapropel S1 clearly correlates with the 2/1 transgression (Figs. 27, 28). Two methods are available to estimate the age of the other transgressive surfaces: examination of fault offsets and consideration of total sediment volumes in the progradational sequences.

Fault offsets (discussed later) indicate that the 3/2 transgressive surface is about 5 times older than the 2/1 surface, suggesting an age of some 55,000 years for this surface. This most reasonably correlates with the S2 sapropel at the base of isotopic stage 3, with an age of about 60,000 years. We have little data on fault offsets that cut both the 3/2 and 4/3 transgressions: the limited data suggest that the 4/3 transgression is at least twice as old as the 3/2 and therefore most reasonably corresponds to sapropel S5 in isotopic stage 5e, which was a time when sea levels globally were a little higher than at present.

The total sediment volume associated with depositional sequence 3, to within the limits of our data coverage, appears similar to that in depositional sequence 2. If the sedimentation rates are comparable during these periods, this would suggest that the two sequences were of approximately similar duration. Furthermore, the total volume of sediments in the depositional sequence 2 in the outer Izmir Bay is estimated at 65 km³ (Fig. 16). There may be a similar volume of sediment of this age trapped within the inner parts of Izmir Bay and the modern areas of the Gediz delta. Modern sediment discharge of the Gediz river is of the order of 5 km³ per thousand years. If glacial sediment discharge was at a similar rate and all sediments was trapped within the delta, this suggests that depositional sequence 2 is of 20 to 30 thousand years duration. This

is broadly consistent with the chronology suggested by the fault offsets and the micropaleontological data.

A DELTA PROGRADATION MODEL

In the late Quaternary there has been an alternation of periods of marine transgression with periods of regression, with only short times of stillstand. Many of the transgressions have been rapid, whereas most regressions have been slower. High stands of sea level, corresponding to residual ice only in Antarctica and Greenland, occur at the present time, and also occurred in isotopic stage 5e, and during some earlier interglacials.

(1) Gediz, Bakırçay and Madra

In the present-day Gediz and Bakırçay deltas (depositional sequence 1) the topset to foreset transition occurs around 20 msec (15 m) water depth. An analogous transition occurs at about 150 msec (112.5 m) water depth in depositional sequence 2 of both the Gediz and Bakırçay deltas. The topset to foreset transition in depositional sequence 3 occurs around 225 msec, 75 msec below the transition in depositional sequence 2A. The topset beds of depositional sequence 4 are located about 90 msec below the foreset beds of depositional sequence 3. If the topset to foreset transitions of each delta occurred at around 15 m water depth, and if the extent of sea level lowering during delta progradation is known, the amount of subsidence can be calculated. On the basis of oxygen isotopic records from the world ocean, it appears that the global ice volume at the peak of isotopic stage 2 and at the peak of isotopic stages 4 and 6 were similar (Shackleton and Opdyke 1976), suggesting that the "eustatic" sea-level lowering was of similar magnitude. It is, therefore, assumed that the topset to foreset transition at the top of depositional sequences 2, 3 and 4 developed under conditions of similar lowering of sea level. The difference in elevation between depositional sequences 2 and 4 averages 132 m. Errors in relating this transition to true sea level must be equal at both stratigraphic levels and, therefore, cancel out; errors associated with assuming similar low stand of sea level is probably no more than 15 m. We use 115,000 years as the estimate of the time from the peak of stage 6 to the peak of stage 2. This implies a subsidence rate of 1.15 m per thousand years at the southeastern margin of the Karaburun Basin. The tectonic subsidence calculated here compares favorably with 1.2 m/1000 years suggested by Flemming (1972).

Depositional sequences 2 and 1 illustrate a complete depositional cycle from slow regression through rapid transgression to the modern stillstand of sea level. From the evidence of topset to foreset transition elevations, it is suggested that the depositional sequence 2 developed by delta progradation during a low stand of sea level. During much of this time, sea level was falling slowly, allowing the delta to build forward into deep water. The lowest position of the topset to foreset transition corresponds to the maximum fall of sea level in isotopic stage 2, estimated at -100 to -115 m (Aksu and Piper 1983) in this area. The rapid transgression around the isotopic stage 2/1 transition resulted in deposition of a thin transgressive sediment sheet and the retreat of the deltas far up long coastal bays (Aksu and Piper 1983). Since sea level stabilised about 5000 years ago, the inner parts of these bays have been filled in and the deltas are prograding seaward in equilibrium with modern sea level. With a gradual lowering of sea level, the deltas would continue to prograde seaward. The gradient of the continental shelf is such that a gradual lowering of sea level would not significantly steepen river thalweg (Fig. 5).

The age of the delta lobes within the depositional se-

quence 2 has been estimated on the basis of their total volume and the modern discharge rates of the Gediz river. Lobe 1-2A prograded from the headland of the ancestral bay to a line joining Foça and Karaburun and reached its maximum extent at about 35 000 BP (Fig. 18). At this point Izmir Bay widens rapidly, and opens to an area with much longer wave fetch. The sudden widening of the bay and the increased wave activity probably caused the halting of delta advance. Therefore this period may represent a transitional stage from predominantly fluviially dominated delta to wave dominated Gediz delta. With continued lowering of the sea-level, lobe 2-2A prograded northwestward into the Karaburun Basin (Fig. 18). At about the same time interval lobe 3-2A also prograded northeastward into the Çandarlı Basin. Both lobes 2-2A and 3-2A reached their maximum extent at about 15 000 BP, immediately prior to the post glacial sea-level rise. Similarly, the Bakırçay delta (lobe 1-2B in Fig. 18) prograded westward into the Çandarlı Basin, where during the last phase of the delta advance the distal deltaic deposits of the Gediz and Bakırçay deltas coalesced (Fig. 18). Data from the northern portion of the Çandarlı Basin showed the progradation of a much smaller deltaic sediments, illustrated as lobe 1-2C in Figure 18. This small delta lobe is interpreted as the prograding foresets of the Madra river. In the northern Çandarlı Bay the distal sediments of this delta lobe also coalesce with those of the Gediz and Bakırçay deltas.

The outer Izmir Bay, in water depths of 70 to 110 m seaward of the Holocene Gediz and Bakırçay deltas, has a terrace-like surface morphology that varies in height from 4 to 20 m (3 to 15 m @ 1500 m s⁻¹). The down-side of these terraces are almost always toward deeper water. In 3.5 kHz seismic profiles, they appear lenticular in shape and shingled one on top of the other in the landward direction. The uppermost reflectors of a particular lenticular unit onlaps a non-transparent zone on the landward side; and progrades over the underlying lenticular unit. The non-transparent zone is interpreted to represent the topset zone of the Pleistocene delta. The thickness of each lenticular unit varies between 15 and 30 ms (11.3 and 22.5 m) which, in the area, is the average penetration of the 3.5 kHz penetration. In the air-gun profiles the base of these lenticular units overlies the oblique prograding foresets of the depositional sequence 2. Their lengths are shortest (<1 km) immediately above the shelf break, becoming progressively longer landward (>5 km). Internally they exhibit weak to moderate, semi-continuous reflectors that run parallel to the lower surface of the unit. These lenticular units are interpreted as the coastal onlap deposits of the Holocene transgression.

Several inter-related factors controlled the dynamic equilibrium of the Gediz and Bakırçay deltas from the last glacial maximum to present. During the peak of the last glacial period (ca. 20,000 yr BP) the sea-level was approximately 100 m lower than at present; it started to rise at around 16,000 yr BP with the maximum rise of about 50 m occurring between 12,000 and 8,000 yr BP (Clark *et al.* 1978). Observed fault throws show that the post-glacial sea-level rise around the western Turkey was accompanied by vertical crustal movements, including a subsidence of 1.2 m per 1000 years for the study area. These figures probably increased the actual water depth by 10 to 20 m during the last 10,000 years. The radiocarbon dates suggest that the progradation of the Pleistocene Gediz, Bakırçay and probably the Madra deltas ceased about 11,000 yr BP, but reworking of sands during the transgression continued until at least 7,000 yr BP.

All seismic lines examined from the outer Izmir Bay showed the topset zone of the Pleistocene Gediz delta devel-

oped around 150-180 ms (112.5-135 m) below present sea level. Whereas, this zone in the Pleistocene Gediz delta entering into the Çandarlı Basin is found to occur at about 160 ms (120 m) below present sea level. The topset zones of the Pleistocene Bakırçay and Madra deltas are developed around 140 ms (105 m) and 150 ms (112.5 m) below present sea level, respectively. These sediments were deposited under the repeated agitation of the water by waves and probably long shore currents. Around the present-day outer İzmir Bay and the Çandarlı Basin the average wave height and length are 0.5 m and 100 m respectively, with storm heights of about 2 m and length of 50 m. Sedimentological data in the area suggest that below about 20 m water depth the winnowing effect of the waves are minimal. Therefore, assuming that the prodelta shelf break during the last glacial maxima was at a water depth of about 20 m, the shoreline would have been situated at near the present day 95 m isobath. The stable isotopic data and the shallow-water, brackish benthic foraminiferal fauna found in cores recovered from water depths of 110-150 m suggest that the sea level was at least 100 m lower than at present, independently confirming the sea-level lowering suggested by the seismic data. Comparison of the various proposed sea-level curves showed that vertical uncertainties of 5-15 m, which for the topography of the area would translate into horizontal uncertainties of 1-1.5 km.

In the outer İzmir Bay, the depth of the shelf break (i.e. topset to foreset transition) progressively increases toward the north from about 110 m off Karaburun peninsula to more than 135 m immediately south of the island of Lesbos. No core data is available from the northernmost part of the shelf break, therefore no unequivocal dates can be given for the last phase of the delta advance. However, unless the northern outer İzmir Bay has preferentially subsided, the observed difference in the depth of the topset to foreset transition suggests that the Pleistocene Gediz river first abandoned the northern part of the lobe 2-2A (Fig. 18), perhaps as early as 14,000 yr BP during the early post-glacial transgression. This distributary abandonment during the early sea-level rise was compensated by high or balanced sediment influx so that there was a short stillstand of the delta distributary in the southern outer İzmir Bay. This area shows well-developed and thicker topset zone than the north, perhaps because delta sedimentation was concentrated in this area once effective regression of the shoreline began. Radiocarbon dates in cores recovered from the periphery of the Çandarlı basin penetrating into the topset deposits of the depositional sequence 2A and 2B showed that at about 14,000 yr BP the distributary of the Pleistocene Gediz delta (lobe 3-2A in Fig. 18) was abandoned, however, the distributary of the Bakırçay delta (lobe 1-2B in Fig. 18) remained active until about 10,000 yr BP. This is also supported by the occurrence of the topset to foreset transition in the western Çandarlı Bay at about 120 m, approximately 10 m below the same transition in the outer İzmir Bay.

The lenticular units of the coastal onlap deposits predominantly occur between 70 and 100 m isobaths. Published sea-level curves (Clark *et al.* 1978) suggest that approximately 25 m of sea level rise occurred between 16,000 and 11,000 yr BP, which assuming that the thickness of sediments accumulated during that time was compensated by tectonic subsidence, would put the 11,000 yr BP shoreline around the 70 m isobath. If the pre-transgression bottom topography of the area was similar to that of the present day, a metre rise in sea-level around the outer İzmir Bay would be translated into about 125 m of coastal retreat. From about 70 to 50 m isobaths, the slope of the outer bay is much gentler, so that a metre rise in the sea-level would produce about 750 m coastal retreat. During the rapid rise of sea-level from about 11,000 to 8,000 yr BP,

delta progradation would be more difficult in the İzmir Bay, primarily because the sediments carried by the river would be dispersed over a much larger area. Thus, foreset progradation ceased and sediments were probably reworked and redistributed along the generally regressing coastline by waves and long shore currents, accounting for the lack of well-defined lenticular units landward of the 70 m isobath.

Published sea-level curves suggest that by around 6,000 yr BP the coast line would have retreated to approximately the 20 m isobath, except that part of the present Gediz and Bakırçay delta plains may also have been flooded. According to the account of Plinius, Gediz river discharged near the city of Temonos some 3,000 yr BP. The delta prograded westward from about 3,000 to 2,000 yr BP forming the Maltepe and Mirmekes delta sub-lobes. From about 2,000 to 100 yr BP the delta progradation was mostly toward the southwest through the Değirmentepe, Kokala, Pelikan and Karşıyaka channels.

During a full cycle of high to low to high sea levels the Gediz and Bakırçay and probably the Madra deltas prograded approximately 40-65 km from the heads of bedrock-defined bays out to the shelf break and back to the heads again. Similar transgressive and regressive cycles would occur during every high to low to high cycle of sea level change. In our seismic profiles we recognise repeated cycles similar to this late-glacial to Holocene cycle. Periods of regression, stillstand, or slow transgression are marked by delta progradation. In our records, only the final phases of such progradation are visible near the modern shelf break, deposited shortly before rapid transgression terminated a depositional cycle.

Following the major transgression between isotopic stages 6 and 5e to a sea level stand above that of the present, delta fluctuations associated with the variations in sea level during isotopic stage 5 occurred within the ancestral İzmir Bay and are thus not recognised in our seismic profiles (because of multiples). During this sea-level high stand sapropels S3, S4 and S5 are deposited in the eastern Mediterranean. Only after continued deposition through stages 5 and 4, without any extreme marine high stands, did the deltas prograde to the outer shelf area. Continuing relatively low stands of sea level throughout stages 4, 3, and 2 mean that a fuller record of sea level fluctuation is preserved on the outer shelf during this time.

The Çandarlı Basin does not display such a long stratigraphic history as the outer Gediz delta. Our seismic profiles penetrate only to depositional sequence 3. The present day bathymetry of the region suggests that during the low stands of sea levels (-110 m; Aksu and Piper 1983), brackish or lacustrine conditions prevailed in Çandarlı Basin. The Bakırçay delta rapidly prograded westward in depositional sequences 3 and 2, largely filling a once larger Çandarlı Basin. Similarly the Madra delta prograded southward filling the northern portion of the Çandarlı Basin, at about the same time, a distributary of the Gediz delta temporarily occupied the western portion of Çandarlı Bay. This is clearly seen in Figure 8 where the distal deltaic deposits of the Gediz and Bakırçay river systems coalesce in Çandarlı Basin.

(2) Büyük Menderes and Küçük Menderes

Because we have good seismic coverage of Pleistocene delta formation only in the Küçük Menderes delta, we use this delta as an analogue for examining controls on wave dominated delta sedimentation. Depositional sequence 2 prograded during a gradual fall in sea level corresponding to isotopic stages 3 and 2. The overlying transgressive surface was formed during the Pleistocene to Holocene transgression (at the end of isotopic stage 2). Depositional sequence 1 accumulated during relatively stable sea-level conditions in the late

Holocene. The age of the lobes within depositional sequence 2 has been crudely estimated on the basis of their total volume and modern discharge rates of the river; this suggests that lobe 2C reached its maximum extent about 44 000 BP, lobe 2B at 30 000 BP and lobe 2A at 15 000 BP.

Lobe 2C prograded during the initial stages of the fall in sea level from the stage 3 high at about -40 m. The elevation of the distal part of lobe 2C indicates that it formed when sea level was at about -80 m. This lobe is estimated to have prograded from the headlands to its maximum extent in about 15,000 years. Progradation of the lobe terminated at the line joining Cape Söğüt to Cape Karga (Fig. 23) which represents the next position seaward of the modern coastline at which the Küçük Menderes graben widens rapidly. The halting of delta advance at this position may, thus, represent a time when wave reworking was more important than fluvial processes. Lobe 2B prograded southwestward over lobe 2C, representing a return to fluvial dominance, perhaps as a result of more rapidly falling sea-level. Lobe 2B prograded for about 14,000 years reaching its maximum extent at around the present day 100 m isobath. At this time the distributary probably became over-extended, and eventually the Küçük Menderes river was diverted into a northwesterly course. Lobe 2A shows clear evidence of the progradation of a number of separate sub-lobes, similar to those observed in the Holocene Büyük Menderes delta. Progradation was terminated by the rapid post-glacial sea-level rise.

All seismic lines examined showed the topset to foreset transition in lobe 2A developed around 150-160 ms (112.5-120 m) below present sea level. It is difficult to precisely determine the amount of sea-level lowering from these data. The fault offsets in depositional sequence 3 suggest subsidence rates of 0.5-1 m per 1000 years, or 10-20 m since deposition of lobe 2A. The topset to foreset transition at the modern delta mouths occurs close to sea-level, but is at 10-20 m water depth on the wave cut platforms away from active mouths. The sandy Pleistocene topset sediments that were cored were deposited in a shallow coastal environment probably under the influence of waves, and thus, represent a depth range of a few metres to 20 m. Thus, the maximum Pleistocene sea-level lowering (some 20,000 yr BP) was about -110 m.

The very thin transgressive sediment sequence in the outer part of the Gulf of Kuşadası reflects the rapid sea-level rise from 16 000 to 8000 yr BP and implies that bottom topog-

raphy of the Gulf of Kuşadası was similar to that of present day. During this early stage of the transgression foreset progradation did not take place, and sediments carried by the river were probably reworked and redistributed by waves and long-shore currents. The ridge situated immediately landward of the shelf break (Fig. 7) probably represent a former barrier island system developed and drowned during this rapid transgression. As the sea level rose, the broad drowned delta platform damped the waves, so that more time would be required to build a barrier of the same size. Thus, the next evidence for prominent barrier island growth is seen after the rate of transgression had decreased. Barrier complexes are seen at the margin of the gulf, where they would be concentrated by littoral drift, in less than 70 m of water, and become widespread in the central part of the gulf only in water depths of less than 50 m.

Maximum transgression probably occurred around 6000 yr BP and the entire modern delta plains were flooded. Around 3000 yr BP, the shorelines in Küçük and Büyük Menderes deltas were situated east of Syrie Island and Dede Dağ, respectively (Figs. 3,4).

Archaeological and historical data suggest average delta progradation of 3 m a⁻¹ over the last 3000 years for the Küçük Menderes rivers. Average delta progradation rates in depositional sequence 2 were less than 0.5 m a⁻¹. The large difference between the progradation rates during the last 3000 years and during the Late Pleistocene is due to both the geometry of the depocentre and its paleobathymetry, because the shelf area in which progradation took place during the late Pleistocene is much less constricted than the graben enclosing the modern delta plain. It is not clear whether the changes in the hinterland associated with climatic changes had increased or decreased the rate of erosion.

DISTRIBUTION OF FAULT-BOUNDED BASINS

(1) Gediz, Bakırçay and Mavra

Many normal faults cut these complex deltaic sequences, and some are marked by surface breaks at the sea bed. In most faults, throws increase with subbottom depth, suggesting continual movement. Increased sediment accumulation on the downthrown side of some faults further suggests syn-

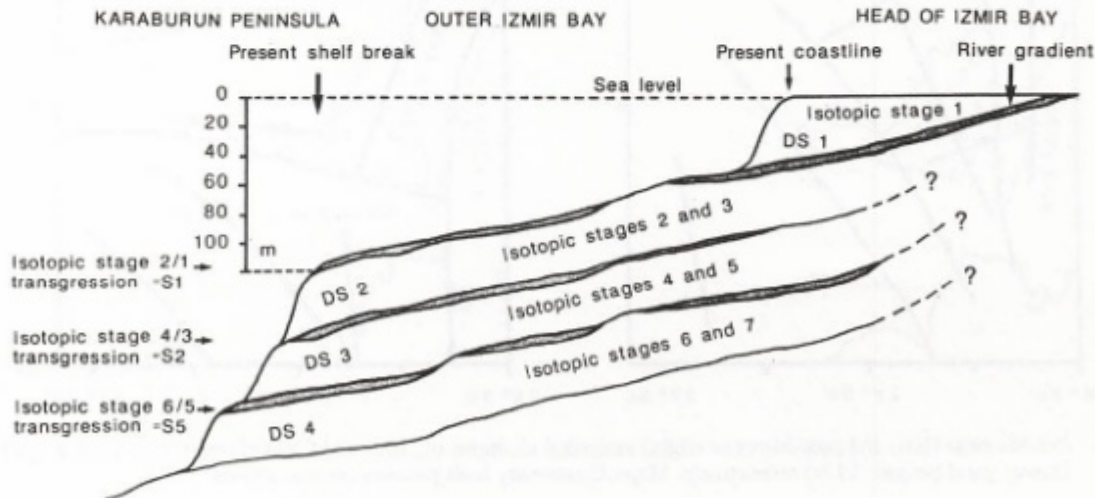


Fig. 28. Schematic illustration of depositional sequences as related to sea level changes in the Quaternary period.

Şekil 28. Kuaterner dönemindeki deniz seviyesi değişimleriyle ilişkili depolanma istiflerinin şematik gösterimi.

depositional vertical movements. The relative offset of the 2/1 and 3/2 transgressive surfaces (Fig. 28) by these faults can be used to estimate the relative age of the two surfaces. In the Gediz and Bakırçay deltas, the offset of the 3/2 surface ranges from 3 to 6 times that of the 1/2 surface on any particular fault, with an average of 4.5 times. Assuming that the rate of movement on the faults is constant, this suggests that the 3/2 transgression surface is 4 or 5 times as old as the Holocene transgression surface.

Our grid of seismic lines is sufficiently dense to map the distribution of major faults in the Gediz and Bakırçay deltas. Figure 16 illustrates the most prominent faults that cut the reflector separating the depositional sequences 2 and 3. A series of NNW trending faults run approximately parallel to the present day coastline, forming the boundary of İzmir graben. Similarly, two major fault systems bound the eastern and western peripheries of the Çandarlı Basin. The southern extension of the major fault immediately east of the Karaburun peninsula can be correlated with the Karaburun-Ayvacık fault system. Kaya (1982) suggests that this fault system runs due north approximately paralleling the 26°38' N longitude, from the western Gölbaşı Bay to the eastern end of Lesbos Island (Fig. 29). The seismic data presented here show no evidence of a major fault system that crosses İzmir Bay, and suggest that the western boundary fault in the Çandarlı Basin may be correlated with the major Lesbos fault (Figs. 16,29).

The pre-Miocene tectonic framework (Fig. 29) is characterized by north-northeast trending fault blocks which have been interpreted as deep crustal fractures (Kaya 1981). These faults are cut orthogonally by a predominantly west-northwest running fault system. The latter fault system is the result of Late Miocene extensional tectonics and constitutes the earliest framework of the present day east-west aligned graben systems of western Anatolia (Kaya 1981). Comparison of the pre-Miocene and post-Miocene structural elements of the study area (Fig. 29) shows that only a limited number of pre-

Miocene faults were active during the Quaternary period. The fault data discussed here indicate that in İzmir Bay and Çandarlı Basin, the Quaternary tectonic subsidence took place along a reactivated pre-Miocene structural fabric. The data also suggest that the subsidence may be strongly influenced by the loading effect of the advancing deltas during the low stands of sea levels.

(2) Büyük Menderes and Küçük Menderes

High angle-normal faults also cut the depositional sequences 2 to 4 in the Küçük Menderes delta (Fig. 7). In a few places faults also cut depositional sequence 1, forming distinct steps at the sea floor. The frequent seismic profile crossovers allow correlation of faults over the Gulf of Kuşadası. The most prominent faults that cut the reflector separating depositional sequences 2 and 3 are mapped in Figure 22. The tectonic framework of the Gulf is characterized by a network of roughly E-W trending faults. North of 37°55' N latitude all major faults have their downthrown sides to the south, whereas in the southern part of the Gulf faults are downthrown to the north. These faults thus, form a major E-W graben system in the centre of the Gulf of Kuşadası (Fig. 22). Fault throws in depositional sequence 3 of about 150 ms (112.5 m) are observed in the central Gulf, whereas throws are less than 50 ms (37.5 m) in the northern and southern Gulf.

DEFORMATIONAL STRUCTURES

Several structures related to post-sedimentary deformation are identified in the seismic profiles, including peripheral slumping, deep-seated flowage and soft sediment deformation related to faulting. Peripheral slumping is identified in the 3.5-kHz profiles where displacement of coherent masses, with little or no internal deformation, rotated downslope along discrete shear planes. This is best observed in sediments immediately seaward of the topset to foreset transition of the deltas. Rotational slumping was probably triggered by seismic activity and occurred where slopes were oversteepened by rapid

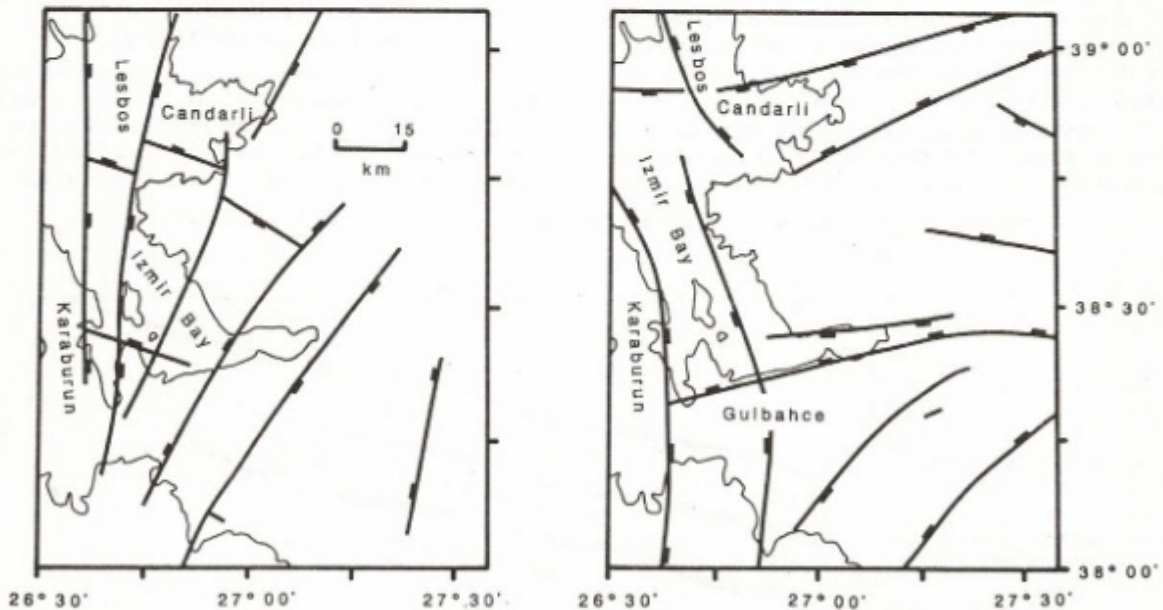


Fig. 29. Pre-Miocene (left) and post-Miocene (right) structural elements of İzmir and Çandarlı bays, data from Kaya (1981) and Dewey and Şengör (1979) respectively. Major Quaternary fault patterns are also shown.

Şekil 29. İzmir ve Çandarlı körfezinin Miyosen öncesi (Kaya, 1981) (sol) ve Miyosen sonrası (Dewey, Şengör, 1979) (sağ) yapısal elementleri, Kuvaterner dönemine ait belirgin faylanmalar da dahil edilmiştir.

deposition of river mouth sediments.

Deep-seated flowage is commonly observed in seismic profiles running adjacent to major faults. The distal end of depositional sequence 3 in the outer Izmir Bay, immediately below the present day shelf break, exhibits a seismic package with internally undulating reflectors that run nearly parallel to each other (Fig. 30). Occasional diapiric folds also occur within this package as isolated blocks. The inflection of the sea floor, as well as at the base of depositional sequence 2 landward of the shelf break, suggests that considerable subsidence took place in this area. These deformational features are seen only in line I-I' (Fig. 30), which runs parallel to the Karaburun-Ayvaci fault (Fig. 16); a seismic line less than 10 km northeast (G-G') shows no evidence of deep-seated flowage (Figs. 15,30). Comparison of sediment thickness between lines I-I' and G-G' shows that in the deformed section depositional sequence 3 is about 30 msec (24 m @ 1600/sec two-way time) thinner. The seismic character of depositional sequence 3 suggests that the deformation took place during the last phase of delta progradation of depositional sequence 2, possibly due to loading effects coupled with movement along the Karaburun-Ayvaci fault. Similar deformation is also seen in depositional sequence 4 (Fig. 30). Figure 30 also shows several fault related soft sediment deformations.

DISCUSSION

All four deltas discussed occupy the heads of major east-west grabens that extend from the continent to the adjacent continental shelf and back-arc basin. Although the sea level has fluctuated by over 100 m during their late Quaternary growth, even at low stands of sea level, the deltas would have formed at the head of an elongate marine bay within a graben (Fig. 1), where the 100 m contour approximates the Late Pleistocene shoreline.

Fluvial and deltaic graben sediments are major components of the thick post-orogenic sediment sequences that accumulate in many successor basins. These deltas thus, occupy a tectonic setting that is common in the geological record, for example in the Carboniferous strata of Europe and eastern Canada. The fluctuations in sea level during the Pleistocene provide a natural laboratory to understand how sea-level changes (whether eustatic or epirogenic) affect delta architecture and sediment facies. Similar fluctuations in sea level probably affected delta growth at earlier times of major glaciations, such as the Late Ordovician and the Permo-Carboniferous.

Despite their apparent sheltered settings within grabens, the morphology of the present-day Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas and the Pleistocene Gediz and probably Bakırçay deltas indicates that they are high destructive, wave dominated deltas. In the microtidal setting of the Mediterranean, wave process predominate over tidal processes. Offshore gradient and fetch are sufficient to permit significant wave activity, despite the presence of offshore islands (horsts) which limit the effectiveness of deep water waves. The regional channel gradients are maintained by tectonic subsidence, so that at times of falling sea level, braided river courses may extend over much of the delta plain. Very steep foresets close to river mouths represent delivery of sand to the prodelta slope. Much of the delta progradation takes place by deposition of mud on the prodelta slope; this process predominates at times of delta progradation with a stable sea level, when meandering channels and extensive delta plains trap much of the coarse sediments upstream. Both archaeological data (Figs. 2, 3, 4) and seismic analysis (Figs. 18, 23) show that even within a narrow graben the delta progrades through lobe growth, first on one side of the graben, then on the other side.

Places where the graben widens rapidly, such as at the present coastline of the Küçük Menderes, are sites of maximum wave activity. As a result, during successive transgressions and regressions, delta progradation will tend to pause at such points, leading to the development of thick barrier sand complexes as delta mouth sediments are reworked. Such sites, which are tectonically controlled, may thus preferentially develop sand facies during basin subsidence.

Rapid transgressions are a feature of the Quaternary as a result of rapid retreat of terrestrial ice-sheets. They result in rapid retreat of the delta shoreline over distances of many tens of kilometres. There is no evidence for delta mouth progradation during these transgressions, which produce a thin transgressive sand sheet over the surface of the delta. Because progradation is inhibited during the rapid transgression, initial deposition following the stabilization of sea level takes place in a highly sheltered environment, and the delta builds into relatively shallow water, so that progradation is rapid. Both the sheltered position and rapid progradation inhibit the development of sandy beach ridges.

CONCLUSIONS

Seismic reflection profiling and geological studies have shown that delta architecture in rapidly subsiding basins in western Turkey is largely controlled by glacially induced changes in sea level. Major interglacials of tens of thousands of years duration (such as in isotopic stages 1 and 5) are marked by major transgressions during which thin lenticular coastal deposits accumulate as the shoreline retreats. At the maximum extent of the sea, the transgression extended up shallow alluvial valleys in which islands and bedrock promontories protect the coast from direct wave attack. The subsequent initial progradation phase is rapid in the shallow sheltered waters. In the case of the Holocene transgression this progradation phase occurred in classical times, ending about 100 AD as the coastline reached a position exposed to south-westerly winds. In the Gediz delta, Izmir Bay is larger and deeper and has not yet been completely filled.

Holocene Büyük Menderes illustrates the style of progradation of a wave-dominated delta entering deeper water. Successive delta lobes build out as the river mouth shifts, and abandoned lobes are subjected to erosion. Barrier beaches develop as abandoned river mouth sands are re-dispersed. The transition from topset to foreset strata occurs in water depths of a few to ten metres. Holocene Gediz, however, illustrates the style of progradation of a river-dominated delta entering deeper water. There are at least six shifts in the position of the Gediz mouth during the last ca. 3,000 years and abandoned delta-top channels can be correlated with submarine delta lobe sequences.

The continental shelf and slope in the grabens of western Turkey developed as a result of similar delta progradation during Pleistocene glacial periods when sea level was generally tens of metres below that of interglacials. Fluctuations in sea level are recorded in changes in the elevation of topset to foreset transitions, but no major transgressions are recognized except during full interglacials.

The continental shelf around the Aegean Sea shows considerable variations in width (Fig. 31). It varies from less than 5 km along the east and west Peloponnese, east of Evvoia Island and off southwest Anatolia to 40-60 km along the northern Aegean Sea and western Anatolia. The depth of the shelf break is around 110-170 m and gentle slopes lead to depths of 300-500 m. At these depths a second break in the slope gradient occurs and steeper slopes lead to troughs

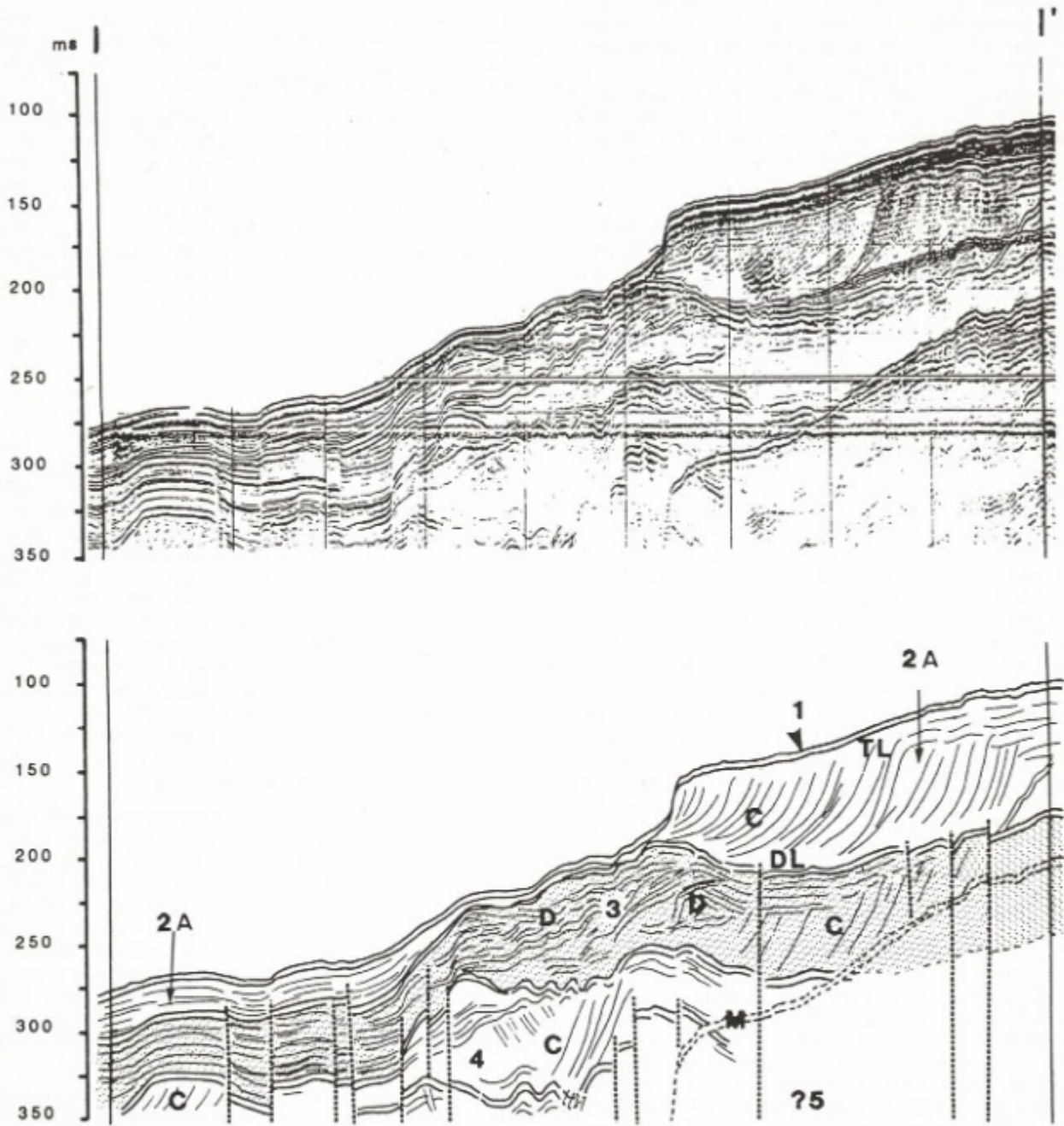


Fig. 30. Air-gun seismic profile (I-I') across the shelf break off Izmir Bay. Location is shown in Figure 2. 1 to 4 are depositional sequences; 2A is the depositional sequence related to the progradation of Gediz delta. TL= toplap, DL= downlap, C= clinoforms, M= multiple, D= sediment deformation, dashed lines= faults. Profile is about 14 km long, vertical exaggeration= 37.

Şekil 30. İzmir Körfezi açıklarından alınmış hava tabancası sismik profili (I-I'). Kesit konumu Şekil 2'de verilmiştir. 1-4 depolanma istifleri olup, 2A Gediz Deltasının ilerleyişi ile ilgili depolanma istifidir. TL= toplap, DL= downlap, C= klinoformlar, M= tekrarlı yansımalar, D= sediment deformasyonu, kesikli çizgiler= faylar. Profil uzunluğu 14 km olup, düşey abartma ise 37'dir.

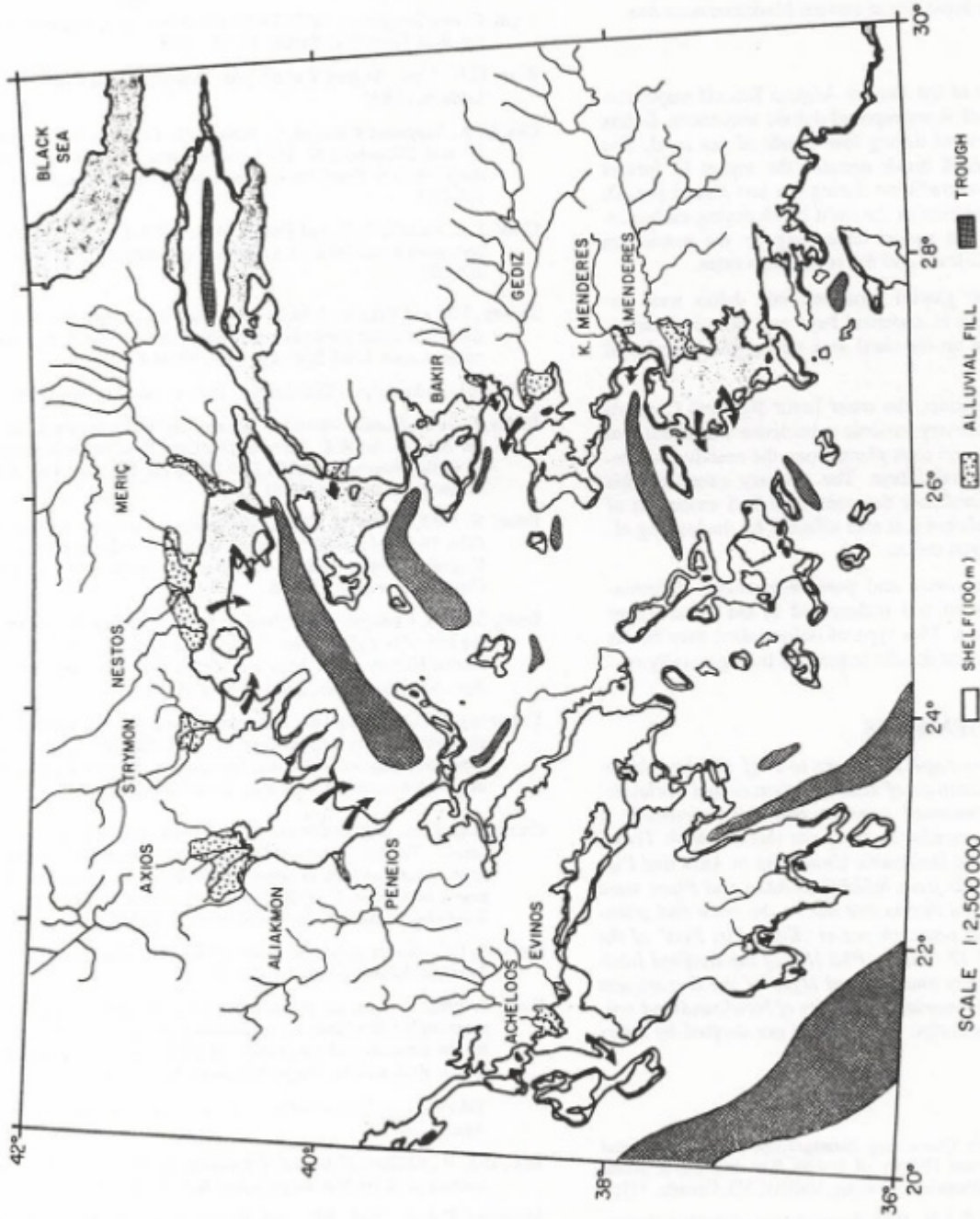


Fig. 31. Map of the Aegean Sea and adjacent regions showing coastal areas of subaerial alluvium, continental shelves resulting from delta progradation, and deeper troughs accumulating turbidites.

Şekil 31. Ege Denizi ve çevresinde kıyusal alüvyon birikim alanları, delta ilerlemesiyle oluşan kıta sahanlığı ve türbidit birikimlerinin olduğu derin havzalar.

where water depth exceeds 1500 m. The widest shelves occur off the mouths of major rivers, suggesting that the growth pattern observed in the deltas discussed in this paper may be general. It is suggested that similar delta progradation has occurred off most major rivers during maximum low stands of the sea-levels. The sediment distribution pattern and the relationship between major depositional features and sea-floor morphology studied in the eastern Aegean Sea may thus serve as a model for many areas of the eastern Mediterranean Sea.

SUMMARY

- (1) The shelf area of the eastern Aegean Sea off major rivers is formed of superimposed deltaic sequences. Deltas prograded seaward during low stands of sea level. The present day shelf break denotes the topset to foreset transition of progradation during the last glacial period. The relative position of the shelf break during earlier interglacial periods varied depending on the maximum lowering of sea level and the subsidence rates.
- (2) Following post glacial transgressions deltas were re-established deep in ancestral bays and little sedimentation took place on the shelf area during the interglacial periods.
- (3) In Gulf of Kuşadası, the outer İzmir Bay and Çandarlı Basin the Quaternary tectonic subsidence was about 1 m per 1000 years and took place along the reactivated pre-Miocene structural fabric. The primary cause of this subsidence is probably the continued N-S extension of the Aegean plate but it is also affected by the loading effect of the stacked deltas.
- (4) Penecontemporaneous and post sedimentary deformations are common and widespread in the Quaternary deltaic sequences. This type of deformation may be far common in ancient deltaic sequences than generally recognized.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors owe special thanks to Prof. Dr. Erol İdar, the Director of the Institute of Marine Sciences and Technology; without his continued support and encouragement it would have been impossible to carry out this research. Travel funds from NATO and Dalhousie University to Aksu and Piper, and research funds from NSERC to Aksu and Piper were acknowledged. Special thanks are due to the crew and scientific personnel of the research vessel "Koca Piri Reis" of the 79-IZ, 84-IZ and 85-IZ cruises. Phil Hill of the Bedford Institute of Oceanography and Richard Hyde of the Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland critically read the manuscript. Text figures are drafted by Larry Nolan.

REFERENCES

- Aksu, A.E. 1981. Late Quaternary Stratigraphy, Paleoenvironment and Sedimentation History of Baffin Bay and Davis Strait. PhD Thesis, Dalhousie University, Halifax, NS, Canada, 771p.
- Aksu, A.E. and Piper, D.J.W. 1983. Progradation of the late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Mar. Geol.* 54, 1-25.
- Aksu, A.E. 1985. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103: preliminary results. In: Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean. Geological Survey of Canada, Paper 84-22, 115-124.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. and Konuk, T. 1987a. Late Quaternary tectonic and sedimentation history of outer İzmir and Çandarlı Bays, western Turkey. *Mar. Geol.* 76, 89-104.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W., and Konuk, T. 1987b. Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey. *Sediment. Geol.* 52, 227-250.
- Angelier, J., Dumont, J.K., Karamandereci, H., Poisson, P., Şimşek, S. and Uysal, S. 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics* 75, T1 - T9.
- Arpat, E. and Şaroğlu, F. 1975. Türkiye'deki bazı genç tektonik olaylar. *Bull. Geol. Soc. Turkey* 18, 91 - 101.
- Bean, G.E., 1966. Aegean Turkey - An Archaeological Guide. Benn London, 288 p.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, D., Chamley, H., Ciaranfi, N. and D'Onofrio, S. 1977. Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean. *Quat. Res.* 8, 205-235.
- Clark, J.A., Farrell, W.E. and Peltier, W.R. 1978. Global changes in post-glacial sea level: a numerical calculation. *Quat. Res.* 9, 265-287.
- Dewey, F.J. and Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84-92.
- EİET 1981. Elektrik İşleri Etüd İdaresi, 1981 su yılı akım neticeleri.
- Eisma, D. 1978. Stream deposition and erosion by the eastern shore of the Aegean. In: W.C. Brice (Editor), *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age*. Academic Press, London, 67-81.
- Eriş, S. 1955. Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. (The Morphology of Gediz and Küçük Menderes deltas). IX Coğrafya Meslek Haftası Tebliğler ve Konferanslar, Türkiye Coğrafya Kurumu I, 33-66.
- Eriş, S. 1978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of last glacial. In: W.C. Brice (Editor), *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age*. Academic Press, London, 87-110.
- Flemming, N.C. 1972. Eustatic and tectonic factors in the relative displacement of the Aegean coast. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, 189-201.
- Galanopoulos, A. and Delibasis, N. 1971. Seismotectonic map of Greece. The Seismological Institute of the National Observatory of Athens and the Institute for Geology and Subsurface Research of Greece. Published by: The Institute for Geology and Subsurface Research, Athens, Greece., 1:100,000 scale.
- Kaya, O. 1981. Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. *Newsl. Stratigr.* 10(3), 164-191.
- Kaya, O. 1982. Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgelerinin yapısı ve magmatizmi için olası bir mekanizma (A possible mechanism for the structure and magmatism of the eastern Aegean region). In: O. Erol and V. Oygur (Editors), *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması*. Türkiye Jeoloji Kurultayı Paneli, Ankara, 39-58.
- Lykousis, V., Collins, M.B. and Ferentinos, G. 1981. Modern Sedimentation in the NW Aegean Sea. *Mar. Geol.* 43, 111-130.
- Mitchum, R.A.Jr., Vail, P.R. and Thompson III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global change of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 25, 53-62.
- Piper, D.J.W. and Panagos, A.G. 1981. Growth patterns of the Acheeloos and Evinos deltas, western Greece. *Sediment. Geol.* 28, 111-132.

- Russell, R.J. 1954, Alluvial morphology of Anatolian Rivers. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 44, 363 - 391.
- Saatçi, F. and Taysun, A. 1979, Kemalpaşa, Turgutlu ve Salihli civarındaki bazı yan derelerin farklı zamanlardaki iyon ve sediment konsantrasyonlarının değişimi üzerine araştırmalar. (The ion and sediment concentrations of some small rivers near Kemalpaşa, Turgutlu and Salihli). *Ege University, Faculty of Agriculture Bulletin* 16, 17-40.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. 1976, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 Late Pliocene to latest Pleistocene. In: R.M. Cline and J.D. Hays (Editors), *Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and paleoclimatology*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 145, 449-464.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C. 1980, Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black Sea. *Nature* 285, 537-541.
- Stearns, C.e. and Thurber, D.L. 1965, Th-230 and U-234 dates of Late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria* 7, 29-42.
- Thunell, R.C., Williams, D.F. and Kennett, J.P. 1977, Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Mar. Micropaleontol.* 2, 271-388.
- Thunell, R.C. 1978, Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.* 3, 147-173.
- Topraksu 1980, Topraksu İstatistik Bülteni No: 305. Topraksu Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara, Turkey.
- Unesco 1969, Discharge of Selective Rivers of the World. *Studies and Reports in Hydrology* 1, 70p.
- Venkatarathnam, K., Biscay, P.E. and Ryan, W.B.F. 1972, Origin and dispersal of Holocene sediments in the eastern Mediterranean Sea. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, 455-469.
- Vergnaud-Grazzini, Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. 1977, Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the Late Quaternary. *Mar. Micropaleontol.* 2, 353-370.

GÜÇ SPEKTRUMUNUN SP YÖNTEMİNDE KÜRE MODELİNE UYGULANMASI

Application of Power Spectrum to a Sphere Model in the Self-Potential Method

Zafer AKÇİĞ*, Rahmi PINAR* ve E. Uğur ULUGERGERLİ*

ÖZET

Potansiyel alan verilerinin (gravite ve manyetik) dalga-sayısı ortamında değerlendirilmesi için süzgeçleme ve güç spektrumu teknikleri kullanılmaktadır. Uzun yıllardan beri güç spektrumu yönteminde yapılan araştırmalar, anomaliye neden olan yapı parametrelerinin spektrum üzerindeki etkilerinin belirlenmesi ve bu parametrelerin saptanmasına yöneliktir.

Son yıllarda gelişen SP yöntemine, güç spektrumu uygulaması ise bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Bu amaca yönelik olarak küre şekilli bir cismin analitik bağıntısından yararlanarak kuramsal spektrumu hesaplanmıştır. Elde edilen bağıntıdan, küre şekilli yapının parametrelerinin spektrum üzerindeki denetimleri araştırılmış ve spektrum eğrisinin eğiminden yararlanarak da anomaliye neden olan kaynağın derinliğinin saptanabileceği gösterilmiştir.

ABSTRACT

Filter and power spectra techniques are used to interpret the potential field data (gravity and magnetics) in the frequency domain. Investigation on the power spectrum techniques have up to now, been on the determination of the influence of the causative body parameters on the power spectrum and determination of such parameters.

Power spectrum is applied to the recently improved self-potential method in this study. Theoretical power spectrum was calculated for a sphere from the analytical equations developed for this purpose. The influence of the sphere shaped structures, on the spectrum parameters is investigated using the equations developed for such structures and the depth of the spherical body is estimated from the slope of the spectrum curve.

GİRİŞ

Günümüze değin yapılan çalışmalar sonucu, potansiyel alan verilerinin (gravite ve manyetik) dalga-sayısı ortamı davranışları ortaya konmuştur. Elde edilen bulgulardan yararlanarak, bu davranışları denetleyen yapı parametreleri ve özellikleri saptanmıştır. Bu özellikler yardımıyla anomaliye neden olan yapının parametrelerinin (derinlik, kalınlık vb.) bulunabileceği gösterilmiştir. Bu konuya ilişkin yayınlar günümüzde yaygın bir kaynakça oluşturmaktadır (Dean 1958, Bhattacharya 1965 ve 1966, Spector ve Bhattacharya 1966, Spector ve Grant 1970, vd.).

Gerek uygulama kolaylığı, gerekse sonuçlardaki başarısı nedeni ile doğal gerilim (SP) yöntemi, son yıllarda geniş bir uygulama alanı bulmuştur. Yöntem özellikle jeotermal alanlarda, su aramalarında (tatlı-tuzlu su girişimlerinin saptanmasında) ve sülfürlü minerallerin aranmasında yaygın olarak kullanılmaktadır.

Yöntem; ucuzluğu ve uygulama kolaylığı açısından arazi çalışmalarında uygulanan ilksel bir yöntem olma özelliğini

taşımaktadır. Bu nedenle SP anomalilerinin değerlendirilmesi amacına yönelik çalışmalar son on yılda artmıştır. Araştırmacılar Bahattacharya ve Roy (1981) küre ve silindir model anomalilerinin parametrelerinin hesaplanabilmesi için nomogram yöntemini geliştirmiştir. Dilim ve silindir şeklindeki bir yapının SP anomalisinin değerlendirilmesi için benzer nomogram ise Murty ve Haricharan (1985) tarafından hesaplanmıştır. SP belirtilerinin değerlendirilmesinde, Babu ve Rao (1987) değişik bir yaklaşım getirmişlerdir. Söz konusu araştırmacılar, Marquardt (1963) algoritmasını kullanarak küre, silindir ve dilim şekilli yapıların parametrelerini saptamışlardır.

Bu çalışmada ise doğal gerilim SP verilerinin, dalga-sayısı ortamı davranışlarının araştırılması amaçlanmaktadır. Bu amaç doğrultusunda küre şekilli bir cismin oluşturacağı gerilimin, kuramsal bağıntısından yararlanarak dalga-sayısı ortamı çözümleri yapılmıştır. Bu çözümlerinin ışığı altında, anomaliye neden olan yapı parametrelerinin etkileri araştırılmış ve elde edilen sonuçlar tartışılmıştır.

* D.E.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Bornova-İZMİR

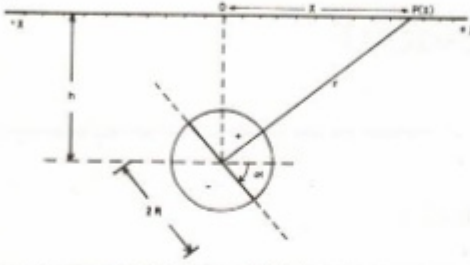
KÜRE BİÇİMLİ YAPILARIN DOĞAL GERİLİM BELİRTİLERİ VE SPEKTRUMLARI

Merkez derinliği h , yarıçapı R olan kürenin (Şekil 1) yeryüzündeki izdüşümünden x uzaklığında oluşturacağı gerilim

$$v(x) = \frac{\Delta V R^2}{2} \left[\frac{h \cos \alpha + x \sin \alpha}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \right] \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir (Heiland 1968). $v(x)$ gerilim bağıntısının Fourier dönüşümü, (1) bağıntısında

$$N = \frac{\Delta V R^2}{2}$$



Şekil 1. SP yönteminde küre şekilli bir yapının parametreleri
Fig. 1. Parameters of the sphere shaped bodies in SP method

tanımlaması yapıp, sabit olduğu için tümleme dışına alınarak

$$V(w) = N \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{h \cos \alpha + x \sin \alpha}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \right) e^{-iwx} dx \quad (2)$$

eşitliği ile tanımlanır. (2) bağıntısını iki ayrı terimin toplamı şeklinde yazıp, tümlev sabitlerini tümlev dışına alırsak

$$V(w) = N h \cos \alpha \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx + N \sin \alpha \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx \quad (3)$$

denklemleri elde edilir. Euler bağıntısı kullanıldığında, birinci terim

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\cos wx - i \sin wx}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx \quad (4)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\cos wx}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx - i \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sin wx}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx \quad (5)$$

durumuna gelir. Aynı yaklaşım (3) bağıntısının ikinci terimine de uygulanırsa

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{x e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x \cos wx}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx - i \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x \sin wx}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx \quad (6)$$

elde edilir.

Bu işlemler, Erdelyi (1954) tümleme tabloları (bkz. Ek) kullanılarak çözüldüğünde (5) bağıntısındaki tümleme

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx = 2 \left[\frac{w}{h} K_1(wh) + \frac{w}{h} K_1(wh) \right] \quad (7)$$

olarak bulunur. Benzer şekilde (6) bağıntısındaki tümlemede çözümlerse,

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{x e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx = 2 \left[\frac{i}{h} \frac{d}{dw} (w K_1(wh) - i w K_0(wh)) \right] \quad (8)$$

elde edilir. $K_0(wh)$ Modifiye Bessel işlevidir. (8) bağıntısındaki Bessel işlevinin türevi ise

$$\frac{d}{dw} [w K_1(wh)] = -h w K_0(wh) \quad (9)$$

olarak bilinir. (8) bağıntısı, (9) bağıntısı kullanılarak yeniden yazılırsa

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{x e^{-iwx}}{(x^2 + h^2)^{3/2}} dx = -2i [w K_0(wh) + w K_0(wh)] \quad (10)$$

elde edilir. (7) ve (10) bağıntısı yardımıyla, (3) bağıntısı tekrar düzenlenirse

$$V(w) = 4 N w \cos \alpha K_1(wh) - i 4 N w \sin \alpha K_0(wh) \quad (11)$$

elde edilir.

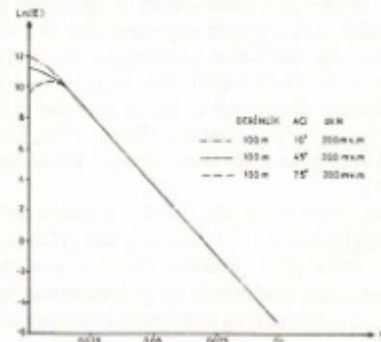
Güç spektrumu $E(w)$ gerçel ve sanal bileşenlerin kareleri toplamı olarak tanımlandığından,

$$E(w) = 16 N^2 w^2 [\cos^2 \alpha K_1^2(wh) + \sin^2 \alpha K_0^2(wh)] \quad (12)$$

olarak bulunur.

Polarlanma açısının (a) güç spektrumu üzerindeki deneyiminin araştırılması amacıyla küre şekilli bir yapının SP anomalisinin spektrumu. (12) ve Ekte verilen bağıntılar kullanılarak hesaplanmıştır. Uygulama, küre yarıçapı, derinlik ve gerilim farkı sabit olmak üzere üç değişik polarlanma açısı (10° , 45° , 75°) kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 2). Şeklin incelenmesinden, polarlanma açısının alçak frekanslar dışında spektrum üzerinde denetimi olmadığı görülmektedir.

Yukarıda değinilen açıklamalar ve Modifiye Bessel fonksiyonlarının (bkz. Ek),



Şekil 2. Polarlanma açısına bağlı olarak güç spektrumunun değişimi

Fig. 2. The variations of the power spectrum depending on the polarization angle

$wh \geq 2, K_0 \equiv K_1 = K$

$$K = \frac{1.253}{(wh)^{1/2} e^{wh}} \quad (13)$$

özellikleri (Abramowitz ve Stegun 1972) gözönüne alınarak (Şekil 3), (12) bağıntısı tekrar düzenlenirse

$$\begin{aligned} E(w) &= 16 N^2 w^2 [\cos^2 \alpha K^2(wh) + \sin^2 \alpha K^2(wh)] \\ &= 16 N^2 w^2 K^2(wh) [\cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha] \\ E(w) &= 16 N^2 w^2 K^2(wh) \end{aligned} \quad (14)$$

şeklini alır. (14) bağıntısında

$$C = 16 N^2$$

konarak

$$E(w) = C \cdot w^2 \cdot K^2(wh) \quad (15)$$

bağıntısı elde edilir. (15) bağıntısının doğal logaritması alınır

$$\ln E(w) = \ln C + 2 \ln w + 2 \ln K(wh) \quad (16)$$

bulunur. (16) bağıntısı (13) yaklaşımı kullanılarak tekrar düzenlenirse

$$\ln E(w) = \ln C + 2 \ln w + 2 \ln 1.25 - \ln wh - 2 wh \quad (17)$$

elde edilir. (17) bağıntısı incelendiğinde 1 ve 3. terimler spektrumun genliğine, diğer terimler (2, 4, 5) ise spektrumun eğimine etki etmektedir. Eğimi denetleyen bu terimler incelendiğinde; 2 ve 4. terimlerin, w nin değişimine bağlı olarak, spektrumun eğiminin denetimindeki etkilerinin az olduğu açıkça anlaşılmaktadır (Çizelge 1). Bu durumda spektrumun

Çizelge 1. Modellere ait derinlikler ve hata oranları

Table 1. Depths and error rates for the models

Model No	Gerçek derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Hata oranı (%)
1	50	48	4
2	150	148	2
3	250	245	2

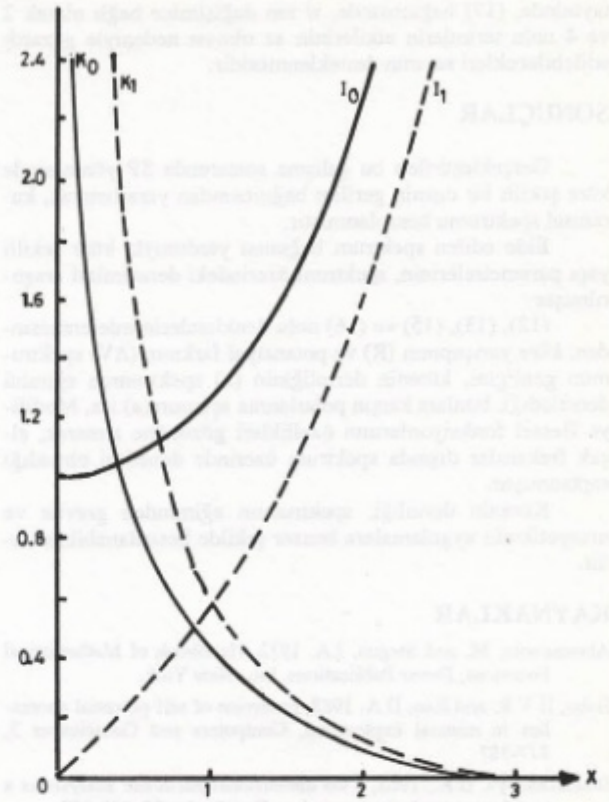
eğimi üzerindeki temel etki - 2 wh teriminden kaynaklanmaktadır. Gerek buradaki yaklaşımlar gerekse benzer şekilde aynı yöntemin gravite ve manyetik uygulamalarındaki yaklaşımlar (Spector ve Grant 1970, Green 1972, vd) gözönüne alındığında; yaklaşık olarak

$$\text{Eğim} = -2h \quad (18)$$

bağıntısı yazılabilir ve bu bağıntıdan anomaliye neden olan küre şekilli cismin derinliği saptanabilir.

UYGULAMA

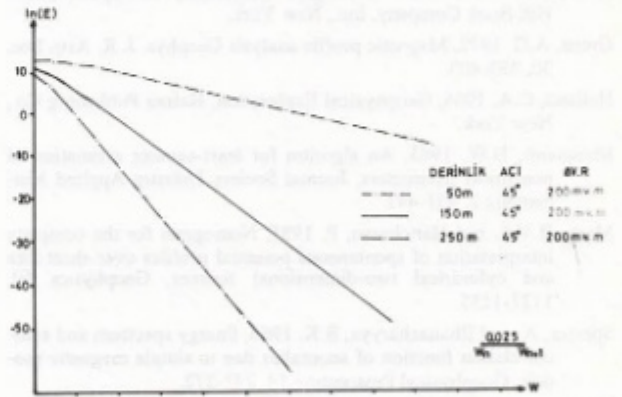
Şekil 1'de görülen küre şekilli bir cismin oluşturacağı SP anomalisinin güç spektrumu (12) ve Ek'teki bağıntılar kullanılarak hesaplanmıştır. Uygulama, polarizasyon açısı, küre ya-



Şekil 3. $I_0(x)$, $K_0(x)$, $I_1(x)$ ve $K_1(x)$ fonksiyonlarının değişimi (Abramowitz ve Stegun 1972'den)

Fig. 3. The variation of $I_0(x)$, $K_0(x)$, $I_1(x)$ and $K_1(x)$ functions (After, Abramowitz and Stegun 1972)

rıncapı ve gerilim farkı sabit olmak üzere üç değişik derinlik için gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar ve yapılarla ilişkin parametreler Şekil 4'te verilmektedir.



Şekil 4. Derinliğe bağlı olarak güç spektrumunun değişimi

Fig. 4. The variation of the power spectrum depending on depth

Şekil 4'ten, spektrum eğrisinin eğiminin, yapının derinliğine bağlı olarak değişimi açık bir şekilde görülmektedir. Bu değişim, (18) bağıntısından yararlanarak hesaplanan derinlik değerleri ve hata miktarları Çizelge 1'de sunulmaktadır.

Elde edilen sonuçlar incelendiğinde gerçek derinlikler ile hesaplanan derinlikler arasında oldukça iyi bir uyumun varlığı görülmektedir. Ayrıca izlenen diğer bir özellik ise derinlik

taininde, (17) bağıntısında, w nun değişimine bağlı olarak 2 ve 4 nolu terimlerin etkilerinin az olması nedeniyle gözardı edilebilecekleri savının desteklenmesidir.

SONUÇLAR

Gerçekleştirilen bu çalışma sonucunda SP yönteminde küre şekilli bir cismin gerilim bağıntısından yararlanarak, kuramsal spektrumu hesaplanmıştır.

Elde edilen spektrum bağıntısı yardımıyla küre şekilli yapı parametrelerinin, spektrum üzerindeki denetimleri araştırılmıştır.

(12), (13), (15) ve (16) nolu denklemlerin irdelenmesinden; küre yarıçapının (R) ve potansiyel farkının (ΔV) spektrumun genliğini, kürenin derinliğinin (h) spektrumun eğimini denetlediği, bunlara karşın polarlanma açısının (a) ise, Modifiye Bessel fonksiyonlarının özellikleri gözönüne alınarak, alçak frekanslar dışında spektrum üzerinde denetimi olmadığı saptanmıştır.

Kürenin derinliği, spektrumun eğiminden gravite ve manyetikteki uygulamalara benzer şekilde hesaplanabilmektedir.

KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, I.A. 1972, Handbook of Mathematical Functions, Dover Publications, Inc., New York.
- Babu, H.V.R. and Rao, D.A. 1988, Inversion of self-potential anomalies in mineral exploration, Computers and Geosciences 3, 377-387.
- Bhattacharyya, B.K., 1965, Two dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation, Geophysics 30, 829-857.
- Bhattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, Geophysics 31, 97-121.
- Bhattacharyya, B.B. and Roy, N. 1981, A note on the use of nomogram for self-potential anomalies, Geophysical Prospecting 29, 102-107.
- Dean, W.C. 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation, Geophysics 23, 97-127.
- Erdelyi, A. 1954, Tables of Integral Transforms, Vol. 1, Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York.
- Green, A.G. 1972, Magnetic profile analysis Geophys. J. R. Astr. Soc. 30, 393-403.
- Heiland, C.A. 1968, Geophysical Exploration, Hafner Publishing Co., New York.
- Marquardt, D.W. 1963, An algorithm for least-squares estimation of non linear parameters, Journal Society Industry Applied Mathematic 2, 431-441.
- Murty B.V.S. and Haricharan, P. 1985, Nomogram for the complete interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources, Geophysics 50, 1127-1135.
- Spector, A. and Bhattacharyya, B.K. 1966, Energy spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models, Geophysical Prospecting 14, 242-272.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics 35, 293-302.

EK

1)

$$g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \cos(xy) dx$$

$$f(x) = (x^2 + a^2)^{-V-1/2}$$

$$g(y) = (1/2 y/a)^V \pi^{1/2} [\Gamma(V+1/2)]^{-1} K_V(ay) \quad a>0, V>-1/2$$

(Erdelyi 1954, S. 11)

2)

$$g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \cos(xy) dx$$

$$f(x) = \frac{x^{2m}}{(x^2 + a^2)^{V+1/2}}$$

$$g(y) = \frac{(-1)^m a^{-V-1/2} \pi^{1/2}}{2^V \Gamma(V+1/2)} \frac{d^{2m}}{dy^{2m}} \left[y^V K_V(ay) \right] \quad 0 \leq m < V+1/2$$

(Erdelyi 1954, S. 14)

3)

$$g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \sin(xy) dx$$

$$f(x) = x (x^2 + a^2)^{-3/2}$$

$$g(y) = y K_0(ay)$$

(Erdelyi 1954, S. 66)

4)

$$g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \sin(xy) dx$$

$$f(x) = \frac{x^{2m+1}}{(x^2 + a^2)^{n+1/2}}$$

$$g(y) = \frac{(-1)^{m+1} \pi^{1/2}}{2^n a^n \Gamma(n+1/2)} \frac{d^{2m+1}}{dy^{2m+1}} \left[y^n K_n(ay) \right] \quad -2 \leq 2m \leq 2n$$

(Erdelyi 1954, S. 67)

5)

$$\Gamma(1) = 1, \Gamma(1/2) = (\pi)^{1/2}, \Gamma(3/2) = 1/2 (\pi)^{1/2}$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, S. 255)

6)

$$0 < x < 2$$

$$K_0(x) = -1 \ln(x/2) I_0(x) - 0.5772 + 0.4227 (x/2)^2 + 0.2306 (x/2)^4 \dots$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, S. 379)

7)

$$2 < x < \infty$$

$$x^{1/2} e^x K_0(x) = 1.25331 - 0.0783 (2/x) + 0.0218 (2/x)^2 - 0.0106 (2/x)^3 \dots$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, S. 379)

8)

$$0 < x < 2$$

$$x K_1(x) = x \ln(x/2) I_1(x) + 1 + 0.15443 (x/2)^2 - 0.67278 (x/2)^4 \dots$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, S. 379)

9)

$$2 < x < \infty$$

$$x^{1/2} e^x K_1(x) = 1.2533 + 0.2349 (2/x) - 0.0365 (2/x)^2 + 0.01504 (2/x)^3 \dots$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, S. 379)

GRAVİTE VERİLERİNE GÜÇ SPEKTRUMU YÖNTEMİNİN KAYAN PENCERELİ UYGULAMASI

Moving Window Application of the Power Spectrum Method to the Gravity Data

Zafer AKÇİĞ* ve Rahmi PINAR*

ÖZET

Bu çalışmada, gravite model verilerinde güç spektrumu-nun periodogram yöntemi ile elde edilmesi ve kayan pencere uygulaması ile yeraltı yapılarının topoğrafyasının belirlenmesi işlemleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca yöntem, Batı Karadeniz Bölgesi gravite haritasından alınan üç adet profile uygulanmıştır. Elde edilen derinlikler, aynı gravite profillerine Hilbert dönüşüm yönteminin uygulanmasından bulunan derinliklerle karşılaştırılmıştır. Her iki yöntemden elde edilen sonuçlar bir-biri ile oldukça yakınlık göstermiştir. Söz konusu alanda, anomalie neden olan, uzun dalga boyulu değişime ait kütlelenin derinlikleri ortalama 12.6 - 15.3 km civarında bulunmuştur.

ABSTRACT

In this study, power spectrum of model gravity data was obtained from periodograms and the topography of buried bodies were determined using moving window method. Additionally, this method was applied to the three profiles taken from the gravity maps of the Western Black Sea. The estimated depth values were compared with the depths obtained by applying the Hilbert transforms to the same gravity profiles. The both method have given comparable results. The long wavelength body which causes the anomaly in the area is estimated to be at 12.6 - 15.3 km depth.

GİRİŞ

Potansiyel alan verilerinde modelleme ve ters çözüm yöntemleri yardımıyla belirtiyen neden olan yapıların çeşitli parametreleri (derinlik, kalınlık, kütle, vb.) saptanabilir. Örneğin modelleme yöntemiyle gravitede, jeolojik yapıların özellikleri gözönünde bulundurularak, yoğunluklar atanabilir ve yineleme yardımıyla derinlikler saptanarak gerçek modele ulaşılma-ya çalışılır. Ancak, potansiyel alan verilerinin çok çözümü ol- ma özellikleri gözönüne alındığında, belirtiyen neden olan parametrelerin saptanması bazı güçlükleri de beraberinde getirir. Bu güçlüklerin aşılmasında; istatistiksel bir yaklaşım olan güç spektrumundan yararlanılarak, yapıya ilişkin parametrelerin (derinlik, kalınlık ve genişlik) saptanması oldukça büyük kat- kılar sağlar. Bu tür ve benzeri katkılar ise dalgasayısı ortamı uygulamalarının, jeofizikte giderek artan oranda kullanılması- na neden olmaktadır.

Dean (1958) ile başlayan dalgasayısı ortamı uygulamaları, Bhattacharyya (1965 ve 1966), Spector ve Bhattacharyya (1966), Spector ve Grant (1970), Green (1972), Hahn ve diğ. (1976), Cianciara ve Marcak (1976) vd. çalışmalarıyla gün- müze değin sürmektedir.

Bu çalışmada ise kayan pencere gücü spektrumu uygu- laması yardımıyla yeraltı yapılarının topoğrafyası araştırılmış- tır. Bu amaç doğrultusunda yöntem, önce oluşturulan bir ku- ramsal model üzerinde sınanmış, daha sonra da Batı Karade- niz Bölgesi gravite verilerine uygulanarak elde edilen sonuçlar tartışılmıştır.

YÖNTEM

Bu bölümde, güç spektrumu kestiriminin, elde edilmesi ile ilgili temel tanım ve özelliklere kısaca değinilecektir.

Fourier Dönüşümü

Herhangi bir işlev, frekans ortamında gerçel ve sanal bi- leşenlerinin, toplamı olarak yazılabilir.

$$F(w) = P(w) + iQ(w) \quad (1)$$

(1) bağıntısından yararlanılarak genlik spektrumu

$$A(w) = |F(w)| = (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2)$$

* D.E.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Bornova-İZMİR

şeklinde verilir. Güç spektrumu $S(w)$ ve evre spektrumu $\phi(w)$ ise izleyen bağıntılar yardımıyla tanımlanır.

$$S(w) = |F(w)|^2 = P^2 + Q^2 \quad (3)$$

$$\phi(w) = \arctg(Q/P) \quad (4)$$

Ancak uygulamada genellikle sınırlı uzunlukta ve ayrık verilerle ilgilenildiğinden, Fourier dönüşüm çiftinin sınırlı boyulu olarak yeniden tanımlanması gerekir. Bu tanımlama işlemine girmeden önce de sınırlı uzunlukta veri kavramına kısaca değinmek yararlı olacaktır.

Gözlemsel veriler her zaman belirli bir aralıkta (zaman veya uzaklık) gözlenirler. Bu aralık dışında ise verinin sıfır veya aynı dönem ile yineleniği varsayılır. Verinin, bu aralık dışında sıfır sayılması ise, sonsuz uzunluktaki $f(x)$ verisinin

$$w(x) = \begin{cases} 1, & |x| \leq T/2 \\ 0, & |x| > T/2 \end{cases} \quad (5)$$

penceresi ile çarpılması anlamındadır.

$$f_T(x) = f(x) \cdot w(x) \quad (6)$$

Evrişim kuramı yardımıyla $f_T(x)$ in Fourier dönüşümü ise,

$$F_T(w) = F(w) * W(w) \quad (7)$$

dır. Bu tanımlardan yararlanılarak da sınırlı uzunlukta veriler için Fourier dönüşüm bağıntısı,

$$F_T(w) = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f_T(x) \exp(-iwx) dx \quad (8)$$

şeklini alır.

(8) bağıntısında $w = 2\pi f$ olduğundan

$$F_T(w) = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f_T(x) \exp(-i2\pi fx) dx \quad (9)$$

elde edilir. Uygulamada (9) bağıntısı ile tanımlanan $F_T(f)$ ye Fourier spektrumu adı verilir. Aynı veri durumunda ise (9) bağıntısı ile tanımlanan Fourier spektrumu

$$\hat{F}_T(f) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f_n \exp(-i2\pi fn\Delta t) \quad (10)$$

şeklini alır (Canitez ve diğ. 1987). Frekans örnekleme Δf olmak üzere sonuçta sınırlı uzunlukta ayrık veriler için Fourier spektrumu

$$\hat{F}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f_n \exp(-i2\pi kn\Delta f\Delta t) \quad (11)$$

bağıntısı ile tanımlanır.

Güç Spektrumu

Günümüze değin güç spektrumunun, potansiyel alan verilerine uygulanmasına ait çok sayıda araştırma bulunmaktadır. Bu araştırmaların sonucunda, değişik geometrik yapıya sahip yeraltı yapılarının dalgasayı ortamı davranışları ve bunları denetleyen parametreler ortaya konmuştur. Bu parametreler (derinlik, kalınlık, genişlik, vd.) içinde en büyük etkinin

derinlikten kaynaklandığı ve bunun da spektrumunun eğimini denetlediği saptanmıştır (Bhattacharyya 1965 ve 1966, Spector ve Bhattacharyya 1966). Spector ve Grant (1970) bu bulguların yararlanarak anomaliye neden olan kütlelerin ortalama derinliklerinin bulunabileceğini göstermişlerdir.

Uygulamada güç spektrumu, periodogram yönteminden veya özilişki fonksiyonunun Fourier dönüşümünden elde edilir. Bu yöntemlere ilişkin ayrıntılı bilgiler, Blackman ve Tukey (1958), Jones (1965), Green (1972), Jenkins ve Watts (1968) de bulunmaktadır.

Gravite yönteminde güç spektrumu ile anomaliye neden olan yapının parametreleri arasındaki ilişki,

$$S(w) = f(w, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n) \exp(-2wh) \quad (12)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada $S(w)$, güç spektrumu; $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$, yapı parametreleri; h , derinlik ve $f(\dots)$ anomaliye neden olan yapıyı simgeleyen fonksiyondur.

Gelişigüzel süreçlerde (stochastic process) bu bağıntı en genel halde

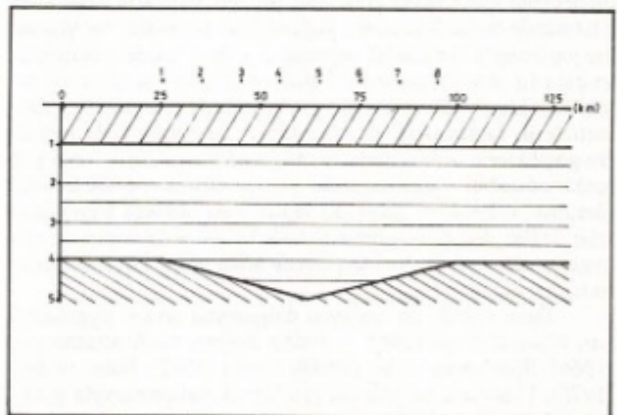
$$S(w) = \sum_{p=1}^P f^p(w, \alpha_1^p, \alpha_2^p, \dots, \alpha_n^p) \exp(-2wh) \quad (13)$$

olarak verilir.

İstatistiksel bir yaklaşım olan spektrum kestiriminin (estimation) sağlıklı olabilmesi ise ancak değişim (variance) ve ortalama karesel hatanın (mean square error) küçük olması ile olanaklıdır. Bu koşulu sağlayan istatistik yaklaşım ise, bir uzay (veya zaman) verisinin spektrumunun elde edilmesinde, verinin tümünün birarada kullanılması yerine, verinin bir pencere fonksiyonu yardımıyla eşit sayıda bölmeye ayrılarak kullanılması şeklindedir. Bu ayırma işlemi yapıldıktan sonra her bölmenin spektrumu ayrı ayrı bulunur ve aynı frekanslardaki değerler toplanıp aritmetik ortalaması alınarak düzgünleştirilmiş spektrum elde edilir. Bu işlem,

$$\bar{S}(w) = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R S_r(w) \quad (14)$$

bağıntısı ile tanımlanır (Jenkins ve Watts, 1968). Burada $S_r(w)$, her bölme için güç spektrumu ve R , bölme sayısıdır. Bu yolla elde edilmiş bir spektruma ilişkin sonuçlar Şekil 1 (Cianciara ve Marcak 1976) ve Çizelge 1 de verilmektedir (Jenkins ve



Şekil 1. Spektrum ve düzgünleştirilmiş spektrum kestirimi (Cianciara ve Marcak 1976'dan)

Fig. 1. Estimation of spectrum and smoothed spectrum (after Cianciara and Marcak 1976)

Çizelge 1. Spektrum ve düzgünleştirilmiş spektrum kestirimine ait istatistik parametreler (Jenkins ve Watts 1968'den)

Table 1. Statistical parameters of the spectrum and smoothed spectrum estimates (after Jenkins and Watts 1968)

	Ortalama	Değişinti	Ortalama Karesel Hata
S (w)	0.95	0.826	0.828
S (w)	0.94	0.139	0.143

Watts 1968). Tablonun birinci satırı 400 adet veri kullanılarak elde edilen spektruma ait istatistik özellikleri, ikinci satır ise aynı verinin 50 şer adetlik 8 eşit bölmeye ayrılarak elde edilmiş spektrumuna ait istatistik özellikleri göstermektedir. Sonuçlar incelendiğinde, yuvarlatılmış spektrum kestiriminin, değişinti ve ortalama karesel hatasının diğerine göre çok küçük olduğu görülmektedir. Bu sonuç, bizi yuvarlatılmış spektrum kestiriminin diğerine göre daha sağlıklı olduğu düşüncesine ulaştırmaktadır. (14) bağıntısı ile tanımlanan bu yaklaşım (13) bağıntısına uygulanırsa,

$$\bar{S}(w) = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R \sum_{p=1}^P f_r^P(w, \alpha_1^{Pr}, \alpha_2^{Pr}, \dots, \alpha_n^{Pr}) \exp(-2wh) \quad (15)$$

elde edilir. (15) bağıntısında,

$$f_r^P(w, \alpha_1^{Pr}, \alpha_2^{Pr}, \dots, \alpha_n^{Pr}) = c^{Pr} = \text{sabit} \quad (16)$$

$$C = \sum_{r=1}^R \frac{1}{R} \sum_{p=1}^P c^{Pr} \quad (17)$$

dönüşümleri yapırsa, (16) bağıntısı

$$S = C \cdot \exp(-2wh) \quad (18)$$

şeklini alır.

(18) bağıntısının her iki tarafının logaritması alınarak gerekli düzenlemeler yapırsa, anomaliye neden olan yapılar ilişkin ortalama derinlik

$$\bar{h}_i = \frac{\ln S(W_{i+1}) - \ln S(W_i)}{2(W_{i+1} - W_i)} \quad i = 1, 2, \dots \quad (19)$$

bağıntısından yararlanılarak bulunur.

Kayan Pencere Uygulaması

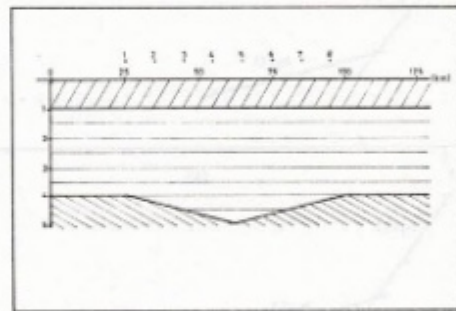
(15) bağıntısından elde edilen düzgünlenmiş spektrum kestiriminden yararlanılarak, (19) bağıntısından bulunan ortalama derinlik, spektrumun hesaplandığı verinin boyuyla doğrudan ilişkilidir. Bu bulgudan ve (14) bağıntısı ile tanımlanan spektrum kestiriminin düzgünleştirilmesi yaklaşımından yararlanarak Cianciara ve Marcak (1976) bir profil boyunca hesaplanmış gravite verisinin spektrumunu, kayan pencere yardımıyla elde etmişlerdir. Uygulamada, seçilen pencereyi her adımda, pencere boyunun yarısı kadar kaydırmışlar ve bulunan derinlikleri, pencerenin ortasına atamışlardır. Bu şekilde

bulunan derinliklerden yararlanarak da anomaliye neden olan yapının topoğrafyasını belirlemişlerdir. Uygulamada, sağlıklı bir kestirim için kullanılacak bilgi penceresinin boyunun, araştırma derinliğinin yaklaşık 10 katı olması gerektiği önerilmektedir (Cianciara ve Marcak 1976).

Bu çalışmada ise, birinci adımda belli bir topoğrafyaya sahip model yapının oluşturacağı gravite anomaliyi Talwani ve diğ. (1959) dan yararlanarak hesaplanmıştır. Elde edilen kuramsal verilere kayan dikdörtgen penceresi uygulanmıştır. Böylece periodogram yöntemiyle güç spektrumları bulunmuştur. Elde edilen güç spektrumundan yararlanarak da saptanan derinlikler, her pencerenin ortasına atanmış ve model yapıya ilişkin topoğrafya belirlenmeye çalışılmıştır. İkinci adımda ise yöntem Batı Karadeniz Bölgesi gravite verilerine uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar, aynı yörede Pınar (1983)'ün Hilbert dönüşümlerinden elde ettiği bulgularla karşılaştırılmıştır.

UYGULAMA

Uygulamanın ilk adımında Şekil 2'de görülen model yapının profil boyunca oluşturacağı gravite anomaliyi Talwani



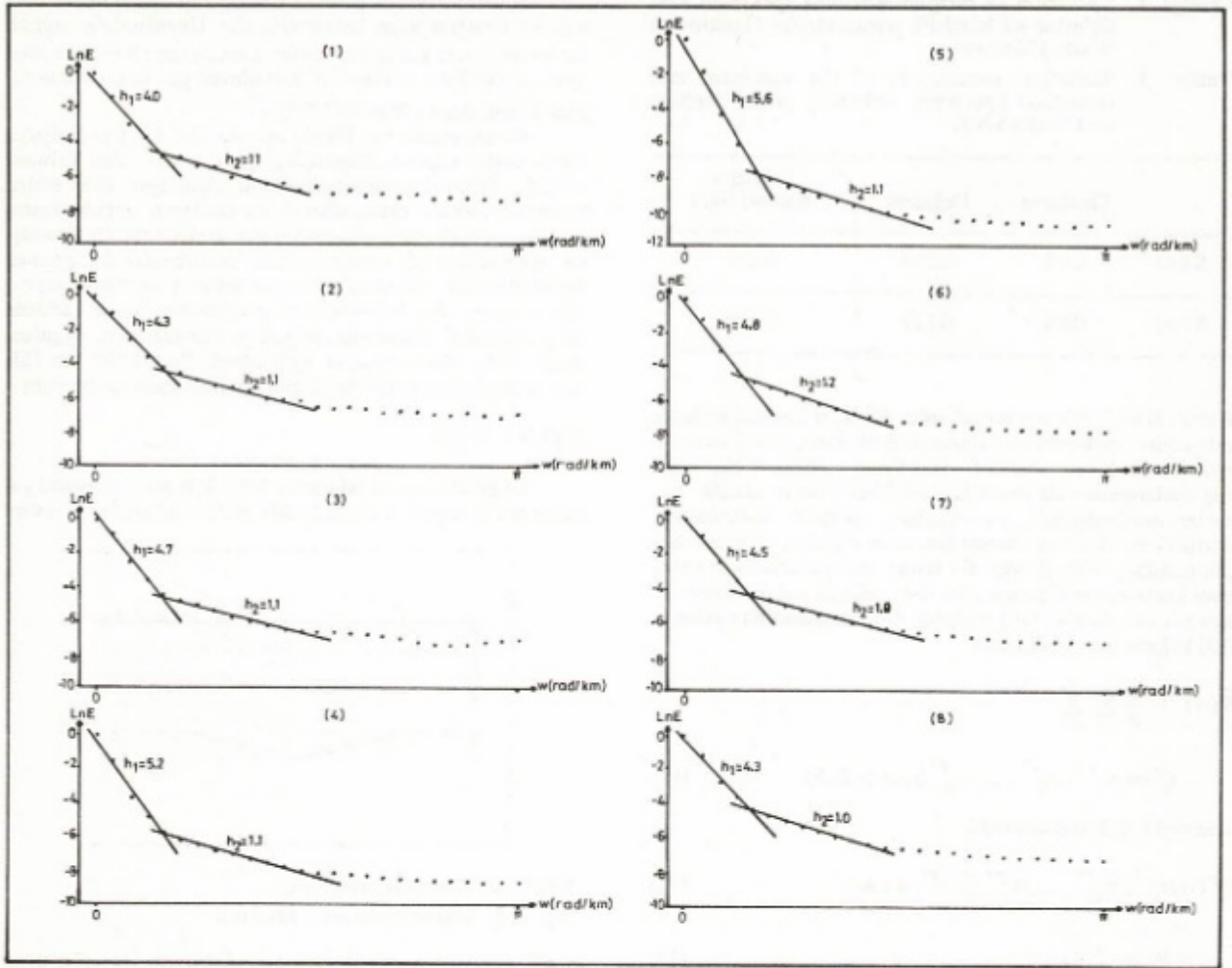
Şekil 2. Kuramsal model yapı
Fig. 2. Theoretical model structure

ve diğ. (1959)'den yararlanarak hesaplanmıştır. Hesaplanan bu verilerde, kullanılacak kayan pencere boyu 50 km ve kayma miktarı 10 km olarak seçilmiştir. Daha sonra her birim kayma için, seçilen bilgi penceresi içinde kalan verilerden yararlanarak elde edilen güç spektrumlarından ortalama derinlikler saptanmıştır (Şekil 3). Elde edilen sonuçlar incelendiğinde, spektrum kestiriminden elde edilen derinliklerin model yapıya ilişkin derinliklerle uyumlu olduğu ve bu derinliklerin de model yapının topoğrafyasını iyi bir şekilde yansıttığı gözlenmiştir.

Önceki bölümde, seçilecek bilgi penceresinin boyunun, öngörülen araştırma derinliğinin yaklaşık 10 katı olması önerilmişti. Burada gerçekleştirilen model uygulamasında ise, modeldeki en derin kesimin 5 km olmasına karşın saptanan en büyük derinlik 5,6 km'dir. Benzer sonuçlara Cianciara ve Marcak (1976)'nın uygulamasında ve Batı Karadeniz Bölgesi gravite verilerinde de rastlanmıştır. Bu durum ise önerilen bilgi penceresi boyunun kesin bir kriter olmayıp, deneme-sınama sonucu saptanan bir yaklaşım olmasından kaynaklanmaktadır.

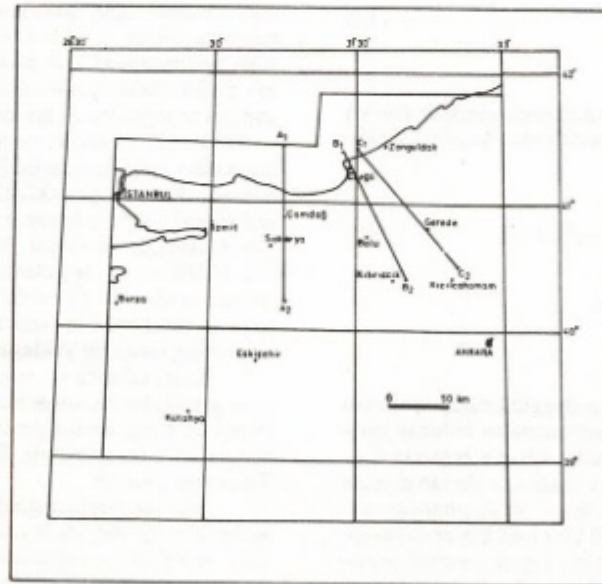
İkinci adımda ise yöntem Batı Karadeniz Bölgesi Bouguer gravite haritasından alınan üç profil üzerinde denenmiştir (Şekil 4). Uygulamada pencere boyu 127,5 km ve kayma miktarı da 25 km seçilmiştir. Elde edilen sonuçlar Şekil 5, 6 ve 7'de verilmektedir.

Şekiller incelendiğinde bu profiller boyunca anomaliye neden olan üç değişik derinlik seviyesinin varlığı gözlenmektedir. Her profilden elde edilen derinlik seviyeleri de birbirleri ile uyum içindedir. Saptanan bu derinlikler incelendiğinde, en derin seviyeler için ortalama derinlikler Çizelge 2'de verilmektedir. Aynı profiller boyunca, Pınar (1983) tarafından gerçek-



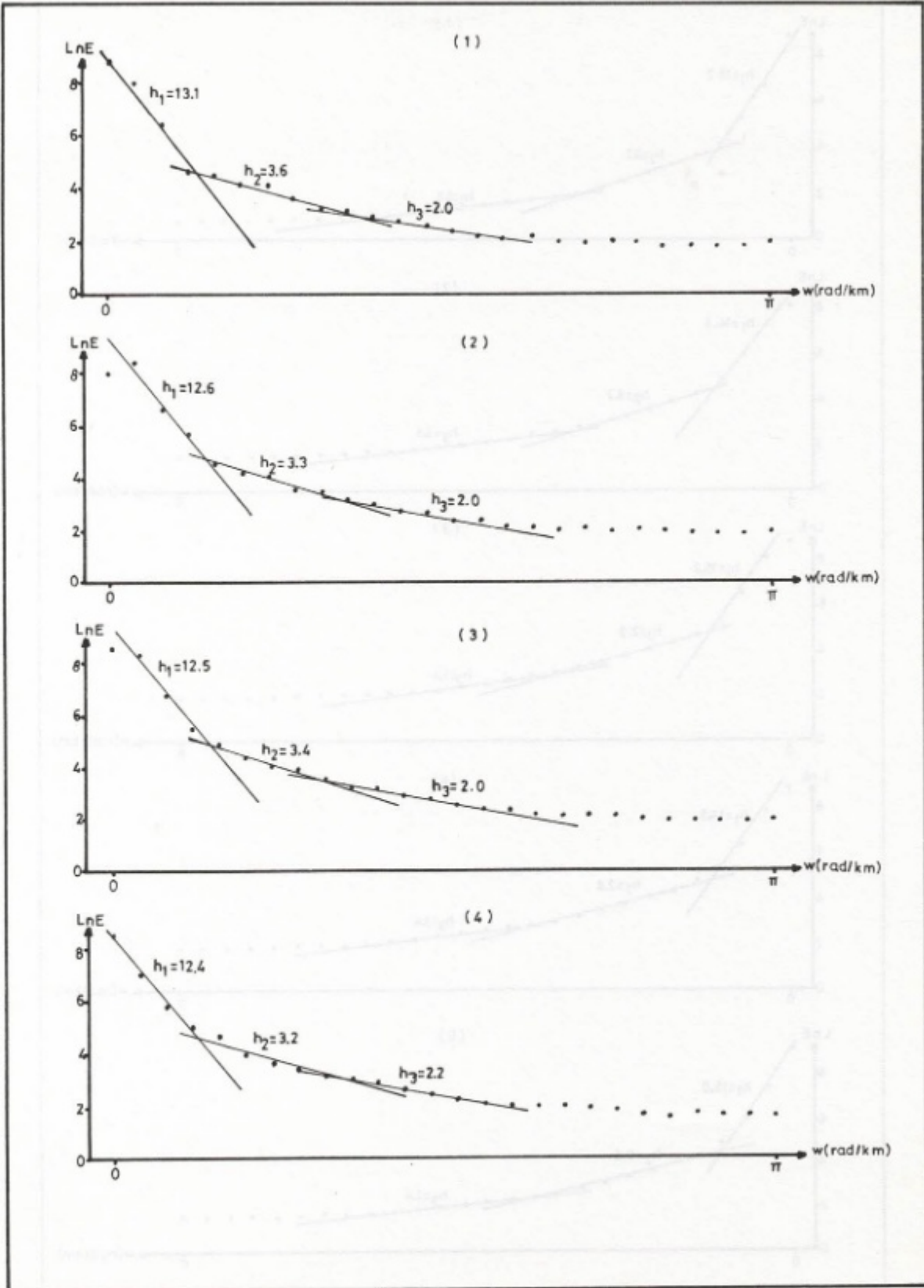
Şekil 3. Kayan pencereli güç spektrumunun model yapıya uygulanması

Fig. 3. Application of moving windowed power spectra of the model structure



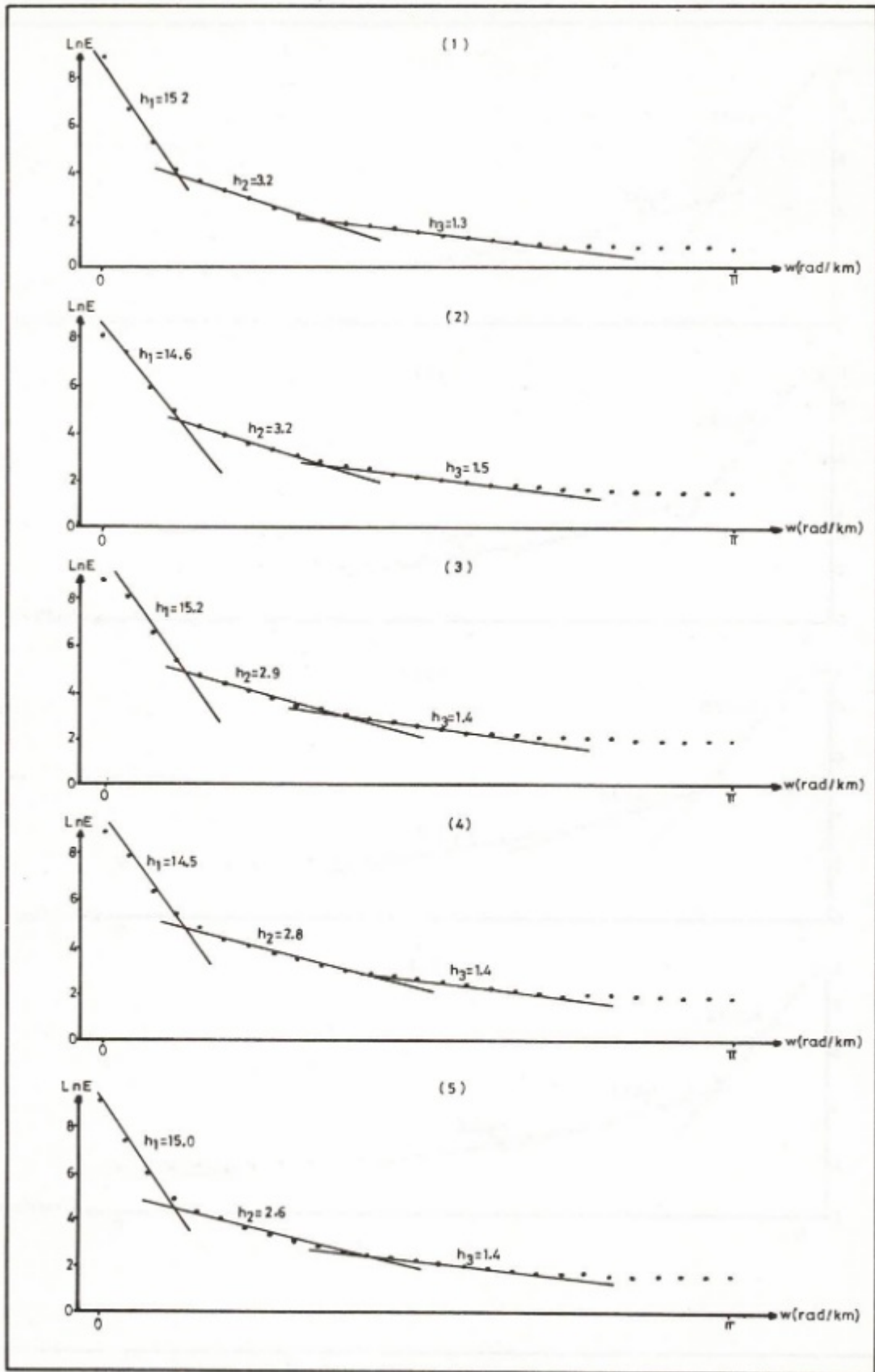
Şekil 4. Yerbulduru haritası

Fig. 4. Location map



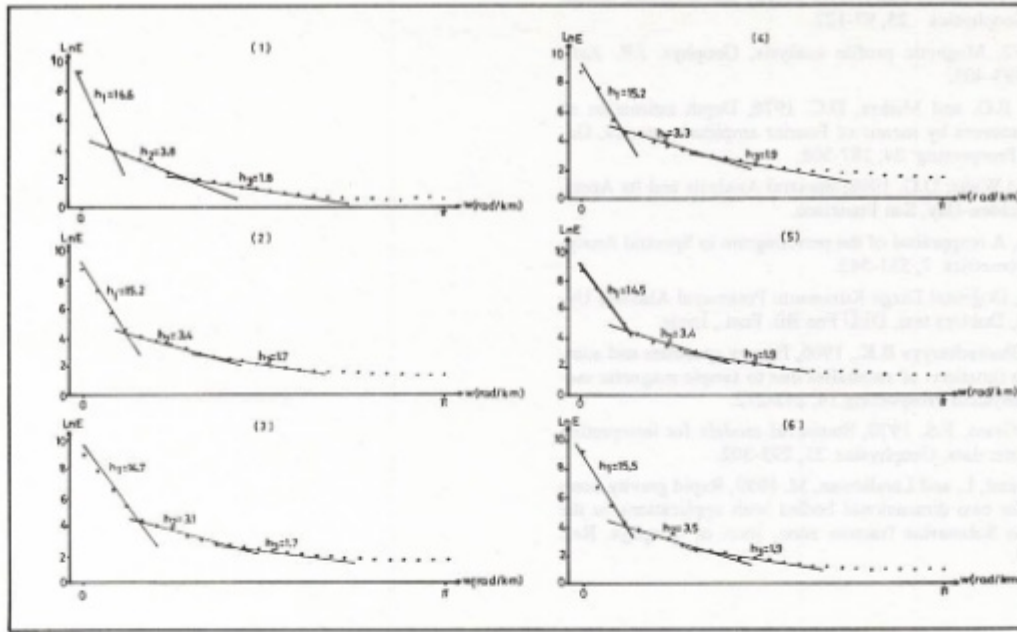
Şekil 5. Kayan pencere güç spektrumunun A_1 - A_2 kesidine uygulanması

Fig. 5. Application of moving windowed power spectrum to the profile A_1 - A_2



Şekil 6. Kayan pencereli güç spektrumunun B_1 - B_2 kesidine uygulanması

Fig. 6. Application of moving windowed power spectrum to the profile B_1 - B_2



Şekil 7. Kayan pencereci güç spektrumunun C_1-C_2 kesidine uygulanması

Fig. 7. Application of moving windowed power spectrum to the profile C_1-C_2

Çizelge 2. Ortalama derinlik değerleri
Table 2. The mean depth values

Kesitler	Derinlik (km)
A_1-A_2	12.6
B_1-B_2	14.9
C_1-C_2	15.3

Çizelge 3. Ortalama derinlik değerleri
(Pınar 1983'den)
Table 3. The mean depth values
(after Pınar 1983)

Kesitler	Derinlik (km)
A_1-A_2	12.15
B_1-B_2	15.6
C_1-C_2	15.34

leştirilen, Hilbert dönüşümleri kullanılarak yatay süreksizliklerin saptanmasına yönelik çalışma sonucu saptanan derinlikler Çizelge 3'de görülmektedir. Her iki tablo incelendiğinde kullanılan iki ayrı yöntemle aynı profiller üzerinde yapılan uygulamadan elde edilen derinlikler oldukça iyi bir uyum sunmakta ve Pınar (1983) tarafından öngörülen yoğun kütlelin batıya doğru yüzeye yaklaşması savını da desteklemektedir.

SONUÇLAR

Yapılan değişik uygulamalar sonucu, kayan pencereci güç spektrumunun gerek model veriler üzerinde ve gerekse de arazi verilerinde başarılı sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Yöntem, özellikle yeraltı topoğrafyasının belirlenmesinin önem kazandığı çalışmalarda rahatlıkla uygulanabilir.

Batı Karadeniz Bölgesi gravite verilerine, Hilbert dönüşümü uygulanması sonucu, anomaliye neden olan yapının batıya doğru yüzeye yaklaştığı saptanmıştır. Aynı sav, bu çalışma sonucu elde edilen bulgularla da desteklenmiştir.

Modelleme ve ters çözüm gibi yineleme yoluyla yapı parametrelerinin saptanmasına yönelik yöntemler jeofizikte yaygın olarak kullanılır. Kayan pencereci güç spektrumu uygulaması, bu tür çalışmalarda ilk kestirim değerlerinin atanmasında büyük katkılar sağlayabilecek niteliktedir.

Uygulamada, bilgi penceresi boyunun seçimi ile ilgili öneri (10h), kesin bir kriter olmayıp, deneme sınama sonucu saptanmış bir yaklaşımdır. Bu nedenle uygulamada, öngörülenden daha büyük derinliklerinde saptanabileceği gözardı edilmemelidir.

KAYNAKLAR

- Bhattacharyya, B.K. 1965, Two dimensional harmonic analysis as a tool magnetic interpretation, *Geophysics* 30, 829-857.
- Bhattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of the total magnetic anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics* 31, 97-121.
- Blackman, R.B. and Tukey, C.W. 1958, *The Measurement of Power Spectra*, Dover Publications, New York.
- Canitez, N., Yaramancı, U. ve Özdemir, H. 1987, *Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No: 1, Ankara.
- Cianciara, B. and Marcak, H. 1976, Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra, *Geophysical Prospecting* 24, 273-286.

- Dean, W.C. 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation, *Geophysics* 23, 97-127.
- Green, A.G. 1972, Magnetic profile analysis, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 30, 393-403.
- Hahn, A., King, E.G. and Mishra, D.C. 1976, Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra, *Geophysical Prospecting* 24, 287-308.
- Jenkins, G.M. and Watts, D.G. 1968, *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden-Day, San Francisco.
- Jones, R.H. 1965, A reappraisal of the periodogram in Spectral Analysis, *Technometrics* 7, 531-542.
- Pınar, Ö.R. 1983, Doğrusal Dizge Kuramının Potansiyel Alanlara Uygulanması, Doktora tezi, DEÜ Fen Bil. Enst., İzmir.
- Spector, A. and Bhattacharyya B.K., 1966, Energy spectrum and autocorrelation functions of anomalies due to simple magnetic models, *Geophysical Prospecting* 14, 242-272.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics* 35, 293-302.
- Talwani, M., Worzel, L. and Landisman, M. 1959, Rapid gravity computation for two dimensional bodies with applications to the Mendocino Submarine fracture zone, *Jour. of Geophys. Res.* 64, 49-59.

GÜNEYBATI TÜRKİYE GPS JEODETİK ÖLÇÜM PROJESİ

GPS Geodetic Survey of the Southwest Turkey

Müjgan ŞALK*, G.R. FOULGER**, Mustafa ERGÜN* ve Günay ÇİFTÇİ*

ÖZET

Güncel Tektoniğin devam ettiği Güneybatı Türkiye'de kıtasal deformasyonun biçimini saptamak ve kabuk içi hareketlerini incelemek amacıyla 30-40 km aralıklı 32 noktadan oluşan bir ölçüm ağı oluşturulmuştur. Nokta konumları, yaklaşık 1:10⁷ hassasiyetli Uydur Konum Belirleme Sistemi (GPS) kullanılarak belirlenmiştir. Ağustos-Eylül 1989 tarihlerinde ilk ölçümler Durham Üniversitesi ve Harita Genel Komutanlığı elemanlarından oluşan bir ekip tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu ölçümlerin gelecek yıllarda tekrarlanmasıyla bloklar arasındaki ve büyük faylardaki konum değişimleri incelenebilmektedir.

ABSTRACT

A geodetic network composed of 32 points with the spacing in the range of 30-40 km, has been established in order to investigate and determine continental deformation in the active tectonic area of SW Turkey. The positions of the points were measured using the Global Positioning System (GPS) having relative accuracy in the range of 1:10⁷. The first measurements were carried out during August and September 1989 by a team composed of scientists from Durham University (England) Dokuz Eylül University and the Turkish General Command of Mapping. Movements of main faults and between major blocks can be determined by remeasuring these points in future years.

GİRİŞ

Son yıllardaki uzay teknolojisindeki gelişmeler jeodezi alanına yeni olanaklar sağlamıştır. Uydur Doppler Yöntemi, Çok Uzun Baz Hatlı Interferometri ve Uydur Lazer Ranging gibi yöntemler alışılmış Jeodezi yöntemleri kullanarak mümkün olan daha uzun mesafelerdeki Jeodetik ölçümleri mümkün kılmuştur. Fakat bu yöntemlerin regional veya lokal bir ölçek için doğruluklarının sınırlı oluşu, hareket yetersizliği ve pahalı oluşları nedeniyle kullanılmaları yaygın değildir.

Uzay Jeodezisi alanındaki son gelişmelerle Uydur Konum Belirleme Sistemi (Global Positioning System; GPS) kullanılarak yukarıdaki sınırlamaların üstesinden gelinmiştir (Bock ve diğ. 1985). Bölgesel veya kıtasal bir ölçekte tektonik deformasyonu ölçmek için jeodetik ölçüm ağına tasarımımda Uydur Konum Belirleme Sistemini kullanmak, araştırma noktaları arasında görtüş hattının gereksiz oluşu, ölçülen vektörlerin herhangi bir uzunlukta olabilmesi ve ölçümlerin hava koşullarına daha az bağımlı olması nedeniyle avantajlıdır (Foulger ve diğ. 1989).

Uydur Konum Belirleme Sistemi (GPS) kullanılarak Güneybatı Türkiye'de 250x200 km'lik bir alanda yaklaşık 30-40

km aralıklı 32 noktadan oluşan bir ölçüm ağı oluşturulmuş ve Ağustos-Eylül 1989 tarihlerinde ilk ölçümler yapılmıştır. Arazi ölçümleri, Durham Üniversitesi Jeoloji Bölümü (İngiltere), Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Harita Genel Komutanlığı elemanlarından oluşan bir ekip tarafından yapılmıştır.

Bu ölçümler, bölgenin kıtasal deformasyonunun incelenmesi için başlangıç ölçüleridir. Bu ağı gelecek yıllarda tekrar ölçülmesiyle bloklar arasındaki ve büyük faylardaki konum değişimleri incelenebilecektir.

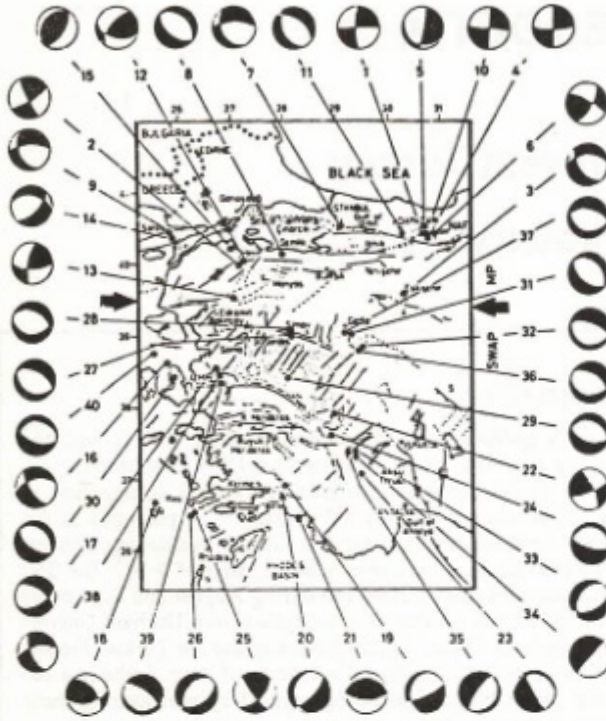
Kıta içi deformasyonların anlaşılabilmesi için GB Türkiye'nin jeodinamik yapısını araştırmaya iki projeyle devam edilmektedir. Bunlar, Jeodetik ölçümler (GPS projesi) ve sismik ağı oluşturulması, sismotektonik projedir. İlk projede oluşturulan ağı şebekesi ile bloklar arasındaki konumsal değişimler ortaya çıkarılabilecek ve bu sonuçlardan ikinci proje çalışmalarında yararlanılacaktır.

GÜNEYBATI TÜRKİYE'NİN GÜNCEL TEKTONİĞİ

Güneybatı Türkiye'nin çekme gerilmeleri denetiminde

* D.E.Ü. Müh. Mim. Fak., Bornova, İzmir.
** Durham Üniversitesi, İngiltere.

günümüze kadar devam etmiş ve etmekte olan neotektonik faaliyetleri Geç Miyosen zamanında başlamıştır (Dewey ve Şengör 1979, Kaya 1981, Koçyiğit 1984, Jackson ve McKenzie 1987). K-G doğrultusundaki açılma, E-W yönlü grabenlerin ve aynı yönde uzanan normal fayların oluşmasına neden olmuştur (Şekil 1).



Şekil 1. Batı Türkiye'nin büyük depremlerinin (1943'ten beri manyetüdü Ms 5.5 olan) odak mekanizma çözümleri ve tektonik yapılar (Eyidoğan 1987'den alınmıştır) haritası.

Fig. 1. Map of fault mechanism solutions of major earthquakes (magnitude Ms 5.5 since 1943) and tectonic features (After Eyidoğan 1987).

GB Türkiye'de etkin deformasyon modu kuzeyden güneye artmaktadır ve K-G yönünde yaklaşık 13.5 mm/yıldır (Eyidoğan 1987).

Türkiye ve Doğu Akdeniz'deki deprem odak hareketleri, depremsellik, diğer sismolojik ve jeolojik veriler bölgede çok karmaşık deformasyonların hüküm sürdüğünü göstermektedir. GB Türkiye'de görülen yaygın depremsellik, Ege-Anadolu levhasının yatay hareketinden çok, levha içinde devam eden düşey hareketlerle ilişkilidir (Alptekin 1978).

Bölgenin sismisitesi yüksektir ve bu aktivitenin temel tektonik yapılarla bağlantıları vardır (Canitez ve Üçer 1967, Kocaefe 1981). Bölgede tespit edilen odak derinliklerinin 0-50 km olduğu ileri sürülmektedir.

Son yıllarda kıtasal deformasyonun nedeninin akışkan sıvının plastik deformasyonundan ileri gelebileceği modellenmeye başlanmıştır (England ve diğ. 1985, Westaway 1989). Yeryüzünde yapılan deformasyon gözlemleri (jeodetik, paleomanyetik ve diğer yöntemler), kırılğan sismojenik tabakanın içinde yer alan deformasyonun büyüklüğünü ölçebilmektedir. Bu gözlemler yoluyla altta yer alan plastik deformasyonun özellikleri üstte bulunan kırılğan tabakada meydana gelen tektonik yapılardan çıkarılabilir. GB Türkiye ve Ege Denizi'nde Neojen blok dönme hareketlerinin varlığı yapılan paleomanyetik çalışmalardan anlaşılmaktadır.

UYDU KONUM BELİRLEME SİSTEMİ (GPS)

GPS uyduya dayalı bir konum belirleme sistemidir. Uydular Konum Belirleme Sistemi GPS üç bölümden oluşmuştur. Bunlar uzay kontrol, kullanıcı bölümleridir.

Uzay Bölümü

20183 km yüksekliğinde farklı yörünge düzlemlerine yerleştirilmiş değişik sayıdaki uydu takımlarından oluşur. Bu bölüme uzay aracı (satellite vehicle, SV) denmektedir. Üç farklı şekilde planlanmıştır. Bunlar Blok I, Blok II, Blok III uyduları olarak bilinmektedir (Wells 1987).

Herbir GPS uydusu konum belirleme için L bandında (RF), L1 = 1575.42 MHz ve L2 = 1227.6 MHz'lik iki radyo frekansı yayımlar (Ashkenazi ve Diederich 1984). Bu frekanslar P kod ve C/A kod olarak bilinen yalancı rasgele gürültü (pseudo random noise, PRN) kodları ile modüle edilmiştir.

C/A kod olarak bilinen yalancı rasgele gürültü (PRN) kodu, her milisaniyede kendini tekrar eden 1.023 MHz frekansında - ... + arasında bir puls dizisini içerir. P kod olarak bilinen ikinci bir yalancı rasgele gürültü 10.23 MHz frekansında kendini 267 gün sonra tekrar eden - ... + arasında bir puls dizisini içerir (Ashkenazi ve Diederich 1984).

L1 taşıyıcısı hem P hemde C/A kod modülasyonuna sahiptir. Taşıyıcı frekanslar ve modülasyonlar atomik saatlerle kontrol edilmektedir.

Bu kodlar basit bir şekilde taşıyıcılar üzerine monte edilmiştir. Kod değeri negatif ise taşıyıcı 180° faz kaymıştır. Pozitif ise taşıyıcıda herhangi bir değişiklik yoktur (Wells 1987).

Bu uyduların konum belirleme için yaydığı frekanslar bu kodlara göre programlanmış GPS alıcıları tarafından çözümlenir. GPS uydularının temel fonksiyonlarının bazıları şunlardır (Wells 1987).

- a) sistem operatörleri tarafından kontrol kısmından yayılan bilgiyi alıp depolama,
- b) kendi mekroişlemcileriyle uzay aracında veriyi işlemek,
- c) uzay aracında bulunan çeşitli osilatörlerle (2 Sesium, 2 Rubidyum) doğru zamanı korumak,
- d) çeşitli frekanslarda ve kodlarda kullanıcı için konum belirleyici bilgiyi yaymak.

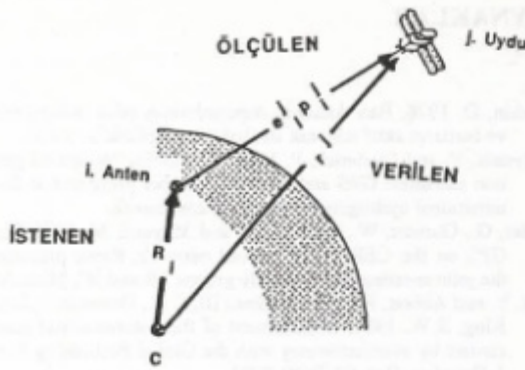
Kontrol Bölümü

Bu bölüm Ascension, Diego Garcia, Kevajalein ve Hawai'deki gözlem istasyonlarından ve Colorado Springs'deki uzay işlem merkezinde bir master kontrol istasyonundan meydana gelmektedir. Kontrol sisteminin amacı uyduların sağlığını gözlemek, yörüngelerini saptamak, atomik saatlerini kontrol etmek ve uydulara mesaj göndermektir (Wells 1987).

Kullanıcı Bölümü

Askeri ve sivil kullanıcıların tümünü içerir. Uygun alıcılar, taşıyıcı frekanslarını veya kodlarını veya her ikisini birden çoğu durumda da yayınlanan mesajları alır. Jeodetik çalışmalar için taşıyıcı veya kod frekans fazları gelecek işlemler için kaydedilip alıcılar tarafından ölçülmektedir.

GPS sistemi kullanılarak konum belirleme kolaydır. Herbir GPS uydusunun X,Y,Z koordinatları en az üç (pratikte 4) uydunun mesafesi ölçülerek hesaplanabilir. Bu uzaklık tek alıcı kullanılarak ölçülüyorsa sadece bir tek noktanın konumu saptanmış olur. Bu nedenle bu tür konum belirlemeye "Nokta Konum Belirleme" denir (Wells 1987). Nokta konum belirlemeye amaç i. antenin konum vektörü R_i 'yi saptamaktır (Şekil 2).



$$R = r - e \cdot p \quad \text{I. antenin konum vektörü.}$$

$$r \quad \text{J. uydunun konum vektörü.}$$

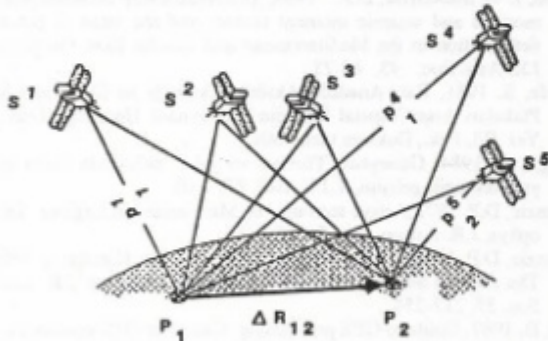
$$e \cdot p \quad \text{İkisi arasındaki uzunluk vektörü.}$$

Şekil 2. GPS ile nokta konum belirlemenin ilkesi.

Fig. 2. Principle of determination of position of a point with GPS.

Dikkat edilmesi gereken nokta antenin R_1 konumunun zamanla değişip değişmediğidir. Özellikle konumu belirlenecek objenin hareket ettiği kinematik konum belirlemede R_1 konumu zamanla değişeceğinden sürekli olarak yeniden hesaplanmalıdır (Wells 1987). Nokta konum belirleme özellikle navigasyonda kullanılmaktadır.

İkinci bir konum belirleme yöntemi "Relatif Konum Belirleme"dir. Bu konum belirleme yöntemi kullanıldığı zaman bir uydu alıcısı P_1 gibi pozisyonu bilinen bir nokta üzerinde yer almaktadır. İkinci alıcı ise P_2 gibi koordinatları saptanacak nokta üzerindedir (Şekil 3). İki nokta arasındaki ΔR_{12} koor-



$$R_1 = r - e_1 \cdot p_1$$

$$R_2 = r - e_2 \cdot p_2$$

$$\Delta R_{12} = R_2 - R_1 = e_1 \cdot p_1 - e_2 \cdot p_2 = \Delta e_{12} \cdot p_{12}$$

Şekil 3. GPS ile iki nokta arasındaki mesafenin belirlenmesi ilkesi.

Fig. 3. Principle of determination of distance between two points with GPS.

dinat farkı yeterli veri elde edilmişse cm doğruluğunda saptanabilir. Noktaların koordinatları veya koordinatlar arasındaki fark Standart Resection tekniği ile hesaplanabilir (Collins 1986). Bu tür konum belirleme özellikle araştırmalarda kullanılmaktadır.

GPS sistemi kullanılarak yeryüzündeki bir noktanın konumu $1:10^7$ hassasiyetle saptanabilmektedir. (Bock ve diğ. 1984, Beutler ve diğ. 1985).

GÜNEYBATI TÜRKİYE GPS PROJESİNİN AMACI

Sürekli kıta içi hareketlerinin yoğun olduğu bir bölge olan Güneybatı Türkiye karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Şimdiye kadar elde edilen verilerin yeterli olmaması nedeniyle bölge için çeşitli araştırmacılar tarafından farklı tektonik modeller kurulmuştur.

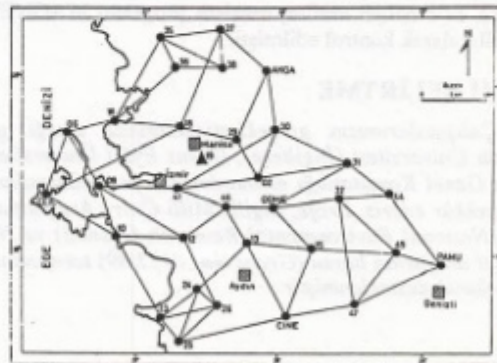
GPS (Uydu Konum Belirleme) projesi ile;

- 1) Güneybatı Türkiye'de varolan bütün kıtasal genişleme oranının belirlenmesi,
- 2) Büyük normal faylarla sınırlanmış kabuk bloklarının birbirlerine göre hareketlerinin (dönme, bükülme, vs.) incelenmesi,
- 3) Üst kabukta varolan deformasyonun doğrudan oluşan depremlere neden olup olmadığı ve varsa sismik olmayan deformasyonun varlığının araştırılması,
- 4) Alt kabuk tabakasının en üst bölümünde yer alan düşük açılı faylar ve kesme zonlarının varlığının büyük depremleri takip edip etmediğinin veya bağımsız olduğunun incelenmesi,
- 5) Bölgenin sismotektonik özelliği incelenerek diğer çalışmalarla denetleştirilmesi amaçlanmaktadır.

Bu yolla Güneybatı Türkiye'deki kıtasal deformasyonun biçimi anlaşılacak ve sismik olarak aktif bölgelerde geniş boyutlu kıtasal deformasyon incelenerek bölgenin yıkıcı deprem- sellik özelliği araştırılarak kabuk içi hareketleri incelenecektir.

GÜNEYBATI TÜRKİYE ÇALIŞMA AĞININ OLUŞTURULMASI

Güneybatı Türkiye GPS çalışma ağı, yaklaşık 250×200 km'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 4). Noktalar arasındaki mesafe yaklaşık 30-40 km olarak düşünülmüş ve bölgede bilinen fayların her iki tarafına yerleştirilmesine özen gösterilmiştir. Nokta sıklığı büyükçe fayların çevresinde artmakta duraylı olduğu bilinen bloklar üzerinde ise azalmaktadır.



Şekil 4. Güneybatı Türkiye'de oluşturulan GPS Ağı ve ölçüm sistemi haritası. Nokta 19 (Manisa Spil Dağı) sürekli ölçülmüştür.

Fig. 4. Map of the southwest Turkey GPS Network and measurement procedure. Station 19 (Manisa Spil Dağı) was measured continuously.

Uygun nokta yerlerinin seçimi için aşağıdaki koşullar aranmıştır:

- 1) Sağlam temel kaya zemini,
- 2) 15 üzerinde ufkü gözlemlenebilir,
- 3) Noktaya normal arabayla 20 m kadar yaklaşılabilir ve park edilebilir.

Bu koşulları sağlayan toplam 40 noktaya kodu (DEÜ) olan çiviler kayanın içi matkapla oyularak monte edilmiştir. Harita Genel Komutanlığı ile ortaklaşa yapılan çalışmalar sonucunda bölgede mevcut birinci ve ikinci derece nirengi noktaları gözden geçirilmiş ve uygun olan dört nirengi noktası, yakınlarında bulunan DEÜ noktaları ile değiştirilmiştir. Sonuçta ölçümler için 33 nokta seçilmiş ve 32 noktanın ölçümü yapılmıştır. 1 noktaya yoldaki bakım çalışması nedeniyle ulaşılamamıştır.

GÖZLEMLERİN YAPILMASI

Gözlemler 22 Ağustos ve 6 Eylül 1989 tarihleri arasında 250x200 km genişliğindeki bir alanda yapılmıştır.

Gözlemlere başlamadan önce çalışma programının hazırlanması için 9 gün harcanmıştır. Ekipman İzmir'e varduktan sonra 3 gün DEÜ41 noktasında deneme çalışmaları yapılmıştır.

Gözlem çalışmaları için A,B,C,D,E olarak kodlanan 5 alıcı 33 noktalı çalışma ağına sırayla yerleştirilmiştir. Gözlemler İzmir çevresinde başlamış ve dörtgen bir zincir gibi GPS ağı içerisinde saat yönünde ilerlemiştir.

Tüm araştırma boyunca sürekli ölçü alınacak bir merkez noktası olarak Manisa Spil Dağındaki DEÜ19 noktası kullanılmıştır. Bu noktada gözlem süresi boyunca ölçü alınmıştır. Diğer noktalar ise gözlem süresi boyunca iki kez ölçülmüştür. Böylece sabit nokta ile diğer noktaları birleştiren bütün hatlar boyunca ikişer kez ölçü alınmıştır.

Gözlem planı GPS uydusu yönüne önkestirim programı SATPLAN kullanılarak yapılmıştır. Bu plana göre ilköğrenk gözlem planı şöyle olmuştur.

ZAM GMT	KAYDEDİLEN UYDULAR
(Bölgesel zaman=GMT+3 saat)	
03.38	6,9,11,8
04.38	6,9,11,12
07.30	13,9,11,12
08.38	13,9,3,12
10.02	13,-,3,12

Gözlem zamanı hergün 4 dk erken başlamıştır. Gözlem süresi boyunca elde edilen veriler, önışlem programı MAGNET ve FIT kullanılarak kontrol edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Çalışmalarımızın gerçekleştirilmesinde emeği geçen Durham Üniversitesi (İngiltere), Dokuz Eylül Üniversitesi ve Harita Genel Komutanlığı elemanlarına, yardımlarından dolayı teşekkür ederiz. Proje, İngiliz Millî Çevre Araştırma Kurumu (National Environmental Research Council) ve NATO bilimsel araştırma bursu (Grant No: 0122/89) tarafından parasal olarak desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, Jeofizik 3, 30-56.
- Ashkenazi, V. and Diederich, P. 1984, Positioning by second generation satellites: GPS and NAVSAT, Paper presented at 2nd international hydrographic technical conference.
- Beutler, G., Gurtner, W., Gervaise, J. and Mayaud, M. 1985, Test of GPS on the CERN-LEP control network, Paper presented at the joint meeting of FIG-Study groups 5B and 5C, Munich.
- Bock, Y. and Abbott, R.I., Counselman III, C.C., Gourevitch, S.A. and King, R.W. 1985, Establishment of three-dimensional geodetic control by interferometry with the Global Positioning System, J. Geophys. Res. 90, 7689-7704.
- Bock, Y., Abbott, R.I., Counselman III, C.C. and King, R.W. 1986, A demonstration of 1-2 parts in 10^7 accuracy using GPS, Bull. Geodesique 54.
- Canitez, N. ve Üçer, S.B. 1967, Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia, Tectonophysics, 4, 235-244.
- Collins, J. 1986, GPS surveying techniques, P.O.B., 24-28.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. 1979, Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum in convergent zone, Bull. Geol. Soc. Amer. 90, 84-92.
- England, P.C., Houseman, G. and Sonder, L. 1985, Length scales for continental deformation in convergent, divergent and strikeslip environments, Analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model, J. Geophys. Res. 90, 3551-3557.
- Eyidoğan, H. 1987, Rates of crustal deformations in Western Turkey as deduced from major earthquakes, Tectonophysics 148, 83-92.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J. 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-1970 in the Western Turkey, Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, Geophys. J.R. Astr. Soc. 81, 569-607.
- Foulger, G., Bilham, R., Morgan, W.J. and Einarsson, P. 1987, The Iceland GPS geodetic field campaign 1984, EOS 68, 1809, 1817-1818.
- Foulger, G., Bilham, R., Einarsson, P., Thorbergsson, G. and Morgan, W.S. 1989, A multinational GPS geodetic survey to study the crustal dynamics of Iceland, Submitted to Tectonophysics.
- Jackson, J. ve McKenzie, D.P. 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophys. J.R. Astr. Soc. 93, 45-73.
- Kocaefe, S. 1981, Batı Anadolu Aktüel Tektoniği ve Ege-Anadolu Plakaları Arası Yapısal İlişkinin Saptanması, Hacettepe Üniv., Yer. Bil. Fak., Doktora tezi, 160s.
- Koçyiğit, A. 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, T.J.K. Bül. 27, 1-16.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of Mediterranean Regions, Geophys. J.R. Astron. Soc. 30, 109-185.
- McKenzie, D.P. 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J.R. Astr. Soc. 55, 217-254.
- Wells, D. 1987, Guide to GPS positioning, Canadian GPS associates.
- Westaway, R.W. 1989, Anomalous block rotations in SW Turkey and elsewhere: Implications for continental deformation studies, Submitted to Tectonophysics.

ESAS JEOMANYETİK ALANIN TOPLAM ALANI İLE DÜŞEY BİLEŞENLERİNİN 1989 YILI TÜRKİYE DEĞERLERİ

Calculated Values of Total Field and Vertical Component of the Main Geomagnetic Field for 1989 for Turkey

Niyazi BAYDEMİR*

ÖZET

Jeomanyetik alan; esas alan, anomali alanı ve güneşten etkilenen değişimlerin meydana getirdiği dış kaynaklı alandan oluşmaktadır. Eğer dış kaynaklı alan gözönüne alınmazsa, jeomanyetik alan; esas alan ile anomali alanının toplamı şeklindedir. Esas alan yerin sıvı çekirdeğinden doğar, anomali alanının kaynağı ise kabuktur.

Esas jeomanyetik alanın bilinmesi manyetik prospeksiyon ettikleri için gereklidir. Rejyonel trendlerin giderilmesi ile lokal manyetik anomaliler ortaya konulabilir. Ayrıca değişik yıllarda yapılan ettüdlarin birleştirilmesinde de esas jeomanyetik alan verilerine gereksinime vardır.

Bu çalışmada, IAGA Division I Working Group 1 tarafından önerilen 1985 yılı esas alana ve 1985-90 periyodu için seküler değişime ait küresel harmonik katsayılar (IGRF) kullanılarak esas alanın toplam alanı ile düşey bileşeninin 1989 yılı Türkiye değerleri bulunmuştur.

ABSTRACT

The geomagnetic field has contributions from several sources such as the main field, the anomaly field and the external and solar induced variations. If we ignore external sources, the geomagnetic field comprises the main and anomaly fields. The main field has its origins in the Earth's liquid core while the anomaly field has its source in the crust.

Local magnetic anomalies can be obtained by eliminating the regional trends. Also, the main geomagnetic field values are required to join the magnetic surveys carried out at different times.

In this study, the main field coefficients for 1985 together with the 1985-90 secular variation proposed by IAGA Division I Working Group 1 are used to determine total field and the vertical component of the main geomagnetic field for 1989 for Turkey.

GİRİŞ

Yeryüzündeki bir noktada ölçülen yermanyetik alanı, farklı kaynaklardan doğan manyetik alanların toplamlarından oluşmaktadır. Bunlar; esas alan, anomali alanı, dışkaynaklı alan, dış kaynağın indüklediği alan ve piezomanyetik alandır. Dış kaynaklı alan, dış kaynağın indüklediği alan ve piezomanyetik alan şiddetleri, esas alan ile anomali alanı şiddetlerinin yanında çok küçük kaldığından, yermanyetik alanı bu iki alanın toplamı şeklinde düşünülebilir.

Esas alan, yerin sıvı çekirdeği nedeniyle oluşur ve yerin manyetik alanını büyük ölçüde karakterize eden alan bu alandır. Anomali alanının kaynağı ise kabuktur.

Esas alan değerlerinin bilinmesi çeşitli amaçlar için gereklidir. Örneğin, lokal anomali çalışmalarında rejyonel tren-

din kaldırılması gerekir (Bullard 1967). Lokal polinomlarla elde edilen trend yüzeyin yetersiz kalacağı çok geniş sahalardaki anomali çalışmalarında global bir trend yüzeyine gereksinim duyulur. Bu şekilde elde edilecek olan anomali haritalarında kopukluklar olmayacaktır.

Jeomanyetik potansiyel V, küresel harmoniğin terimleri şeklinde,

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ (g_n^m \cos m\theta + h_n^m \sin m\theta) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) + (\gamma_n^m \cos m\theta + \sigma_n^m \sin m\theta) \left(\frac{a}{r} \right)^n P_n^m(\cos\theta) \right\}$$

* I.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Vezneciler, İstanbul.

bağıntısı ile tanımlanabilir (Chapman ve Bartels 1940). Burada, m, n tamsayıları, θ, ϕ, r küresel koordinatlar, a referans küresinin yarıçapını, $P_n^m(\cos \theta)$ n dereceden m mertebeden bağımlı Legendre fonksiyonunu ve g, h, γ, σ küresel harmonik katsayılarını göstermektedir. g ve h katsayıları, kaynağı referans küresinin iç tarafında bulunan potansiyele, γ ve σ katsayıları kaynağı referans küresinin dışında bulunan potansiyele aittir.

V potansiyelinden $\vec{F} = -\text{grad } V$ bağıntısı yardımıyla F toplam alan vektörü türetililebileceği gibi, bu vektörün X kuzey, Y doğu ve Z düşey bileşenleride dış kaynaklı terimleri ihmal edip, $a = r$ alınarak,

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta}$$

$$Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \sin m\phi - h_n^m \cos m\phi) m P_n^m(\cos \theta)$$

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) (n+1) P_n^m(\cos \theta)$$

bağıntıları yardımıyla türetilir. X, Y ve Z bileşenleri ile küresel harmonik katsayıları arasında yukarıdaki bağıntılarda görüldüğü gibi bir ilişki olduğundan, bu bileşenlerin yeryüzünde (veya uzayda) uygun şekilde dağılmış noktalarındaki ölçülen değerlerinden faydalanılarak uygun küresel harmonik (veya Gauss) katsayıları türetilir.

Bu bilinenler sonucunda International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) bir International Geomagnetic Reference Field (IGRF) benimsedi (IAGA 1969). IGRF, esas alan ile onun seküler değişiminin küresel harmonik katsayılarla ifade edilen bir matematik modelidir. Bu çalışmada Türkiye'ye ait 1989-90 periyodu için seküler değişime ait küresel harmonik katsayılar kullanıldı (IAGA Division I Working Group 1 1988). 1985 IGRF değerleri, esas alan için 10'uncu derece ve mertebeye kadar hesaplanmış 120, seküler değişim için 8'inci derece ve mertebeye kadar hesaplanmış 80 katsayıdan oluşmaktadır. Katsayılar Schmidt quasi-normalize şekilde verilmiş ve yarıçapı 6371.2 km olan bir küre referans alınarak hesaplanmıştır.

ESAS ALAN DEĞERLERİNİN HESAPLANMASI

Jeomanyetik alanın X kuzey, Y doğu ve Z düşey bileşenleri $n = 8, m = 8$ için yazılmış şekliyle,

$$X = \sum_{n=1}^8 \left\{ g_n^0 \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} X_n^0 + \sum_{m=1}^n \left[(g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} X_n^m \right] \right\}$$

$$Y = \sum_{n=1}^8 \sum_{m=1}^n \left[(g_n^m \sin m\phi - h_n^m \cos m\phi) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} Y_n^m \right]$$

$$Z = -\sum_{n=1}^8 \left\{ (g_n^0 \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} Z_n^0 + \sum_{m=1}^n \left[(g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+2} Z_n^m \right] \right\}$$

bağıntıları ile verilir. Bu bağıntılar, esas olan değerlerini hesaplamak için kullanılan bağıntılardır. Bağıntılardaki sembol-

ler giriş bölümündeki V potansiyel bağıntısında kullanılan sembollerle aynıdır, ancak burada a , IGRF katsayılarının hesaplandığı referans küresinin yarıçapını, r yerin merkezinden itibaren hesaplama yapılacak noktaya olan radyal mesafeyi, ϕ doğu boylamını, g, h ise IGRF katsayılarını göstermektedir. Bağıntılardaki X_n^m, Y_n^m ve Z_n^m n inci dereceden m inci mertebeden P bağımlı Legendre polinomunun terimlerini göstermektedir. Bunlar

$$X_n^m = dP/d\phi$$

$$Y_n^m = mP/\sin \phi$$

$$Z_n^m = (n+1)P$$

şeklinde verilir. Burada, ϕ jeosentrik kolektütüd, P ise bağımlı Legendre polinomunun Schmidt quasi-normalize şeklidir ve

$$P_n^m(X) = \frac{1}{2^n n!} \left[\frac{\epsilon_{n-m} (n-m)! (1-X^2)^{m/2}}{(n+m)!} \right]^{1/2} \frac{d^{m+n}}{dX^{m+n}} (X^2-1)^n$$

bağıntısı ile verilir. Burada $X, X = \cos \theta$, m ise $m=0$ için $\epsilon_m = 1$, m in diğer değerleri için $\epsilon_m = 2$ dir.

IGRF katsayıları bir küre referans alınarak hesaplanmıştır. Gerçekte yeryüzü bir elipsoid şeklindedir. Yeryüzündeki bir nokta jeodetik koordinat sisteminde θ', ϕ ve h koordinatları ile verilir. Burada, θ jeodetik kolektütüd, ϕ doğu boylamı, h ise elipsoidin normali boyunca deniz seviyesinden ölçülen yüksekliktir. Bu değerleri θ, ϕ ve r ile verilen jeosentrik koordinat sistemine dönüştürmek gereklidir. Bu dönüştürme işlemi,

$$r = [h(h+2\rho) + (a^4 \sin^2 \theta' + b^4 \cos^2 \theta') \delta^2]^{1/2}$$

$$g = (a^2 \sin^2 \theta' + b^2 \cos^2 \theta')^{1/2}$$

$$\cos \theta = \cos \theta' \cdot \cos \delta - \sin \theta' \cdot \sin \delta$$

$$\sin \theta = \sin \theta' \cdot \cos \delta + \cos \theta' \cdot \sin \delta$$

$$\cos \delta = (h + \rho) / r$$

$$\sin \delta = (a^2 - b^2) \cdot \cos \theta' \cdot \sin \theta' / g r$$

bağıntıları yardımıyla yapılır. Burada, a elipsoidin uzun, b ise kısa yarıçapını göstermektedir. Hesaplamalarda International Astronomical Union (IAU) tarafından önerilen elipsoidin $a = 6378.160$ km ve $f = 1/298.25$ değerleri kullanılmıştır (International Astronomical Union 1966).

Sonuçta esas alınan F toplam alanı, hesaplanan X, Y ve Z değerlerinden,

$$F = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$$

bağıntısı ile elde edilmiştir.

SONUÇLAR

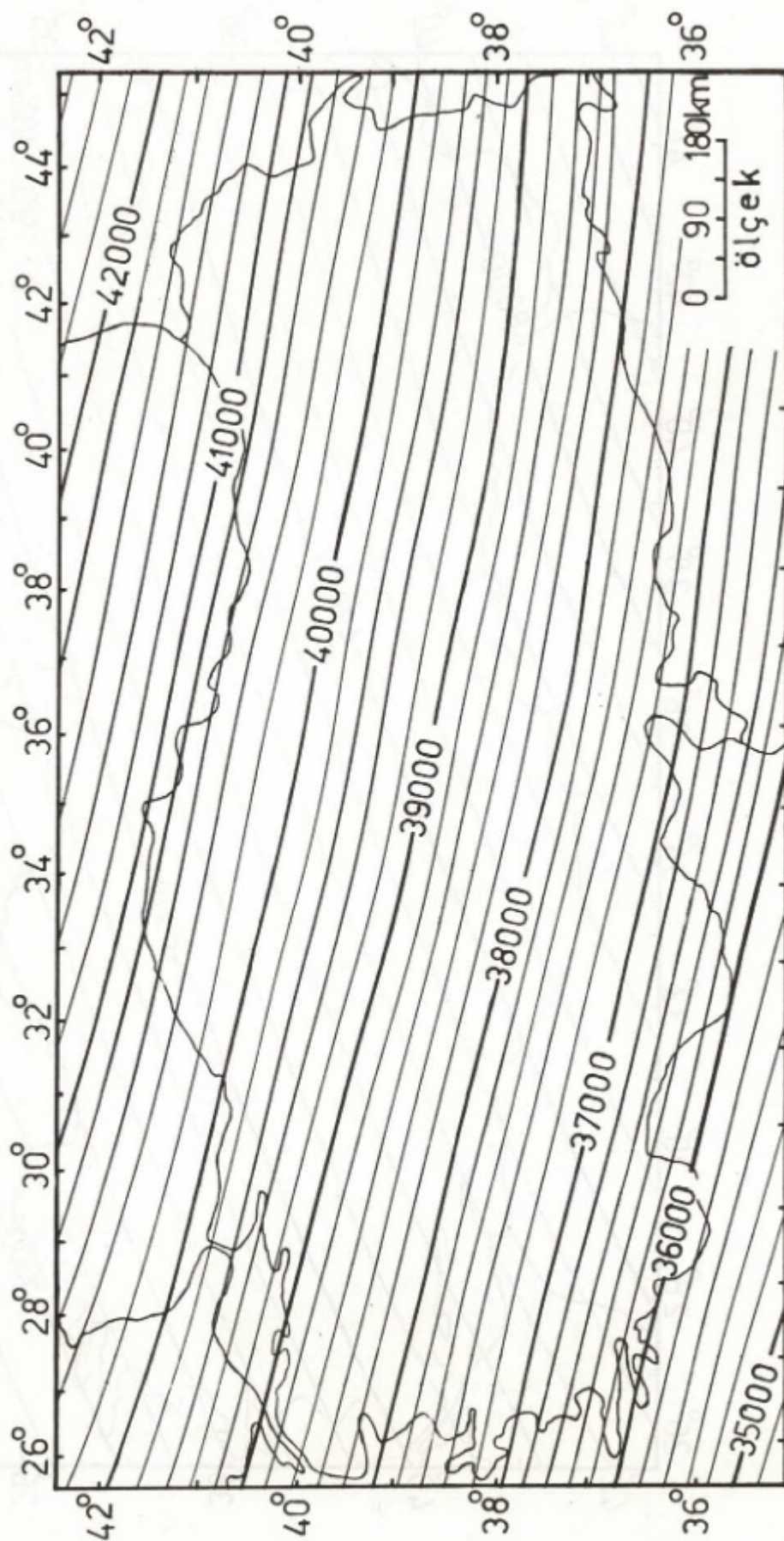
Esas jeomanyetik alanın F toplam alanı ile Z düşey bileşeninin 1989 yılına ait değerleri, Türkiye'nin $26^\circ - 44^\circ$ doğu boylamları ile $36^\circ - 42^\circ$ kuzey enlemleri arasında kalan bölgesi için hesaplandı. Enlem ve boylamların kesiştiği 133 düğüm noktasında hesaplanan değerler nT (nano Tesla) biriminde ve deniz seviyesindedir.

Şekil 1 esas alanın F toplam alanının eş-şiddet haritasını göstermektedir. Haritada kontur aralığı 200 nT'dir. Türkiye'nin güneybatı ucunda 45 000 nT civarında olan değerler,



Şekil 1. Esas alanın F toplam alanının 1989 yılına ait eş-şiddet haritası. Kontur aralığı 200 nT.

Fig. 1. Counter lines of equal total intensity (F) of the main geomagnetic field for 1989. Contour interval is 200 nT.



Şekil 2. Esas alanın Z düşey bileşeninin 1989 yılına ait eş-şiddet haritası. Kontur aralığı 200 nT.
 Fig. 2. Lines of equal vertical intensity (Z) of the main geomagnetic field for 1989. Contour interval is 200 nT.

kuzeydoğuda 48 000 nT yı geçmektedir. Şekil 2 ise esas alanın Z düşey bileşeninin eş-şiddet haritasını göstermektedir. Güneybatıda 36 000 nT olan Z değerleri, kuzeydoğuda 42 000 nT yaklaşmaktadır.

Esas alanın F toplam alanı ile Z düzey bileşeninin kilometre başına düşen değişim miktarı, doğu-batı doğrultusunda doğuya doğru artan şekilde F toplam alanı için 1.236 nT/km, Z düzey bileşeni için 1.425 nT/km, kuzey-güney doğrultusunda ise kuzeye doğru artan şekilde F için 3.013 nT/km, Z için 7.118 nT/km dir. Türkiye'nin ortasından geçen 39° kuzey enlemi ile Türkiye'yi kuzey-güney doğrultusunda ikiye bölen 25° doğu boylamı boyunca hesaplanan bu değişim miktarları, diğer enlem ve boylamlarda çok az bir fark göstermektedirler. Manyetik prospeksiyonda enlem-boylam veya normal düzlem olarak bilinen işlemde kullanılabilcek olan bu değişim değerleri bütün Türkiye için alınabilir.

Ayrıca esas alınan F toplam alanı deniz seviyesinden 2000 m yükseklikte, deniz seviyesindeki değerinden yaklaşık 46 nT, Z düşey bileşeni ise yaklaşık 40 nT kadar bir azalma göstermektedirler. Buradan değerlerin yukarı doğru değişim oranları saptanarak, 2000 m sınırları içinde istenilen yüksek-

KAYNAKLAR

- Akasofu, S. and Chapman, S. 1972, *Solar-terrestrial Physics*, Clarendon Press, Oxford.
- Bullard, E.C. 1967, The removal of trend from magnetic surveys, *Earth planet. Sci. letters* 2, 293-300.
- Chapman, S. and Bartels, J. 1940, *Geomagnetism*, Oxford University Press, London.
- IAGA Commission 2 Working Group 4 1969, International geomagnetic reference field 1965. 0, *Jour. Geophys. Res.* 74, 4407-4408.
- IAGA Division I Working Group 1 1988, International geomagnetic reference field revision 1987, *Geophysical Journal* 93, 187-189.
- International Astronomical Union 1966, *Proc. 12 th General Assembly* 12 B, 594-595.

YAZI VERENLER

DAVID JOHN WILLIAM PIPER

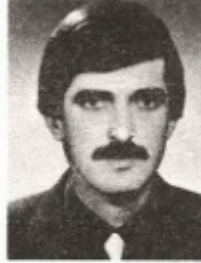
1966 yılında Cambridge Üniversitesi'nde jeoloji lisans öğrenimini bitirdi. 1967-1968 yılları arasında Scripps Oşinografi Enstitüsü'nde eğitim gördü ve Cambridge Üniversitesi'nde 1969 yılında jeoloji doktorası aldı. 1969-1972 yılları arasında ise Dalhousie Üniversitesi jeoloji ve oşinografi bölümünde yardımcı doçent, 1976-1981 yılları arasında doçent olarak çalıştı. 1981 yılından bu yana aynı Üniversitede profesör olarak çalışmakta olup halen Kanada Jeoloji Kurumu Deniz Jeolojisi Bölüm Başkanlığını yapmaktadır.

MUHAMMED DUMAN

1980 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeoloji Bölümünden mezun oldu. 1981 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde teknisyen olarak göreve başlayıp, 1983 yılında araştırma görevliliğine atandı. 1985 yılında yüksek lisansını tamamlayan Muhammed Duman halen aynı Enstitüde Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği dalında doktora eğitimini yapmaktadır.

ATILLA ULUĞ

1973 yılında İstanbul Üniversitesi'nde jeofizik-jeoloji lisans öğrenimini tamamladı. Aynı yıl MTA Enstitüsü Elektrik ve Elektromanyetik servisinde jeofizikçi olarak çalışmaya başladı. 1975 yılında Jeofizik Yük. Müh. diploması aldı. 1975-1977 yılları arasında Ege Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Fakültesi Balıkesir Ön Lisans Yüksek Okulu'nda asistan olarak çalıştı. 1977 yılında F. Almany'a doktora eğitimine gitti. "Sismik dalga absorpsiyonu" üzerindeki çalışması ile Frankfurt J.W. Gothe Üniversitesi'nden 1983 yılında doktorasını aldı. Aynı yıl Kiel C.A. Üniversitesi'nde deniz sismliği üzerine çalışmalar yaptı. Eylül 1983'den bu yana Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde çalışmakta olan Dr. A. Uluğ 1985 yılında yardımcı doçent, 1987 yılında doçentliğe yükseltildi ve Şubat 1990'dan itibaren aynı Enstitüde Müdür Yardımcılığı yapmaktadır.



YILMAZ TOSUN KONUK

1966 yılında Ege Üniversitesi Tabii Bilimler Bölümü Botanik-Zooloji ve Jeoloji lisans öğrenimini bitirdi. Aynı yıl F. Almany Bonn R.b.F.W. Üniversitesi'ne burslu olarak giderek 1970 yılında jeoloji yüksek lisansını, 1974 yılında da jeoloji doktorasını tamamladı. 1974 yılında Ege Üniversitesi Fen Fakültesi jeoloji kürsüsünde asistanlığa başladı ve 1977 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ne geçti. Halen aynı Enstitü'de görev yapan Dr. Yılmaz Tosun Konuk 1980 yılında doçent, 1989 yılında profesörlüğe yükseltildi.



ALİ ENGİN AKSU

1974 yılında Ege Üniversitesi'nde jeoloji lisans öğrenimini tamamladı. 1975-1977 yıllarında Kanada Dalhousie Üniversitesi'nde "Oşinografi" dalında yüksek lisans yaptı. 1980 yılında aynı Üniversitede "Deniz Jeolojisi" doktorasını bitirip 1980-1982 yılları arasında "Petro-Canada Exploration Inc." şirketinde çalıştı. 1982-1984 yılları arasında Kanada Dalhousie Üniversitesi'nde araştırma görevlisi, 1984-1988 yılları arasında Kanada Newfoundland Memorial Üniversitesi'nde yardımcı doçent ve 1988'den bu yana aynı Üniversitede doçent olarak çalışmakta olup halen aynı Üniversitenin deniz araştırmaları bölümünde Müdür Yardımcılığı yapmaktadır.

ZAFER AKÇİÇ

1949 yılında İzmir'de doğdu. 1972 yılında I.Ü.F.F. Jeofizik-Jeoloji dalını bitirdi. 1973-1974 yılları arasında E.Ü.F.F. Jeoloji Bölümünde teknik asistan olarak görev yaptı. 1976 yılında I.Ü.F.F. Jeofizik Kürsüsünde "Menderes Masifi Aeromanyetik Haritası ile Düşey Bileşen Yerel Şiddet Anomali Haritasının Karşılaştırılması ve Yorumu" isimli Lisansüstü çalışmasını tamamladı. 1976-1978 yılları arasında E.Ü.F.F. Jeofizik Bölümünde asistan olarak görev yaptı. 1978 yılından itibaren sırasıyla E.Ü.Y.B.F. ve D.E.Ü. Müh. - Mim. Fak.'de görev aldı. 1981 Kasım - 1982 Nisan tarihleri arasında



İngiltere Leicester Üniversitesi'nde bilimsel araştırmalarda bulundu. 1983 yılında "Batı Anadolu Gravite Verilerinin Veri-İşlem Yöntemleriyle Yorumu" isimli doktora tezini tamamladı. Halen D.E.Ü. Müh. - Mim. Fak.'de çalışmaktadır.

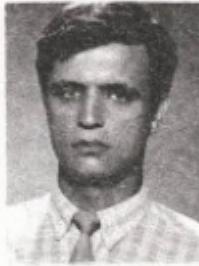
RAHMİ PINAR

1950 yılında Ankara'da doğdu. 1970 yılında girdiği İstanbul Üniversitesi Jeofizik Yüksek Mühendisliği Bölümünü 1975 yılında bitirdi. Aynı yıl MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi'nde görev aldı. 1977 yılında Ege Üniversitesi Fen Fakültesince açılan asistanlık sınavını kazanarak E.Ü.F.F. de Jeofizik asistanı olarak göreve başladı. Daha sonra sırası ile E.Ü.Y.B.F. ve D.E.Ü. Müh. - Mim. Fak.'de görev aldı. 1983 yılında "Doğrusal Dizge Kuramının Potansiyel Alanlara uygulanması" isimli doktora tezini verdi. Halen D.E.Ü. Müh. - Mim. Fak.'de çalışmaktadır.



EMİN UĞUR ULUGERGERLİ

1967 yılında İstanbul'da doğdu. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Jeofizik Anabilim dalından 1988-89 döneminde mezun oldu. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'nde yüksek lisans eğitimine devam etmektedir.



MÜJGAN ŞALK

1959 yılında İzmir'de doğdu. 1982 yılında E.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi Jeofizik Bölümünden mezun oldu. 1987 yılında D.E.Ü. Deniz Bilimleri Teknolojisi Enstitüsü'nde yüksek lisans eğitimi tamamladı. 1987 yılında D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nde doktora çalışmalarına başladı. 1985 yılından beri D.E.Ü. Mühendislik - Mimarlık Fakültesi'nde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.



GILLIAN ROSE FOULGER

1952 yılında İngiltere'de doğdu. 1974 yılında Cambridge Üniversitesi Jeoloji Bölümünden mezun oldu. 1976 yılında Durham Üniversitesi'nde yüksek lisans eğitimi tamamladı. 1978 yılında Cambridge Üniversitesi'nden M.A. ünvanını aldı. 1985 yılında Durham Üniversitesi'nde doktora eğitimi tamamladı. 1977-1984 yılları arasında İzlanda Üniversitesi Jeofizik Bölümünde araştırmacı olarak çalıştı ve 1985 yılından beri Durham Üniversitesi'nde öğretim üyesi olarak görev yapmaktadır.

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
787	Mustafa CEVHER	845	F. Sibel YALÇIN
788	Mustafa UZAN	846	Burhan KIRDÖK
789	Levent ENFİYECİ	847	Ahmet ÖZEN
790	Hıdır AKPINAR	848	Hakan EFE
791	Hakan YILDIZ	849	Cengiz CANDAN
792	Ayşe KAŞLILAR	850	M. Zafer ISPARTALIOĞLU
793	Rafet YILDIRIM	851	Nevzat MENGÜLLÜOĞLU
794	Çetin KEÇECİ	852	Hakan A. ALÇIK
795	İbrahim A. SARIKAYA	853	Arkin KOCAOĞLU
796	Erdoğan OKUL	854	H. Sedat SERİN
797	Birgül UTKU	855	Murat MİSKİ
798	Dilaver GÖK	856	M. Erkan DURMUŞ
799	Ersan TUNCER	857	Kazım ERDOĞAN
800	Murat H. GÜLTEKİN	858	A. Ufuk BEYOĞLU
801	Mine KULUNÇ	859	Meten AŞÇI
802	Işın OCAK	860	Tekin YEKEN
803	Ayşegül DEMİREL	861	İ. Tayfun ULUSOY
804	Canan YÜKSEL	862	Hasan T. GÜVEN
805	Süleyman BÜYÜK	863	Yusuf GÜRLEVİK
806	Dilek ŞAHİN	864	Hasan SOYLU
807	Levent ÇAKIREL	865	H. Neşe YILDIRIM
808	E. Sibel ÇELEBİOĞLU	866	Selim AKÇAY
809	İrfan BEYAZ	867	Müfit YAVUZ
810	Hasan SUNAR	868	Şevket KAYACI
811	K. Tuncer SARIKAVAK	869	Cevdet YAĞCI
812	Murat TİMURCAN	870	Tuygun SAVACI
813	M. Ali KUTLU	871	Cüneyt TECER
814	H. Ender GÜZDEN	872	Semiha ERGİNTAV
815	İ. Hakkı MAMATI	873	Aynur BEKAR
816	A. Z. Abidin DENİZCİOĞLU	874	M. Emin ALTAY
817	Kıymet DALLI	875	Serap İNAL
818	Gürhan ÇAKIRGİL	876	Hasan BARAL
819	A. Oğuzhan ÜLVAN	877	Ayten KILINÇ
820	Sinan KELEŞ	878	T. Tark GÖNÜLALAN
821	H. Tuğrul GENÇ	879	Hasan BARAL
822	Sacit MULBAY	880	Hüseyin TUR
823	Şenol ÇOPUROĞLU	881	Mustafa ÜÇÖK
824	Ünal ÖMÜR	882	A. Selçuk ÖZER
825	Seydan ALTUNÇ	883	Tuncay TUNA
826	Aydın BÜYÜKSARAÇ	884	İ. Gürkan TAYBARS
827	E. Hüseyin KASAL	885	E. Uğur ULUGERGERLİ
828	Ayşenur KARAALIOĞLU	886	Sabahattin SESLİ
829	Gökhan FENLİ	887	D. Ali KEÇELİ
830	İbrahim SARIYAR	888	Ayfer AYDIN
831	Mustafa VERKAYA	889	Kadir DALBAY
832	Emre TUNCER	890	Ersin TUYAN
833	Burhanettin TÖZÜN	891	Hakan ÖZBAKIR
834	Emin YAZICI	892	Nalan GÜNDEŞLİOĞLU
835	Hikmet KARAOĞLU	893	Hasan MENGİLLİ
836	İbrahim GÜRGÜNOĞLU	894	Filiz DEMİREL
837	Z. Yeşil BİLAL	895	Selami İŞİK
838	M. Dursun BİTKİN	896	M. Said SOYORAL
839	Bahadır EKİZER	897	M. FATİH ATALAY
840	Reyhan YILDIZHAN	898	İdris GÜNEY
841	Belma ÖZAYDEMİR	899	Gülşay ÖZVATAN
842	Metiner TANER	900	Erkan ERTEKİN
843	Ersan AYBEK	901	Asiye KIRIŞÇIOĞLU
844	Osman GÜREL	902	Rafet KARA



UPDATE YOUR SEISMIC EQUIPMENT

A NEW GENERATION OF ACQUISITION SYSTEMS

- The SN 368 telemetry recording unit, particularly suitable for 3D work, with a maximum configuration of 1200 channels
- The SN 358 digital recording unit, for land and marine operations, with the optional DMX demultiplexing unit for marine applications
- MYRIASEIS*, a radiotelemetry acquisition system for land/sea transition zone surveys
- The CS 260 correlator - stacker

These systems can be provided complete with seismic cables and geophone strings.



The TD 500 truck-mounted drill.



The interpretation workstation INTERPRET.

- * CGG-IFP trademark and product development
- ** CGG trademark
- (1) CGG-IFP (ARTEP) joint research project - CGG trademark



The SN 368 telemetry recording unit.

MARINE SEISMIC SYSTEMS

CGG has equipped over 40 seismic vessels with

- analog or digital streamers (up to 240 channels)
- radiopositioning systems such as Syledis or the new long-range Geoloc
- the GIN** navigation system

HEAVY DUTY LAND SEISMIC EQUIPMENT

- Vibrators
- Truck-mounted and heliportable drills
- Amphibious and rough terrain buggies
- Fiberglass products, such as recording cabs, trailers, etc.

WELL SEISMIC EQUIPMENT

- GEOLOCKTM H and GEOLOCK S, three-component hydraulic well seismic probes.
- MULTILOCK, a multi-level analog or digital geophone system for VSP acquisition which reduces rig down time by providing multiple measurements
- ASAP, an on-site quality control and processing system for VSP data, using a 32-bit minicomputer

COMPUTER SYSTEMS

- GEOVECTEUR*, the 2D and 3D seismic processing system for supercomputers
- INTERPRET, the 2D and 3D seismic interpretation workstation
- INTEGRAL, the interactive exploration-production aid developed by CGG's subsidiary PETROSYSTEMS.



HORIZON

JEOFİZİK VE JEOTEKNİK SİSTEM VE HİZMETLER LTD. ŞTİ.

- Derin ve Sığ Sismik Cihazlar,
- Jeofonlar, Jeofon Serim Kabloları ve streamerler,
- Kuyu Logu Sistemleri,
- Manyetometreler,
- Plotter Sistemleri, Sismik Kameralar,
- Rezistivite Cihazları,
- Transmitter, Recelver ve Jeneratör Grupları,
- Su Altı Kamera Sistemleri ve Fiber Optik Sistemler, (Sualtı ve Suüstü)
- Akıntı Ölçerler Akustik Kurtarıcılar,
- Deniz Altı ve Kıyı Radarları,
- Tek ve Çok Kanallı Kayıt Sistemleri,
- Su Altı Profiller Sistemler,
- R.O.V. Sistemleri,
- G.P.S. Sistemleri,
- Güvenlik Sistemleri,
- Meteorolojik ve Gözlem İstasyonları,

**Jeofizik Sistem ve
Cihazlar ile Sektörün
Hizmetinde**

Mesnevi Sokak 19/10
06690 Çankaya/ANKARA
Tel: (90-4) 141 00 25 - 141 00 26
Fax: (90-4) 141 00 27