

2001.256



METU

INSTITUTE
OF
MARINE SCIENCES



MIDDLE EAST TECHNICAL UNIVERSITY

P.K.28,ERDEMLİ, İÇEL, TURKEY

ULUSAL DENİZ ÖLÇME
VE
İZLEME PROGRAMI
AKDENİZ ALT PROJESİ

Proje No. DEBÇAG 78(86)

KUZEY LEVANT DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFİSİ

CİLT I

FİZİKSEL OŞİNOGRAFI

EMİN ÖZSOY
TEMEL OĞUZ
MUHAMMED A. LATİF
ÜMIT UNLUATA

ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
P.K. 28 Erdemli - İçel

Mayıs, 1987

ULUSAL DENİZ ÖLÇME
VE
İZLEME PROGRAMI
AKDENİZ ALT PROJESİ
Proje No. DEBÇAG 7G

KUZEY LEVANT DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFI
CİLT I
FİZİKSEL OŞİNOGRAFI

EMİN ÖZSOY
TEMEL OĞUZ
MUHAMMED A. LATİF
ÖMÜR ÖNLÜATA

ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
P.K.28 Erdemli-İçel

Mayıs, 1987

TEŞEKKÜR

Denizlerimizin sistematik bir şekilde bilimsel yönden incelenmesi 1986 senesinde başlayan Ulusal Deniz Ölçme ve İzleme Programı çerçevesinde sağlanan maddi ve manevi destek ile gerçekleşmeye başlamıştır. Önümüzdeki yıllarda, Kuzeydoğu Akdeniz'de bütün bilimsel yönleri ile sürdürülecek bu proje, çevre denizlerimizin önemli bir bölümünün yeterince tanınmasını ve ulusal çıkarlarımız doğrultusunda değerlendirilmesini sağlayacaktır. Ulusal Ölçme ve İzleme Programının planlanması, gerçekleşmesi ve koordinasyonunu sağlayan T.C. Başbakanlık Devlet Planlama Teşkilatı, Seyir, Hidrografi ve Ösinografi Hizmetleri Plan Koordinasyon Kurulu ve bu Kurul'un İcra Komitesi ile Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Deniz Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubuna teşekkürü bir borç biliriz.

Sunulan araştırmaya önemli katkıları bulunan Orta Doğu Teknik Üniversitesi Deniz Bilimleri Enstitüsü'ndeki araştırmacı, teknik ve gemici personele her türlü övgünün üzerindeki uyumlu ve özverili çalışmaları nedeniyle teşekkür ederiz.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

TEŞEKKÜR.....	1
İÇİNDEKİLER.....	11
TABLO VE ŞEKİLLERİN LİSTESİ.....	1v
1. GİRİŞ.....	1.1
2. LEVANT DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFIK ÖZELLİKLERİNE GENEL BİR BAKIŞ.....	2.1
2.1 BATİMETRİK VE GEOMETRİK ÖZELLİKLER.....	2.1
2.2 METEOROLOJİK ÖZELLİKLER.....	2.2
2.3 SU KÜTLELERİ.....	2.4
2.4 DOLAŞIM.....	2.7
3. ÖLÇÜM PROGRAMI VE BULGULARIN İŞLENMESİ.....	3.1
3.1 ÖLÇÜM PROGRAMI.....	3.1
3.2 BULGU TOPLAMA.....	3.3
3.3 BULGULARIN İŞLENMESİ.....	3.4
4. GENEL DOLAŞIM.....	4.1
4.1 AKIM ÇİZGİLERİ VE OBJEKTİF ÇÖZÜMLEME.....	4.1
4.2 EKİM-KASIM 1985.....	4.4
4.3 NİSAN 1986.....	4.9
4.4 HAZİRAN-TEMMUZ 1986.....	4.10
4.5 GENEL ÖZELLİKLER.....	4.11
5. HİDROGRAFIK ÖZELLİKLER.....	5.1
5.1 EKİM-KASIM 1985.....	5.2
5.2 NİSAN 1986.....	5.8
5.3 HAZİRAN-TEMMUZ 1986.....	5.11
5.4 KASIM 1986.....	5.15
6. SU KÜTLELERİNİN BÜTÜNSSEL ÖZELLİKLERİ.....	6.1
6.1 EKİM-KASIM 1985.....	6.3
6.2 NİSAN 1986.....	6.4
6.3 HAZİRAN-TEMMUZ 1986.....	6.5
7. SONUÇLAR.....	7.1

EK-A	OBJEKTİF ÇÖZÜMLEME TEKNİKLERİ.....	A.1
A.1	ÇÖZÜMLEME YÖNTEMLERİ.....	A.1
A.2	SKALER BİR ALANIN OBJEKTİF ÇÖZÜMLEMESİ.....	A.2
A.2.1	SIFIR ORTALAMALI VE KOVARYANSI BİLİNEN ALANLAR.....	A.2
A.2.2	TAHMİNİ ORTALAMALI ALAN.....	A.10
A.3	UYGULAMA NOTLARI.....	A.12
A.3.1	DİNAMİK YÜKSELTİ ANOMALİSİ (AKIM FONKSİYONU)'NUN HESAPLANMASI.....	A.12
A.3.2	KORELASYON MODELİ.....	A.15
A.3.3	ÇÖZÜMLEME YÖNTEMİNE İLİŞKİN EK BİLGİLER.....	A.18
	KAYNAKLAR.....	K.1
	TABLolar.....	T.1
	ŞEKİLLER.....	Ş.1

TABLÖLAR VE ŞEKİLLERİN LİSTESİ

TABLÖLAR

Tablo 4.1 Model Korelasyon Fonksiyonu Katsayıları

ŞEKİLLER

- Şekil 2.1 Kuzey Levant Denizi'nin geometrik ve batimetrik özellikleri
- Şekil 2.2 Doğu Akdeniz'de görölen yüzey akıntıları (Ovchinnikov, 1966)
- Şekil 3.1 31 Ekim-12 Kasım 1985 seferindeki ölçüm istasyonları
- Şekil 3.2 15-26 Nisan 1986 seferindeki ölçüm istasyonları
- Şekil 3.3 21 Haziran-5 Temmuz 1986 seferindeki ölçüm istasyonları
- Şekil 3.4 12-16 Kasım 1986 seferindeki ölçüm istasyonları
- Şekil 4.1 Ekim-Kasım 1985 seferi için standart basınçlardaki dinamik yükselti anomalileri yatay korelasyonları
- Şekil 4.2a-h Standart basınç seviyelerindeki dinamik yükselti anomalileri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 4.3 Yüzey dolaşımı için normalize edilmiş çözümleme hatası varyansı (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 4.4 Objektif yöntemlerle kıyılarda akım çizgisi değerleri tanımlanarak elde edilen yüzey dinamik yükselti anomalileri
- Şekil 4.5 Kıyılarda akım çizgisi tanımlanarak yapılan analizin hata varyansı
- Şekil 4.6 Sübjektif yöntemlerle kıyılarda akım çizgisi tanımlanarak elde edilen yüzey dinamik yükselti anomalileri
- Şekil 4.7 Nisan 1986 seferi için standart basınçlardaki dinamik yükselti anomalileri yatay korelasyonları
- Şekil 4.8a-h Standart basınç seviyelerindeki dinamik

- Şekil 4.8a-h Standart basınç seviyelerindeki dinamik yükselti anomalileri (Nisan 1986)
- Şekil 4.9 Yüzey dolaşımı için normalize edilmiş çözümleme hatası varyansı (Nisan 1986)
- Şekil 4.10 Haziran-Temmuz 1986 seferi için standart basınçlardaki dinamik yükselti anomalileri yatay korelasyonları
- Şekil 4.11a-h Standart basınç seviyelerindeki dinamik yükselti anomalileri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 4.12 Hata varyansı dağılımı (Temmuz 1986)
- Şekil 5.1 Ekim-Kasım 1985 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller
- Şekil 5.2a-c 205-192 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.3a-c 237-247 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.4a-c 260-253 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.5a-c 285-292 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.6a-c 189-298 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.7a-c 188-305 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 5.8 Nisan 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller
- Şekil 5.9a-c 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)
- Şekil 5.10a-c 550-410A Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)
- Şekil 5.11a-c 760-685 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)
- Şekil 5.12a-c 950-885 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)
- Şekil 5.13 Haziran-Temmuz 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller
- Şekil 5.14a-c 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki T, S,

- Şekil 5.14a-c 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 5.15a-c 430-410A Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 5.16a 530-440 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 5.17a-c 630-570A Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 5.18a-c 85-785 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 5.19 Kasım 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller
- Şekil 5.20a-c 32-51 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Kasım 1986)
- Şekil 6.1 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı (kcal/cm²) (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 6.2 Atlantik Sularının % 39.1 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 6.3 Levant Ara Sularının % 38.9 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Ekim-Kasım 1985)
- Şekil 6.4 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı (kcal/cm²) (Nisan 1986)
- Şekil 6.5 Atlantik Sularının % 39.0 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Nisan 1986)
- Şekil 6.6 Levant Ara Sularının % 38.9 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Nisan 1986)
- Şekil 6.7 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı (kcal/cm²) (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 6.8 Atlantik Sularının % 39.1 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Haziran-Temmuz 1986)
- Şekil 6.9 Levant Ara Sularının % 38.9 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Haziran-Temmuz 1986)

1 GİRİŞ

Bu raporda birinci yıl sonuçları sunulacak olan KUZEYDOĞU AKDENİZ ULUSAL ÖLÇÜM VE İZLEME PROJESİ, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Deniz Bilimleri Enstitüsü'nce (ODTÜ-DBE) yürütülen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) destekli ve toplam üç yıl süreli bir araştırma projesidir.

Türkiye'nin güney kıyılarındaki da uzunca bir bölümü çevrelenen Doğu Akdeniz'de ulusal bir bulgu (dolayısıyla bilgi) birikimini sağlamak, kaynaklarımızın kullanımı, denizle ilgili planlamaların ve mühendislik hizmetlerinin yapılabilmesi, kirliliğin taşınımı ve dağılımının belirlenmesi gibi gereklerle uzun yıllardan beri önde gelen ulusal amaçlardan biri olmuştur. Daha önceki yıllarda gerek ulusal, gerekse uluslararası kuruluşlarca yapılmış sınırlı sayıdaki araştırmalar komşu olduğumuz bu denizi yeterince tanımamıza olanak sağlayamamıştır. Gerçek şudur ki, Doğu Akdeniz, diğer dünya denizleri ve Akdeniz'in bütününe göre güvenilir bir bulgu bazının elde edilmesi ve bu denizi etkileyen olayların tanımlanabilmesi yönünden en az tarihsel bilgi birikimi olan denizlerden birisidir, ve bu durum geniş kapsamlı bir tanıma çabasının günümüze kadar verilmemiş olmasından doğmuştur.

Öte yandan Doğu Akdeniz, oşinografik değişkenliğin, farklı su kütlelerinin oluşumu ve yayılımı, bağlantılı (Ege, Adriyatik ve Batı Akdeniz gibi) denizlerle etkileşim, etkin atmosfer-deniz etkileşimleri, gibi önemli ve karmaşık olaylar nedeniyle ilgiye değer bir konumda bulunmakta ve yarı kapalı bir deniz olduğu için kontrollü bilimsel deney ve değerlendirmelere olanak tanımaktadır.

Bu amaçla başlatılan Kuzeydoğu Akdeniz Ulusal ölçüm ve izleme Projesi, kuzeyde Türkiye kıyıları, doğuda iskenderun Körfezi, batıda Marmaris ve Rodos adası, güneyde ise 34°N enlemi ile sınırlanmış olan Doğu Akdeniz'in kuzey kesiminde oşinografik araştırmaları kapsamaktadır. Yapılan bu çalışmalarla kuzeydoğu Akdeniz'in fiziksel, kimyasal ve biyolojik oşinografisinin tanımlanması ve zamana göre değişimlerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Doğu Akdeniz'deki bilgi birikiminin yetersizliği ve buna karşılık bölgenin oşinografisinin önemi, ulusal plandaki bu projeyi gerektirdiği gibi uluslararası bir projenin de planlanmasına yol açmıştır. DOĞU AKDENİZ'İN FİZİKSEL OŞİNOGRAFİSİ ARAŞTIRMA PROGRAMI (POEM) olarak adlandırılan bu çalışmalarda uluslararası katılımı Doğu Akdeniz'in tümünü kapsıyacak araştırmalar yürütülmektedir. ODTU-DBE kuzeydoğu Akdeniz'de yaptığı araştırmalarla bu çalışmalara katılmaktadır.

POEM Programında Doğu Akdeniz'in fiziksel oşinografisinin yeterli düzeyde bilinmediği ve gözlemler, deneyler ve modeller aracılığı ile burada yapılacak temel araştırmaların önemi vurgulanmıştır (UNESCO, 1984). Bu çalışmaların gelecekteki en önemli sonuçları, yörenin kimyasal, fiziksel ve biyolojik oşinografisinin iyi bilinmesine yol açarak bölgedeki deniz bilim ve teknolojisinin gelişmesi ve dolayısıyla çevre denetimi, deniz taşımacılığı, kirlenmenin kontrolü, petrol aramaları, iklimsel değişimlerin ve etkilerinin anlaşılması, deniz kaynakları ve balıkçılığın geliştirilmesi gibi pratik aktivitelerin planlanması olacaktır. Doğu Akdeniz'in rüzgarlar ve termohalin zorlamalarla belirlenen dolaşımı ve burada oluşan fiziksel ve dinamik olaylar, diğer dünya denizleri ve okyanuslardaki dinamik koşullar için de geçerli bir model oluşturmaktadır. Yarı-kapalı rejimi dolayısıyla Doğu Akdeniz dinamik özellikleri kontrollu deneylerle ortaya çıkarılabilecek ve

detaylı olarak incelenebilecek bir oşinografik laboratuvar özelliği taşımaktadır.

Yukarıda özetlenen bilimsel amaçlar ve kapsam doğrultusunda ulusal bilgi birikiminin sağlanması ve aynı anda oşinografi bilimine katkıda bulunacak temel çalışmaların yapılması bu projenin asıl hareket noktasını oluşturmaktadır. Bu raporda sunulan ilk sonuçlar, bölgenin bugüne dek iyi bilinmeyen bazı özelliklerini detaylı biçimde anlaşılır kılacak yeni bilgileri içermektedir.

Bölüm 2 de Doğu Akdeniz'in genel oşinografik özellikleri önceden elde bulunan bilgiler ışığında gözden geçirilecektir. Ölçüm programı, deniz seferleri ve elde edilen bulguların işleme yöntemleri Bölüm 3 te yer almaktadır. Hesaplanan genel dolaşım özellikleri Bölüm 4 te, gözlenen hidrografik özellikler ve bunların değişkenliği Bölüm 5 te anlatılmaktadır. Değişik su kütlelerinin bütünsel olarak dağılımları Bölüm 6 da ele alınmakta ve sonuçlar Bölüm 7 de tartışılmaktadır. Raporun sonunda yer alan Ek-A da ise Bölüm 4 te kullanılan objektif çözümleme yöntemlerinin bir özeti sunulmaktadır.

2. LEVANT DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFIK ÖZELLİKLERİNE GENEL BİR BAKIŞ

Son yıllarda yapılan kapsamlı deniz çalışmalarına ve bunların sonuçlarına geçmeden önce, bugüne kadar gerçekleştirilen çeşitli araştırmalar sonucu kazanılan bilgi birikimi ışığında Doğu Akdeniz'in ve özellikle bunun bir parçası olan Levant Denizi'nin genel oşinografik özelliklerin gözden geçirilmesinde yarar bulunmaktadır. Söz konusu araştırmaların sonuçları daha geniş bir şekilde Ünlüata (1986) tarafından tartışılmıştır.

Ünlüata (1986) tarafından değinildiği gibi, Levant Denizi'nde su kütlelerinin oluşum ve yayılım özellikleri hakkında genel hatlarıyla bazı bilgiler bulunmaktadır. Ancak, oşinografik süreçlerin yeterli duyarlılık ve ayırımla incelenebilmesi açısından bir birikimin olmadığı görülmektedir. Bu rapor çerçevesinde yapılan ve ilerideki bölümlerde anlatılacak olan çalışmalar özellikle Levant Denizi'nin kuzeyinde bu yönde atılmış önemli bir adım niteliğindedir.

2.1 BATİMETRİK VE GEOMETRİK ÖZELLİKLER

Levant denizi Doğu Akdeniz'in doğal bir parçası olup, Girit adası-Afrika anakarası arasındaki geçitten başlayarak kuzeyde Türkiye, doğuda Suriye, Lübnan, İsrail, güneyde Mısır ve kısmen Libya tarafından çevrelenmiştir. Rodos adası ile kıyılarımız arasında yer alan Rodos Kanalı ve Rodos-Girit adalar kümesinin aralarında bulunan Scarpanto ve Caso geçitleri ile Ege denizine bağlanmaktadır. Yaklaşık $7.5 \cdot 10^5$ km³ hacmi ve 4300 metreyi bulan derinliği ile Levant Denizi Ege, Adriyatik ve İyon Denizleri yanında Doğu

Akdenizin en büyük ve en derin basenlerinden birini oluşturmaktadır.

Levant denizinde kıta sahanlığı genelde oldukça dar olup, 1000 metreden daha derin sulara kıyıdan yaklaşık 10-20 km uzaklıkta çok kısa ve dik bir eğim ile ulaşılmaktadır. istisna olarak, en geniş kıta sahanlığı iskenderun-Mersin Körfezinde yer almaktadır. Rodos adasının doğusundaki Rodos Baseni (4000m), Antalya Körfezinin güneyindeki Antalya Baseni (2000-2500m), Kıbrıs ve Türkiye'nin güney kıyıları arasındaki Kilikya (Adana) Baseni (1000m) ve Kıbrıs-Suriye arasındaki Latakya Baseni (1000-1500m) kuzey kısmındaki başlıca derin bölgeleri oluşturmaktadır. Kilikya baseni ile Antalya Baseni arasında derinlik 1000m den 2000m'ye ani olarak değişmektedir. Kilikya ve Latakya Basenleri Kıbrıs'ın kuzeydoğusunda dar bir kanal ile birbirine bağlanmaktadır. Antalya Baseni ile Rodos Baseni arasında 1500m lik Anaximander yükseltisi bulunmaktadır. Ayrıca Kıbrıs'ın güneyinde 1000m lik Hecateus ve Erastothernes yükseltileri yer almaktadır (Şekil 2.1).

2.2 METEOROLOJİK ÖZELLİKLER

Meteorolojik koşullarda görülen bölgesel ve zamansal değişimler Levant Denizi'nin genel oşinografik özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden biridir. Hava kütlelerinin özellikleri ve bunların yöresel topoğrafya (özellikle Türkiye'nin güney kıyıları boyunca uzanan Toros sıradağları) ile etkileşimi sonucu ortaya çıkan oldukça karmaşık atmosferik olaylar Levant Denizi'nde meydana gelen oşinografik değişkenliğe büyük ölçüde yansımaktadır. Kış ve ilkbahar aylarındaki alçak basınç sistemleri ve bunlara bağlı rüzgarlar ile yaz ve sonbahar aylarındaki batı rüzgarları ve günlük periyotlar içinde değişim gösteren denizyeli/karayeli sistemlerinin Levant basenini bütün yıl

etkileyen başlıca meteorolojik faktörler olduğu söylenebilir. Levant baseninde görülen bu tür atmosferik olayların geniş bir tartışması Ataktürk(1980) ve Özsoy (1981) tarafından verilmiştir.

Reiter(1975), Mediterranean Pilot (1976), Karein (1979), ve Brody ve Nestor (1980) tarafından bildirildiğine göre, özellikle kış aylarında Atlantik Okyanusu ile batı, orta ve doğu Akdenizdeki siklonik merkezlerde oluşan alçak basınç merkezleri kısa süreli aralıklarla Doğu Akdeniz üzerinden geçmektedir. Bu sistemlerin yaklaşık yarısı İyon ve Ege Denizleri üzerinden kuzeye kayarak Karadeniz'e yönelmekte, diğer yarısı ise doğrudan doğruya Levant Denizi üzerinden doğuya doğru ilerlemektedir. Yukarıdaki referanslarda verilen bilgilere göre Akdeniz'de yılda ortalama olarak görülen 76 alçak basınç sisteminden sadece 7'si dışarıdan gelmekte, diğerleri Akdeniz'de yerel olarak oluşmaktadır. Akdeniz'de görülen yıllık ortalama 76 siklondan 28 tanesi Kuzey Levant Denizi üzerinden geçmekte ve yaklaşık 4-6 gün süre ile bölgeyi etkisi altına almaktadır.

Kış ve ilkbahar aylarında görülen alçak basınç sistemlerinin geçişi sonrasında Türkiye'nin güney kıyılarındaki Toros sıradağları boyunca uzanan bir dizi vadide (Antalya, Göksu ve İskenderun geçitleri) kuvvetli kuzey rüzgarları oluşmakta ve Avrupa anakarası üzerinden gelen karasal kaynaklı hava kütleleri bu geçitlerde kuru ve soğuk Poyraz rüzgarları yaratmaktadır. Bu kuzeyli rüzgarlar özellikle kışın kuzey Levant basenini etkisi altına almaktadır. Göksu vadisinde 36 m/s hıza ulaşabilen Poyraz rüzgarları meydana getirdiği karışım ve buharlaşma nedeniyle yüzey sularının soğumasına ve tuzluluğunun artmasına yol açmaktadır (Özsoy 1981, Özsoy ve diğ., 1981a,b; Özsoy ve Ünlüata, 1983). Rüzgarın batıdan doğuya doğru kuzey Levant üzerinde farklılıklar göstermesi sonucunda oluşan rüzgar gerilimi gradyanı, dolaşım özelliklerinde belirleyici bir rol oynamaktadır.

2.3 SU KÜTLELERİ

Levant denizi farklı su kütlelerinin dikey ve yatay yönlerdeki karışimleri, mevsimlere göre değişimleri ve çeşitli fiziksel olaylar nedeniyle osinografik açıdan oldukça karmaşık ve ilginç bir görünüme sahiptir. Levant baseninde, ana hatları ile farklı uç su kütlelerinin bulunduğu söylenebilir.

Atlantik su girdisinin daha fazla olduğu ilkbahar ve yaz aylarında yüzey tabakalarında göreceli olarak daha az tuzlu Atlantik kaynaklı sular görülmektedir. Batı Akdeniz'de (Cebelitarık ve Sicilya geçitleri arasında) tuzluluğu yaklaşık olarak ‰ 36.15-37.15 arasında değişen bu su kütlesi en batıda 150-200 m derinliklere kadar izlenebilmektedir (Morel, 1971). Doğuya doğru Kuzey Afrika kıyıları boyunca ilerlerken özelliğini giderek yitiren bu sular Levant Denizi'nde yaklaşık ‰ 38.5-39.0 tuzluluk değerleri ile tanımlanmakta ve çok karmaşık bir yol takip ederek 20-100 metre kalınlığında bir tabaka halinde zaman zaman kıyılarıımıza kadar ulaşmaktadır. Atlantik suları, yaz ve sonbahar aylarında tuzluluğu ve sıcaklığı yüksek homojen bir yüzey karışım tabakasının altında yer alan bir tuzluluk minimumu ile tanımlanmaktadır. Yüzey tabakasındaki tuzlu ve sıcak sular bu mevsimde rüzgarlarla karışım, buharlaşma ve ısınma nedeniyle ortaya çıkmakta ve Atlantik Sularını yukarıdan sınırlamaktadır (Oren, 1971; Morcos, 1972). Kış aylarında Cebelitarık boğazından daha az miktarda giren Atlantik sularının bir bölümünün güneyli Sirocco rüzgarlarının etkisiyle Girit adasının güney kesimlerinde tekrar kuzey batıya dönmesi sonucu Levant Denizi'ne giren Atlantik suyu azalmaktadır (Oren, 1971; Hopkins, 1978). Bunlara ek olarak, kış aylarında Levant basenindeki dikey konveksiyon olaylarının artmasıyla yaklaşık 200-300 m derinliklere kadar daha homojen bir yapı ortaya çıkmakta ve sonuçta yaz aylarındaki yüzey karışım

tabakası ve bunun altındaki tuzluluk minimumu kaybolmaktadır. Bu durumda Atlantik sularının kalınlığı karışımından dolayı azalmakta ve bu sular erişebildikleri bölgelerde genellikle yüzeyden başlayan az tuzlu bir tabaka olarak yer almaktadır.

Mısır açıklarında gerçekleştirilen ölçümlerde (Morcos, 1972; Morcos ve Hassan, 1976) kış aylarında sıcaklığı 16°C , tuzluluğu ‰ 39.0-39.4 arasında değişen 300 metreye kadar homojen bir yüzey tabakası, ilkbahar aylarında daha fazla Atlantik suyunun bu bölgeye ulaşması ile yüzeyde 100m kalınlığında daha az tuzlu bir tabaka ve daha sonra yaz aylarında artan buharlaşmanın etkisiyle 50-75m derinlikler ‰ 38.5 ile bir tuzluluk minimumu gözlenmiştir. Levant yüzey sularındaki bu tür mevsimsel değişimlerin varlığı İsrail ve Lübnan açıklarında ve kuzey Levant Denizi'nde yapılan ölçümlerde de sırasıyla Rosentraub ve diğ. (1985) Ünlüata ve diğ. (1986) tarafından saptanmıştır.

Atlantik sularının altında Levant baseninin çeşitli bölgelerinde oluşarak batıya doğru hareket eden ve Levant Ara Suyu olarak isimlendirilen bir su kütlesi bulunmaktadır. Oluşum bölgelerinde yaklaşık ‰ 39.1 tuzluluk ve 15.5°C sıcaklık değerleri ile tanımlanabilen bu su kütlesinin özellikle Rodos adasının doğusu ve Türkiye'nin güney kıyıları boyunca olduğu bilinmektedir (Özturgut, 1976; Ovchinnikov, 1984, Ünlüata ve diğ., 1986). Ayrıca, Mısır açıklarındaki güney Levant Denizinde de Levant Ara Sularının ikincil derecede olduğu sanılmaktadır (Morcos, 1972).

Levant Ara Sularının kış ve ilkbahar aylarında deniz sıcaklığının en aza indiği bir dönemde esen kuru ve soğuk kuzey rüzgarlarının etkisiyle giderek soğuyan, buharlaşma ile tuzluluğu artan ve bu nedenle yoğunlaşan yüzey sularının dikey konvektif hareketler sonucu daha derinlere çökerek kendisinden daha yoğun dip suları üzerindeki yerini alması

ile oluştuğu önceki araştırmalarla ortaya konmuştur (Wüst, 1961; Morcos, 1972). 1977 Mart ve 1982 şubat aylarında Rodos baseninde yapılan gözlemlerin ışığında Ovchinnikov (1984) Levant Ara Suyunun oluşumunun siklonik döngülerle ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Siklonik döngülerin ortasında yoğunluk yüzeylerinin tanımladığı bir tepe oluşmaktadır. Ovchinnikov'a göre kalınlığı daha az olan böyle bir tepe üzerinde kuru ve soğuk rüzgarların etkisi altında kalan yüzey sularının yoğunluğu çevresindeki ve altındaki su kütlelerine göre artmaktadır. Bu sular daha sonra tabakalaşmanın göreceli olarak daha az olduğu tepenin kenarlarından kararlı bir tabakalaşma gerçekteye kadar yaklaşık 300-400 m derinliklere doğru kaymakta ve burada yüzey tabakasına göre tuzluluğu daha fazla yeni bir su kütleli oluşturmaktadır. Ovchinnikov ve Plakhin (1984) geliştirdikleri bir nümerik model ile bu tür bir mekanizmanın gerçekteşebileceğini doğrulamışlardır.

Özturgut (1976), ve Özsoy ve diğ. (1986a-e) tarafından bildirildiğine göre kuzey Levant baseninde bir dizi siklonik ve antisiklonik döngü bulunmaktadır. Bu nedenle, Ovchinnikov teorisi tüm kuzey Levant Denizi'nde Levant Ara Suyunun oluşabileceğine işaret etmektedir. Siklonik döngülerin kenarlarından daha derinlere kayan suların hemen yanlardaki antisiklonik döngülerin ortalarındaki çukurlara doğru inmesi beklenmeli ve Levant Ara Suları antisiklonik döngülerin merkezlerinde aranmalıdır. Özturgut (1976) ile ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü'nün bu raporda sunulacak bulguları (Ünlüata, 1986) gerçekte Rodos, Antalya ve Kilikya Basenlerindeki antisiklonik döngülerde daha fazla Levant Ara Suyunun bulunduğunu göstermektedir.

Yüzey Suları, Atlantik Suları ve Levant Ara Suları konusunda bilinenlerle karşılaştırıldığında, Doğu Akdeniz'in derin sularının oluşumu ve yayılımı hakkında çok az bir bilgi birikimi bulunmaktadır. Bu derin suların Adriyatik ve güney

Ege'de oluştuğu öne sürölmektedir (Pollak, 1951; Zore-Armanda, 1969; El-Gindy ve El-Din, 1985). Genellikle 13.6 sıcaklık ve ‰ 38.7 tuzluluk ile tanımlanan derin sular 1500 metrenin altında çok az farklılıklar göstermektedir.

2.4 DOLAşIM

Levant denizi'nin genel akıntı sistemi ve su hareketlerine ait ilk bilgiler 20. yüzyılın başlarına kadar uzanmaktadır. Nielsen (1912) ve Schott (1915) tarafından genel bir siklonik akıntı sisteminin varlığı öne sürölmüştür. Bu tez daha sonra yapılan gözlemler ve bunların ışığında gerçekleştirilen çeşitli model çalışmaları ile desteklenmiştir (Wüst, 1961; Ovchinnikov, 1966, Engel, 1967; Moskalenko, 1974; Lacombe ve Tchernia, 1972; Gerges, 1976a, b).

Ovchinnikov (1966) tarafından hesaplanan akıntı sistemine göre, şekil 2.2'de göröleceğı gibi, Atlantik Okyanusu kaynaklı yüzey sularını kıyı boyunca taşıyan Kuzey Afrika akıntısı Levant basenine girerken Afrika kıyılarından ayrılmakta ve kuzeydoğu istikametinde Girit adasına doğru yönelmektedir. Girit'in güneyinde ikiye ayrılan bu akıntıların bir bölümü tekrar batıya doğru yönelirken diğer kısmı güneydoğu istikametinde Mısır kıyılarına doğru ilerlemekte ve tekrar iki kola ayrılmaktadır. Kuzeye yönelen akıntılar Rodos'un güneydoğusundan Levant baseninin ortasına kadar uzanan ve Rodos döngüsü olarak adlandırılan su kütesine katılmaktadır. Doğuya doğru ilerleyen akıntılar ise daha sonra israil, Lübnan ve Suriye kıyıları boyunca kuzeye yönelmekte ve kıyılarıımıza kadar ulaşmaktadır. Güney sahilllerimiz boyunca batı yönünde kıvrımler çizerek ilerleyen bu akıntılar sonunda Rodos döngüsüne katılmakta, bir bölümü ise Rodos ile Ege geçitleri yoluyla Ege Denizi'ne girmektedir.

Ovchinnikov'un (1966) bildirdiğine göre Levant Denizi'ndeki yüzey akıntılarının şiddeti 10-25 cm/s civarındadır ve yaz aylarında kış şartlarına göre % 50 kadar zayıflamaktadır. Bunun yanında, akıntıların genel dağılım şekilleri su kütlelerinin mevsimsel değişimlerinden fazlaca etkilenmemekte ve Şekil 2.2'deki akıntı şeması genel olarak bütün yıl boyunca aynı kalmaktadır. Ovchinnikov (1966) özellikle yüzey akıntılarının rüzgar etkisi tarafından oluştuğunu ve su kütlelerindeki yatay yoğunluk değişimlerinin etkisi ile ortaya çıkan akıntılardan daha kuvvetli olduğunu öne sürmektedir. Dolaşım sisteminde görülen küçük mevsimsel farkların ise mevsimsel ortalama rüzgar dağılımındaki değişimler nedeniyle meydana geldiğini söylemektedir. Gerçekte, Ovchinnikov'un hesaplamaları Levant denizinde o zamana kadar ölçülmüş yoğunluk verileri üzerine kurulmuş olup hem rüzgar etkisi hem de yoğunluk farkları nedeniyle oluşan akıntıların toplam etkisini yansıtmaktadır. Bu nedenle, akıntıların oluşumundaki rüzgar etkisinin katkısı konusunda somut bir oran vermek olanaksız görünmektedir.

Moskalenko (1974), yapmış olduğu model çalışmalarında Ovchinnikov'un bulgularını desteklemekte, ve ayrıca Coriolis kuvvetinin enlemlerle değişmesinin, taban topografyasının ve rüzgar gradyanlarının Levant akıntılarının oluşumundaki önemine işaret etmektedir.

Gerges (1976a,b) yukarıda değinilen çalışmalardan daha başka bir yöntem izleyerek, rüzgar etkisi ve yoğunluk farkları nedeni ile oluşan akıntıları ayrı ayrı hesaplamıştır. Sadece rüzgar etkisi göz önüne alındığında Kuzey Afrika ve kıyılarımız boyunca uzanan akıntıların dışında Rodos döngüsü ve Levant baseninin ortasında görülen akıntılardaki ayrılmalar gibi oluşumların ortaya çıkmadığı görülmüştür. Sadece yoğunluk farkları nedeniyle meydana gelen akıntılar incelendiğinde ise Rodos döngüsünün varlığı ve kıyılarımız

boyunca görülen akıntılarının daha da kuvvetlendiği gözlenmiştir. Her iki etkinin birlikte gözönüne alınması sonucunda ise Ovchinnikov ve Moskalenko tarafından daha önce verilen dolaşım sistemine benzer bir yapı gözlenmiştir. Bununla birlikte, Gerges'in çalışmaları her iki etkinin de göz önüne alınmasının gerekli olduğu sonucunu ortaya çıkarmış ve yoğunluk farkları nedeniyle oluşan akıntılarının da en az rüzgarlar tarafından yaratılan akıntılar kadar önemli olduğunu göstermiştir.

Kuzeydoğu Levant denizindeki kıvrımlar çizerek batıya doğru ilerleyen yüzey akıntılarının varlığı ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından önceki yıllarda yapılmış bulunan çeşitli çalışmalar ile desteklenmektedir. Özsoy ve Ünlüata (1983) ve Ünlüata ve diğ. (1983) tarafından verildiği gibi Erdemli ve Akkuyu yakınlarında kıta sahanlığı içinde yürütülen uzun süreli akıntı ölçümleri batıya doğru ortalaması 10 cm/s şiddetinde bir akıntının bulunduğunu göstermektedir. Ayrıca, bu güne kadar yapılan hidrografik ölçümler güney sahillerimizi çevreleyen kuzeydoğu Levant Denizi'nde bir dizi siklonik ve antisiklonik orta-ölçekli döngünün arasından kıvrımlar çizerek ilerleyen ve Küçük Asya akıntısı olarak adlandırılan bir akıntı sisteminin varlığını doğrulamaktadır (Özsoy ve diğ., 1986a-e).

3. ÖLÇÜM PROGRAMI VE BULGULARIN İŞLENMESİ

3.1 ÖLÇÜM PROGRAMI

Proje kapsamına giren ölçüm bölgesi güney kıyılarımız ile çevrelenen kuzeydoğu Levant denizinde, doğuda İskenderun Körfezi girişinden başlayarak batıda Rodos adasına kadar uzanan bir alanı kapsamakta, güneyde Kıbrıs'ı da içine alacak şekilde 34° kuzey enlemi ile son bulmaktadır.

Böyle bir alanı kapsayan ölçüm programının hazırlanması belirli sınırlamaları göz önüne alan dikkatli bir ön çalışmayı gerektirmektedir. İstasyonların konumları ve örneklemme dönemleri söz konusu bölgede meydana gelen olayların detaylı bir şekilde örneklenebilmesine olanak verecek şekilde seçilmelidir. Ayrıca, her sefer programı yarı-sinoptik bir örneklemeyi olanaklı kılması için en kısa sürede bitirilmelidir. Bu nedenlerle, çalışmaların yapılacağı örneklemme noktaları en fazla bilgiyi sağlayabilecek şekilde daha önceden yapılmış bulunan bazı çalışmaların ışığında saptanmıştır. Daha sonra, edinilen bilgiler ışığında toplam sürenin ve ayırım gücünün optimize edilmesi amacıyla istasyonların yerlerinde zaman zaman gerekli değişikliklerin yapılması yoluna gidilmiştir. Bölüm 1'de belirtildiği gibi, bu projenin ana amaçlarından birisi Akdeniz sularının fiziksel ve dolaşım özelliklerini yeterince tanımlayabilmektir. Oşinografik koşullarda günlük, haftalık, aylık, mevsimlik gibi çeşitli zaman ölçeklerinde değişimler bulunmaktadır. Burada ölçüm yönteminin sınırlamaları nedeniyle dolaşım ve hidrografik özelliklerin öncelikle mevsimsel değişimlerinin yarı-sinoptik olarak saptanabildiği varsayılmaktadır.

Söz konusu bölgede, Ekim 1985-Temmuz 1986 tarihleri arasında R/V BiLiM araştırma gemisi ile toplam üç sefer gerçekleştirilmiş, ve her sefer yaklaşık 15 gün kadar sürmüştür. Seferler sırasındaki meteorolojik koşulların zorlamasına bağımlı olarak, önceden hazırlanmış sefer planları üzerinde gerekli bazı değişiklikler yapılmıştır.

İstasyonların konumları gemideki Magnavox uydu navigasyon cihazı ile ± 250 metre hata payı ile saptanmıştır. Yaklaşık 300 km X 800 km'lik bir alanda yapılan orta-ölçekli saha çalışmalarında gerçek istasyon noktalarından bu ölçüdeki sapmalar kabul edilebilir sınırlar içindedir.

31 Ekim-12 Kasım 1985 tarihleri arasındaki birinci seferde kıyısal istasyonlar haricinde 30' ($=1/2^\circ$) enlem ve boylam aralıklarıyla yerleştirilmiş toplam 54 istasyonda ölçümler yapılmıştır (Şekil 3.1). İkinci sefer 15-26 Nisan 1986 tarihleri arasında yapılmıştır. Bu seferde sefer süresini optimize etmek amacıyla enlemler arasında 30', boylamlar arasında 45' ara ile 44 derin su ve 10 sığ su olmak üzere toplam 54 istasyonda (Şekil 3.2) ölçümler gerçekleştirilmiştir. Üçüncü seferi kapsayan 21 Haziran-5 Temmuz arasındaki ölçümler (Şekil 3.3) ise Kilikya basenindeki daha küçük ölçekli değişimleri saptamak için ç daha sık aralıklarla yapılmış ve Antalya Körfezi'nin güneyinde kuzey-güney hatları üzerinde daha sık (15' aralıklı) istasyonlar yapılmıştır. Bu seferde toplam 92 istasyonda bulgu toplanmıştır. 12-16 Kasım 1986 tarihleri arasında yapılan seferde (Şekil 3.4) uydu navigasyon cihazındaki bir arıza nedeniyle istasyonların yerini duyar olarak saptama olanağı bulunmadığı için açığı istasyonlara gidilememiş ve kıyıya yakın 14 istasyonda bul alınmıştır.

3.2 BULGU TOPLAMA

istasyonlarda Sea Bird Electronics SBE-9 sistemi kullanılarak çeşitli derinliklerde sıcaklık, tuzluluk, iletkenlik, yoğunluk ve sudaki çözünmüş oksijen ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Bu sistem, üzerinde çeşitli algılayıcıların bulunduğu ve kablo ile denize indirilen bir profil alma cihazı, gemideki bir elektronik işlem birimi ve buna bağlı bir IBM-PC mikro-bilgisayarından oluşmaktadır. Sistem hazır bir paket program ile kontrol edilmektedir. Gemideki elektronik birim ve denize indirilen algılayıcı sistemi arasındaki iletişim osinografik vinç aracılığı ile denize indirilen 5mm çapındaki iletken bir kablo ile kurulmaktadır. SBE-9 bulgu toplama cihazı, üzerindeki çeşitli algılayıcılar aracılığıyla ölçtüğü derinlik, sıcaklık, iletkenlik ve oksijen değerlerini frekans birimlerine çevirerek bu kablo ile gemideki birime göndermekte, burada çözümlenen bulgular bilgisayara iletilmektedir. Burada bütün değerler kalibrasyon katsayılarına bağımlı olarak hesaplanmaktadır. Tuzluluk ve sigma-t (yoğunluk) Fofonoff ve Millard (1983) tarafından verilen ve Uluslararası Osinografi Komisyonu tarafından kabul edilen bağıntılara göre sıcaklık ve iletkenlik değerleri kullanılarak IBM-PC'de anında hesaplanmakta ve bütün değerler daha sonra kullanılmak üzere disketlerde saklanmaktadır. Bu sistem sıcaklığı 0.004 °C/yıl, iletkenliği 0.0003 Siemens/m/yıl duyarlık ile ölçebilmektedir. Algılayıcıların ölçüm ayırıcılığı sıcaklık için 0.0003 °C, iletkenlik için 0.0004 Siemens/m ve oksijen için 0.01 ml/l'dir. Oksijen ölçümleri her seferde bir veya birkaç istasyonda çeşitli derinliklerden alınan su örneklerinde yapılan Winkler titrasyon ölçümleri ile kalibre edilmiş ve gerekli düzeltmeler uygulanmıştır.

SBE-9 hidrografik profil alma cihazının bir özelliği de sürekli ölçüm yaparak kullanıcı tarafından saptanan belli sayıdaki ölçümün ortalamasını vermesidir. Bu ölçüm program çerçevesinde bir saniyede 24 ölçümün ortalaması alınmış ve ortalama derinliğe karşılık gelen sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk, oksijen, vs değerleri elde edilmiştir. Bu özelliği nedeniyle, SBE sistemiyle derinlik profillerindeki su özellikleri oldukça ayrıntılı bir biçimde saptanabilmektedir. Bu şekilde, iletken kablunun uzunluğu olan 1000 metre derinliklere kadar bulgu alınmıştır. Bu derinliklerin altında çok az değişimler gösteren Levant Denizi derin suları bulunduğundan, elde edilen bulgular bu kesim haricinde meydana gelen olayların pek çoğunu açıklayabilecek yeterliliktedir.

Ölçümler cihazın hem derinlere doğru indirilmesi hem de yukarı çıkarılması sırasında yapılabilmektedir. Gözlemler, özellikle tuzluluk ve çözünmüş oksijende, cihazın aşağı indirilirken daha doğru ve duyarlı ölçümler yaptığını göstermiştir. Bulgular genellikle cihaz aşağı indirilirken elde edilmiş olmasına rağmen, Ekim-Kasım 1985 ölçümlerindeki bazı istasyonlarda sadece yukarı çıkarken bulgu toplanmıştır. Daha sonraki Nisan ve Temmuz 1986 ölçümlerinde ise cihaz hem aşağıya inerken hem yukarıya çıkarken değerler alınmış fakat sadece aşağı inerken elde edilen bulgular işlenmiştir.

3.3 BULGULARIN İŞLENMESİ

Elde edilen bulguların işlenmesindeki ilk aşamayı kalite kontrolleri, çeşitli filtreleme işlemleri ve bulgu sayısının bir dereceye kadar azaltılması oluşturmaktadır. Cihazın suya indirilmesinden hemen önce havada elde edilen, ve suda yüzeye yakın 1 metre kalınlık içinde yapılan ölçümler değerlendirilmeden çıkarılmıştır. Bulguların gemideki üniteye

iletilmesi sırasında ortaya çıkabilecek yanlışlıklar, SBE-9 sisteminin bir özelliği olan sayaç yardımı ile kontrol edilmiştir. Bu sistem, parametrelerin ölçülmesi esnasında her bulgu seti için bir sıra numarasını da bilgisayara iletmekte ve bu sayılar iletişimden doğan hataların ortaya çıkarılmasında araç olarak kullanılmaktadır. Bulguların toplanması sırasında sayaç'ın bir saniyede toplanan bulgu sayısı olan 24 fark ile artmaması halinde, buna karşılık gelen bulgular bulgu setinden çıkarılmıştır. Öte yandan, bulgular cihazın su içindeki indirilme hızına göre kontrol edilmiştir. Oksijen algılayıcısının algılama zamanının diğer algılayıcılardan oldukça yavaş (100 milisaniye) olması nedeniyle ve ayrıca sıcaklık ve iletkenlik algılayıcılarının yerleşme zamanlarındaki farklılıklardan dolayı iletkenlik değerlerinde ortaya çıkabilecek gerçek dışı ani sıçramaları önleyebilmek için cihazın indirilme hızının belli bir sınırın altında olması gerekmektedir. Çok yavaş bir indirme hızı uygulandığı halde ise bulgu hacminde büyük bir artış ortaya çıkmaktadır. Deneyler sonucunda, cihazın ortalama indirme hızının yaklaşık 80 cm/s olması gerektiği saptanmıştır. Bu hızın altında ve üzerindeki belli sınırlar dışında kalan bulgular o istasyona ait bulgu setinden çıkarılmıştır. Ayrıca, ard arda gelen bulgularda sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk değerleri arasındaki farkların cihazın duyarlılık sınırlarının altında kalması halinde bu tür bulgular da değerlendirme dışı bırakılmıştır.

Yukarıda anlatılan kontrollerin yapılmasından sonra, basınç değerlerine üç kez alçak-geçirimli filtreleme, sıcaklık, tuzluluk ve oksijen değerlerine de Sy (1985) tarafından verilen medyan filtreleme teknikleri uygulanarak bulgulardaki ani sıçramaların giderilmesi sağlanmıştır. Ayrıca, yoğunluk değerleri incelenerek kararlı tabakalaşma koşulları bulunmayan bulgular değerlendirme dışı bırakılmıştır. Sonuç olarak, istatistiksel ve fiziksel güvenilirliği olmayan bulguların temizlenmesi ile ortaya

çıkan sıcaklık, tuzluluk, oksijen değerlerinden yeniden σ_t (yoğunluk) ve oksijenin doymuş oksijen değerine göre oranı ve farkı hesaplanmıştır.

Güvenilirliği olmayan bulguların ham bulgulardan temizlenmesinden sonra elde kalan bulguların sayısı yine de yeterinden fazladır. Herhangi bir istasyondaki tipik bir profil yaklaşık her 20-30 cm'de bir alınan sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk ve oksijen değerlerini içermektedir. Bu nedenle, fiziksel olayların açıklanmasına yönelik hesaplamalarda kullanılmak üzere iki tür azaltılmış bulgu seti türetilme yoluna gidilmiştir. Bunlardan standart basınç seviyelerine indirgenmiş olanı Atlantik ve Levant Ara Sularının genel özelliklerinin açıklanmasında ve çeşitli kesitler boyunca bazı parametrelerin eşdeğer eğrilerinin bilgisayarda çizilmesinde kullanılmıştır. Standart basınç seviyelerindeki bulgu setleri sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk ve oksijen değerlerinin 100 desibar'a kadar 10db aralıkla, 100 db ve 250 db arasında 25 db, ve daha derinlerde ise 50 db aralıkla, bu derinliklerin altında ve üstünde kalan en yakın iki değer kullanılarak doğrusal uzatma yöntemi ile hesaplanmıştır. (1 db basınç yaklaşık 1m derinliğe karşılık gelmekteyse de derinlik 1 gr/cm³ değerinden çok farklı olmayan gerçek yoğunluğa bağlı olarak hesaplanabilir.)

Temizlenmiş bulguların saklanması ve gerekli diğer hesaplamalarda kullanılmak üzere daha sık aralıklarla elde edilen ayrı bir bulgu seti daha türetilmiştir. Bu bulgu seti, birbirini izleyen derinlikler arasındaki parametrelerin dikey gradyanlarının belirlenmiş sınırlardan daha büyük veya daha küçük olup olmadığı yargılanarak bulguların en aza indirgenmesi ile oluşturulmuştur.

Daha önce de değinildiği gibi, Ekim-Kasım 1985 seferindeki istasyonlarda yoğunlukla cihaz yukarı çıkarken ölçüm yapıldığı için oksijen değerlerinin düzeltilmesi gereği

ortaya çıkmıştır. Bunun için, cihaz aşağıya inerken ve yukarıya çıkarken alınan bütün istasyonlardaki oksijen değerlerinin derinliğe bağlı olarak ayrı ayrı ortalamaları alınmış, ve bunların oranlarından elde edilen derinliğe bağlı katsayı yukarı çıkarken bulgu alınan istasyonlardaki oksijen değerleri ile çarpılmıştır. Bu tür bir düzeltme yöntemi uygulanarak elde edilen oksijen değerlerinin, uygulanan küçük düzeltmelerle, gerçeğe yaklaşması sağlanmıştır.

31 Ekim-12 Kasım 1985 ve 15-26 Nisan 1986 tarihli seferlerde elde edilen bulguların değerlendirilmesinde 15 Ekim-7 Kasım 1985 ve 26 Mart-11 Nisan 1986 tarihleri arasında İsrail Oşinografik ve Limnolojik Araştırmalar Enstitüsü (IOLR) tarafından POEM programı çerçevesinde elde edilen bulgulardan da yararlanılmıştır. Anılan tarihlerde IOLR 34° kuzey paralelinin güneyi ve İsrail, Mısır kıyıları ile sınırlanan ve batıda Girit adasının güneyine kadar uzanan bölgede R/V SHIKMONA araştırma gemisi ile Ekim-Kasım döneminde 134 ve Mart-Nisan döneminde 107 istasyonda ölçümler yapmıştır. Böylece, seferler arasındaki yaklaşık 15 günlük zaman farkına karşın, R/V BİLİM ve R/V SHIKMONA bulguları birleştirilerek Levant denizini fiziksel oşinografik açıdan bir bütün olarak inceleme ve daha da önemli olarak bu proje kapsamına giren bölgedeki olaylara ilişkin ek bilgi edinme olanağı ortaya çıkmıştır. Daha önce de belirtildiği gibi her biri tipik olarak 15 gün süren seferlerde elde edilen bilgilerin zorunlu olarak yarı-sinoptik özellikte olması nedeniyle iki bulgu seti arasındaki yaklaşık 15 günlük süre içinde ortaya çıkan farklılıkların ihmal edilebilir düzeyde kaldığı yaklaşımları kabul edilmiştir. İsrail bulguları da SBE sistemiyle benzer özelliklere sahip olan Neil-Brown cihazı ile elde edilmiştir. Ortak olarak yapılan bir kalibrasyon istasyonundaki (Şekil 3.1 de'ki 305 numaralı istasyon ve Şekil 3.2'deki 1090 numaralı istasyon) bulgular kullanılarak

iki ayrı bulgu setinin birbirine uyumluluğu sağlanmıştır. Daha sonra sunulacak dolaşımla ilgili hesaplamalarda anılan iki sefer için bulgu setinin tümü kullanılmıştır. Bu nedenle, R/V BiLiM gemisinin bulgu topladığı alanın özellikle güney kesimlerinde, ek IOLR bulgularının etkisiyl sadece R/V BiLiM bulgularının kullanılması halinde ortaya çıkan dolaşıma oranla çözümleme hataları azaltılmış ve ayırım gücü artırılmıştır. ilgili bölümde sadece bu Rapor kapsamına giren alandaki dolaşım verilmiştir.

4. GENEL DOLAŞIM

4.1. AKIM ÇİZGİLERİ VE OBJEKTİF ÇÖZÜMLEME

Ekim-Kasım 1985, Nisan 1986 ve Haziran-Temmuz 1986 seferlerinde elde edilen hidrografik bulgular kullanılarak incelenen bölgedeki akıntılar ve dolaşım hesaplanmıştır. Bu amaçla her istasyonda yoğunluk profilleri çıkarılmış ve buradan standart basınç seviyelerinin yüzeyden itibaren kalınlıkları hesaplanmıştır. Ek-A'da detayları verilen yöntemlerle her seferde yapılan tüm istasyonların kalınlık ortalaması bu değerlerden çıkarılmış ve 800 desibar basınç yüzeyi hareketsizlik seviyesi kabul edilerek her istasyonda standart basınç seviyelerinde dinamik yükselti anomalileri bulunmuştur. Burada, belirtilmesi gerekli önemli bir nokta, bu yöntemle hesaplanan akımların zorunlu olarak sadece baroklinik bileşenleri içermekte olmasıdır. Bu çalışmalarda bulgular akımın barotropik bileşenin hesaplanmasına olanak vermemekte, bunun için ayrıca bağımsız akıntı ölçümleri gerekmektedir.

Ek-A da gösterildiği gibi dinamik yükselti anomalisi değerleri akım fonksiyonunu tanımlamaktadır. Ancak, bu değerler yatayda sürekli bir fonksiyonu tanımlayabilecek ölçüde yeterince sık örneklenemediği ve istasyonlar her zaman eşit aralıklı olmadıkları için bir enterpolasyon yöntemi kullanılarak sürekliliğe kavuşturulmaları gerekmektedir. Bu amaçla Ek-A da özetlenen objektif çözümleme yöntemleri kullanılmıştır. Dinamik yükselti anomalisi değerleri arasındaki yatay yöndeki korelasyon her istasyon ikilisi için ayrı ayrı hesaplanarak bunların istatistiksel ortalamaları aradaki uzaklığa bağımlı olmak üzere bulunmuş, bulunan bu değerlerle daha sonra korelasyon fonksiyonu modellenmiştir (Ek-A). Deneyisel değerlerin

korelasyonun %90 güvenilirlik sınırları ile modellenen analitik korelasyon fonksiyonu aşağıda verilecektir.

Objektif çözümleme yönteminde korelasyon fonksiyonu ile her istasyondaki hata varyansının bilinmesi veya tahmin edilmesi gerekmektedir. Kullanılan korelasyon değerleri E A'da anlatılan korelasyon modelinden hesaplanmıştır. Kullanılan korelasyon fonksiyonu modellerindeki katsayılar Tablo 4.1 de her sefer ve basınç düzeyi için listelenmiştir. Modellenen korelasyonların grafikleri ise aşağıda ayrı ayrı sunulacaktır. İstasyonlardaki hata varyansı ise deneysel varyansın onda biri olarak alınmıştır ($e=0.1$).

Standart basınç seviyelerinde (0,50,100,200,300,400,500 ve 600 db) bu yöntemlerle çözümlenen akım çizgileri her sefer için aşağıda verilerek yorumlanacaktır. Aşağıdaki şekillerde akım fonksiyonu dinamik yükselti anomalisi cinsinden ve cm birimleriyle gösterilmiştir. Akım fonksiyonunun yatay yönde eğiminin akım hızı ile doğru orantılı olması nedeniyle $g=9.81 \text{ ms}^{-2}$, $f=8.5 \times 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$ alındığında Ek-A, (A-53) denkleminde görüleceği gibi 1 cm/100 km değerindeki bir eğim yaklaşık 1 cms^{-1} akım hızının karşılık gelmektedir. Akıntılar, alçak anomali değerleri solda, yüksek değerler ise sağda yer alacak şekilde akım çizgilerini izlemektedir.

Jeostrofik akıntı hesaplamaları ve objektif çözümleme yöntemleri bir dizi yaklaşıma içerdiği için aşağıda sunulan dolaşım tahminlerinde gerçeğe belirli oranlarda yaklaşılabilmektedir. Bu gibi yaklaşımların yanı sıra, Ek-A da gösterildiği gibi, objektif analiz yöntemi incelenen alanı bir ölçüde düzeltmektedir. Bu nedenle aşağıdaki analizlerde görülen cetler, cepheler ve küçük ölçekli hücreler gibi keskin değişimlerin olduğu yerler analiz yöntemi sonucunda düzeltmeye uğramışlardır ve aslında daha sonra hidrografik kesitlerde gösterileceği gibi objektif

analizde elde edilenlerden çok daha keskin değişimler içerebilmektedir.

Bu yaklaşımlar dizisine karşılık, objektif çözümlemenin amacı eldeki bilgilerin en verimli şekilde değerlendirilmesi ve bulgulardan yapılacak uzatmaların optimum düzeyde olmasını sağlamaktır. Ayrıca yoruma hazır duruma getirilen bilgilerden başlayarak diğer sayısal analizlerin ve modellemelerin yapılmasına olanak tanınmış olmaktadır.

Belirtilmesi gereken diğer bir önemli nokta da Ekim-Kasım 1985 ve Nisan 1986 aylarının analizlerinde R/V BiLiM bulgularının yanısıra R/V SHIKMONA bulgularının da kullanılmış olmasıdır. Bu aylarda her iki geminin elde ettiği bulgular ayrı ayrı incelenmek yerine, birleştirilerek çözümlenmiştir. Önceki bölümlerde anılan nedenlerle bu bölümde verilen sonuçlar sadece R/V BİLİM gemisinin araştırma yaptığı alan için çizilmiştir. R/V BİLİM istasyonlarından özellikleri elde edilebilecek alanın dışında da (alanın güney sınırına yakın) girdaplar veya değişken akım çizgileri görülebilmektedir. Bunlar Levant Baseninin güney kesiminde yer alan ve bu raporda verilmeyen bilgilerin etkisi ile ortaya çıkmıştır.

Objektif çözümleme yöntemi deneysel hatalar ve çözümleme yöntemi nedeniyle yapılan hataların sınırlarını hesaplama olanağı vermektedir. Yüzey analizleri için hata varyansı dağılımları, hata varyansının deneysel varyansa oranı cinsinden aşağıda verilecektir. Diğer basınç seviyelerindeki analizlerin hata varyansı dağılımları yüzey için elde edilenden çok farklı olmadıkları için verilmemiştir. Analiz hata varyansı dağılımlarında istasyonların bulunduğu bölgenin dışında (enterpolasyon yapılan yerlerde) hata arttığı için eşdeğer hata çizgileri istasyon kümesini çevrelemektedir. Analizleri sunulan bölgenin güney sınırında bu çizgilerin kapanmayarak güneye

dogru uzanması da güney Levant Denizindeki bilgilerin etkisiyle olmaktadır.

Objektif çözümleme sonucunda elde edilen genel dolaşım özellikleri her sefer için aşağıda sunulmaktadır.

4.2. EKİM-KASIM 1985

Ekim-Kasım 1985 deniz seferi için hesaplanan dinamik yükselti anomalilerinin yatay korelasyonları Şekil 4.1'de verilmektedir. Deneysel korelasyonların ortalamaları, ortalama alınan uzaklık aralığı yatay çizgilerle ve korelasyonların %90 güvenilirlik sınırları dikey çizgilerle olmak üzere sunulmaktadır. Bu deneysel korelasyona göre modellenen fonksiyon (Ek-A ve Tablo 4.1) ise sürekli çizgi ile gösterilmiştir. Deneysel korelasyonların düzgün bir şekilde uzaklıkla azalması ve yeterli güvenilirlik elde edilebilmesi, Levant Denizinde aynı seferde elde edilen bütün bilgilerin (güney kesimi dahil) kullanılmasıyla olanaklı olmuştur. Daha sonra Haziran-Temmuz 1986 seferinde gösterileceği gibi sadece kuzey kesiminde elde edilen bulgu sayısı ile bu derecede kararlı bir korelasyon saptamak olanaklı olmamaktadır.

Standart basınç seviyelerindeki analizler Şekil 4.2 a-h'de verilmiştir. Akım çizgilerine karşılık gelen dinamik yükselti anomalileri cm cinsinden olmak üzere şekillerde belirtilmiştir.

Yüzey analizlerinde (Şekil 4.2a) Rodos adası güneyinde ve Kıbrıs'ın doğusunda siklonik dolaşım, bunların kuzeyi il kıyı arasında kalan bölgede ise antisiklonik dolaşım ortaya çıkarılmıştır. Rodos'un güneydoğusundaki alçak merkez oldukça büyük ölçekli bir siklonik dolaşım yaratmakta ve bu merkezin bir bölümü Kıbrıs yönünde uzanmaktadır. Bu

alçak merkezi çevreleyen akıntılar merkezin güneyinde batı-doğu, kuzeyinde ise doğu-batı yönünde cetler oluşturmakta ve daha sonra (Bölüm 5) görüleceği gibi, bu bölgelerde su kütlelerini ayıran cepheler yer almaktadır. Kaş-Finike kıyılarında yer alan yüksek merkezin yüzey dolaşımı diğer yüksek merkezlere (Antalya körfezi ve Kilikya Baseni) göre daha kuvvetlidir.

50 db seviyesinde (Şekil 4.2b), yüzey karışım tabakası yaklaşık bu derinliklerde sona erdiği için yüzeye oranla büyük bir değişiklik olmamakta, yalnızca Kıbrıs doğusundaki siklonik dolaşım göreceli olarak zayıflamaktadır. 100 db (Şekil 4.2c) derinlikte de genel dolaşım büyük oranda aynı kalmakta, buna karşılık Antalya Körfezi antisiklonik merkezi Kaş kıyılarında yüzeyde görülen merkeze oranla güçlenmektedir.

200 db ve daha derinlerde (Şekil 4.2d-h) siklonik dolaşımlar giderek zayıflamakta, buna karşılık Antalya körfezi siklonu varlığını belirgin olarak sürdürmektedir.

Yüzey dolaşımı için normalize edilmiş çözümleme hatası varyansı Şekil 4.3 te verilmiştir. istasyon kümesi etrafında hata varyansı deneysel varyansın %10'u düzeyinde olup çevreye doğru artmaktadır. Yeterli istasyonun bulunmadığı Rodos-Girit Yayı, Kıbrıs'ın güneyi, Lübnan kıyıları ve istasyonların sık olmaları nedeniyle dinamik yükselti hesaplarının yapılamadığı İskenderun Körfezinde hata varyansının zorunlu olarak yüksek olduğu görülmektedir. Genel dolaşım özellikleri bu etkilerle fazlaca değişmemekle birlikte, bilgi dağılımındaki bu boşluklar, Şekil 4.2a-h'den anlaşılabileceği gibi, bazı yörelerde sorun yaratmaktadır. Örneğin Rodos siklonik dolaşımının güney kesiminde görülen batı-doğu yönündeki akıntıların ne kadarının Kıbrıs'ın batısından kuzeye döndüğü, ne kadarının da Kıbrıs'ın güneyinden dolaşarak

doğuya doğru geçtiği kesinlik kazanamamaktadır. Ancak, daha sonra anlatılacak su kütlelerinin dağılımından izlenebildiğince, bu akımın büyük bir bölümünün Kıbrıs'ın batısından kuzeye doğru ilerlediği ortaya çıkmaktadır. Ayrıca Rodos çevresinde yine hata oranı yüksek olduğundan Rodos siklonik dolaşımını izleyen akıntıların sonradan ne ölçüde Rodos-Girit Yayını izleyerek güneye döndükleri kesin değildir. Ancak bu bölgede, derinlik Rodos-Girit Yayına doğru hızla azaldığı için (jeostrofik akıntıların genellikle batimetriyi izlemeleri gereğiyle) ve Adalar arası geçitleri Doğu Akdenizden çok daha sık ve dar olmaları nedeniyle bu akımın da büyük ölçüde güneye yönelmesi beklenir. Adalar arasındaki geçitlerin her birinden ne kadar akımın geçtiği ise ancak bu bölgede yapılacak detaylı ölçümlerle saptanabilir.

Kıbrıs'ın doğusunda siklonik bir dolaşım bulunmakla birlikte, bunun doğusundaki kıyı bölgesinden kuzeye doğru büyük bir akım görülmemektedir. Bunda yöredeki istasyonların yeterli ayırım gücü bulunmaması nedeniyle analiz hatalarında görülen artışın yanı sıra, Kıbrıs'ın güneydoğusundaki antisiklonik merkezin de rolü bulunmaktadır. Burada siklonik dolaşıma göre daha güçlü bir antisiklonik merkez bulunmakta ve Kıbrıs'ın güneyindeki doğulu akımları kıyılara yakın bölgelerde güneye doğru yöneltmektedir.

Akdeniz'in genel dolaşımı içeriğinde Kuzeydoğu Levant Denizinde olması beklenen dolaşım, Suriye-Lübnan kıyılarından gelerek Türkiye kıyıları ve Kilikya Baseninde batı yönünde ilerleyen akıntılarla tanımlanır (Bölüm 2). Bu genel dolaşım daha önceki kısıtlı bilgilerle ortaya çıkartılmış ve kıyıda uzun dönemli akıntı ölçümleriyle de saptanmıştır (Özsoy ve Ünlüata, 1983, Ünlüata ve diğ., 1983). Yukarıda sunulan dolaşımda ise bu yörede kuvvetli bir batılı akım izlenememektedir. Kıbrıs doğusundaki

siklonik merkezin çevresinde dönerek Kıbrıs'ın kuzey kıyısına yapışan ve batıda Rodos siklonuna birleşen bir akım saptanabilirse de burada görülen çeşitli dolaşım hücrelerinin ortalama akım özelliklerini örtmesi sonucunda yeterince belirgin ortaya çıkmamaktadır.

Yukarıda sunulan objektif çözümlemelerde kıyının etkisi gözönüne alınmamış, sadece istasyonlardaki bilgiler kullanılmıştır. Akıntıların kıyıya uyumunun istasyonlardaki etkilerle sağlanacağı varsayılmış ve umulmuştur. Ancak bütün ölçümlerin belirli bir hareketsizlik seviyesine göre indirgenmesi gerektiğinden, sadece derin istasyonlardaki bilgiler yararlı olmakta ve dolayısıyla kıta sahanlığı bölgesinde kıyıya yeterince yakın bilgiler kullanılamamaktadır. Bu durum kıyı akıntılarının yeterince ayrıştırılamamasına yol açmaktadır. Bu soruna objektif çözümleme yöntemiyle karşılık verilmesi olanaklı ise de objektif çözümleme yöntemin de kendine özgü sorunları bulunmaktadır.

Uygulanan yöntemlerden birisi, istasyonlardaki bilgilerden yararlanarak objektif çözümleme/uzatma ile kıyılardaki akım değerlerinin bulunması olmuştur. Kıyının herhangi bir jeostrofik akım çizgisi ile çakışması gerektiğinden, bu değerlerin ortalamaları alınarak istasyonlarla birlikte ek bilgi olarak çözümlemeye dahil edilmişlerdir. Bu amaçla anakara, Kıbrıs, Rodos ve Karpathos adaları için ayrı ayrı akım değerleri ortalamaları alınmış ve yeterli bilgi olduğunda ortalamaya sadece belirli hatanın altındaki (<0.5) değerler dahil edilmiştir. Bu kıyısız akım değerleri istasyonlardaki değerlerle birlikte yüzey seviyesinde yeniden analiz edilmiş ve sonuç Şekil 4.4'de sunulmuştur. Tümüyle objektif yöntemlere dayanan bu yöntem kıyısız akımlar yönünden doyurucu edici sonuç vermemiştir. Kullanılan kıyısız değerlerin yeterince doğru olarak saptanamaması nedeniyle Anadolu ve Suriye kıyılarında,

beklenenin tersine akıntılar dogulu yönde tahmin edilmiş, Rodos siklonunun çevresindeki akımların önemli bir kısmı Rodos kanalından Ege Denizine doğru geçmiştir. Buna karşılık istasyonların etkisinin ağırlıklı olduğu açık deniz kesimleri kıyıdan fazlaca etkilenmemiştir. Kıyıların dahil edildiği analize karşılık gelen hata varyansı dağılımı Şekil 4.5'de verilmiştir. Burada kıyılarda da veri bulunduğu varsayıldığı için hatalar eşit bir şekilde dağılmış ve önemli ölçüde azalmıştır.

Alternatif bir yaklaşım olarak kıyısız akım değerleri sübjektif bir yöntemle tahmin edilmiştir. Bu amaçla istasyonlardaki yüzey dinamik yükselti anomalileri sübjektif olarak konturlanmış, kıyıya en yakın istasyonların sübjektif beklentilere uygun olarak alınan ortalamaları objektif çözümlemede kıyısız girdi olarak kullanılmıştır. Bu analiz Şekil 4.6 da sunulmuştur. Burada Kilikya Baseni akıntısı sürekliliğe kavuşmuş ve Kıbrıs doğusundaki siklonik merkezi çevrelemesi sağlanmıştır. Buna karşılık, Antalya Körfezi ile Kıbrıs arasındaki antisiklonik girdaplar öncesine oranla zayıflamıştır.

Kıyısız akıntıları tahmin etmek için kullanılan önceki yöntem objektif olmakla birlikte bekleneni vermemekte, ikinci yöntem ise genel dolaşıma daha uygun sonuçlar vermesine karşın sübjektif bir yorum içermektedir. Kıyının analize dahil edilmesiyle önemli bir kazanım elde edilemediği için bu yaklaşım bırakılmış ve sonraki seferlerde kullanılmamıştır. Kıyısız etkilerin gerçek anlamda incelenebilmesi ancak eldeki bulguların girdi sağlayabileceği bir dinamik modelleme çalışmasıyla gerçekleştirilebilir.

4.3. NİSAN 1986

Bu seferin dinamik yükselti anomalisi korelasyonları (deneysel ve model) Şekil 4.7'de verilmiştir. Burada da bir önceki sefer gibi güney Levant Denizinde elde edilen bilgiler analizlere dahil edilmiş ve kararlı korelasyonlar hesaplanmıştır.

Standart basınç seviyelerindeki analizler Şekil 4.8a-h' de sunulmaktadır. Yüzeyde (Şekil 4.8a) Rodos adası güneydoğusunda siklonik bir dolaşım yer almaktadır. Ancak bu kez buradaki dolaşım önceki sefere oranla daha dağınık ve kesintili bir şekilde olmakta ve doğudaki ucunda (Kıbrıs'ın batısında) akımın doğu-batı yönünde bir cet halinde güçlendiği bir bölge bulunmaktadır. Bunun hemen kuzeyindeki Antalya Körfezi'nde ise küçük ölçekli antisiklonik merkezler oluşmuştur. Ayrıca, Kilikya Baseni ve Mersin Körfezinde siklonik dolaşıma sahip iki merkez bulunmaktadır.

50 ve 100 db seviyelerinde (Şekil 4.8b,c) dolaşımda fazlaca bir değişiklik görülmemektedir. 200 db (Şekil 4.8d-h) ve daha derinlerde Rodos siklonu giderek zayıflamakta ve parçalanmakta, buna karşılık Antalya körfezi ile Rodos-Datça Yarımadası yakınlarındaki antisiklonik merkezler derinlere kadar bir ölçüde etkili kalmaktadır. Derinlerdeki dolaşım Ekim-Kasım 1985 tarihlerine oranla daha zayıf akıntılar göstermektedir. Kıbrıs'ın güneydoğusunda görülen antisiklonik merkez ise tümüyle Levant Denizinin güney kesiminde elde edilen bilgiler sonucu ortaya çıkmıştır ve R/V BİLİM bulgularında yer almamaktadır.

Yüzey analizlerinin hata varyansı dağılımı Şekil 4.9 da verilmiştir. İstasyonlar arası uzaklıklar bu seferde doğu-batı doğrultusunda önceki sefere göre daha fazla olduğu için 0.1 hata varyansı eşdeğer çizgisi istasyon hatları arasındaki boşluklarda yer almaktadır. Kuzey-güney

yönündeki istasyon aralığı ise önceki sefere göre daha sıktır. Hata varyansından da izlenebildiği gibi önemli bilgi boşlukları yine Rodos ve Kıbrıs'ın güneyinde, iskenderun körfezinde ve Kıbrıs'ın doğusunda oluşmaktadır. Bu seferde Kıbrıs'ın doğusunda yaklaşık 35.5° kuzey enleminden daha güneyde R/V BiLiM ile ölçümler yapılmadığı için buradaki boşluğun güneyinde tekrar azalan hata sınırları güneyde R/V SHIKMONA ile elde edilen bilgilerden dolayı gerçekleşmektedir.

4.4 HAZİRAN-TEMMUZ 1986

Korelasyon fonksiyonları şekil 4.10'da verilmiştir. Bu seferde sadece R/V BILIM bulguları bulunduğu için, deneysel koralasyonlardaki kararlılık azalmış ve korelasyondaki salınımlar üçüncü dereceli bir fonksiyon kullanılarak ancak belirli bir ölçüde modellenenmiştir.

Standart basınç seviyelerindeki analizler Şekil 4.11a-h'de görülmektedir. Yüzeyde (Şekil 4.11a) Rodos yöresinde siklonik dolaşım görülmektedir. Ancak, bölgede yapılabilen istasyon sayısının sınırlı olması nedeniyle bu dolaşım tek bir merkez halinde olmayıp, küçük parçalara bölünmüş olarak izlenmektedir. Yapılabilen istasyonlar Rodos siklonunun ancak sınırlarında yer aldıklarından buradaki yapıyı daha kapsamlı bir şekilde tahmin etmek mümkün olamamıştır. Ayrıca Datça yarımadası doğusunda, Kaş-Finike kıyılarında, Antalya körfezinde ve Kilikya Baseninin batısı ve doğusunda ayrı ayrı antisiklonik dolaşım merkezlerinin bulunduğu gözlenmektedir. Kıbrıs'ın doğusunda da bölgedeki istasyon sayısının yetersizliği nedeniyle iyi tanımlanamayan daha küçük bir antisiklonik merkez izlenmektedir. Derinlere inildikçe (Şekil 4.11b-h) Antalya Körfezinin batısı ve doğusundaki iki antisiklonik merkez ile bunların arasında yer alan siklonik dolaşımın varlığı görülmektedir. Arada

uzunlamasına yer alan siklonik merkez ise büyük bir olasılıkla Rodos siklonik dolaşımının bir uzantısıdır. Kilikya baseninin batısında da daha küçük bir antisiklonik döngü bulunmaktadır. Antalya Körfezinin doğusu ile Kıbrıs arasındaki antisiklonik merkez derinlere kadar etkisini sürdürmekte ve diğerlerine göre güçlenmektedir.

Hata varyansı dağılımı (Şekil 4.12), bu seferde istasyon aralıklarının eşit olmaması ve korelasyonların yeterli derecede kararlı olmaması nedeniyle önceki seferlere göre tahminlerde daha fazla hata yapıldığını göstermektedir. Ayırımın daha fazla olduğu kuzey-güney hatlarında hata az olmakla birlikte doğu-batı yönünde inişli çıkışlı hata dağılımının ortaya çıkmasına neden olmuştur. Ayrıca Kilikya Baseni ve Kıbrıs'ın doğusunda istasyon sayısının azlığı buradaki hataları artırmıştır.

4.5. GENEL ÖZELLİKLER

Dolaşım özellikleri açısından yukarıda özetlenen üç deniz seferinde elde edilen bilgiler bazı ortak yanlar taşımaktadır. Seferler arasında önemli mevsimsel ve küçük ölçekli diğer değişiklikler bulunmasına rağmen, bazı oluşumların yerleri ile yapısal özellikleri bazı benzerlikler göstermektedir.

Örneğin, Rodos siklonik dolaşımı değişik yapısal özellikler taşımasına rağmen her üç seferde de gözlenmiş olup Doğu Akdeniz'deki en belirgin ve büyük ölçekli dolaşım sistemlerinden birini oluşturmaktadır. Ekim-Kasım 1985 seferinde daha bütünleşik bir yapıya sahip Rodos siklonik dolaşımı Rodos-Girit Yayı ile Kıbrıs arasındaki bölgenin önemli bir bölümünü kapsamaktadır. Nisan 1986 çalışmasında ise bu yapının bir ölçüde homojenliğini kaybettiği görülmekle birlikte yine de büyük bir alana yayıldığı

izlenmektedir. Ayrıca, güneydeki kuvvetli antisiklonun etkisiyle yarım ay şeklinde bozunmuş ve analizlerde ancak bir ucu görülebilen bu antisiklonik merkezi çevrelemiştir. Haziran-Temmuz 1986 seferinde ise Rodos siklonunun bulunduğu bölge kapsanmadığı için bu yapı tümüyle ortaya çıkarılamamış, sadece doğu yakasındaki uzantıları izlenebilmiştir.

Rodos siklonik dolaşımının önemli bir özelliği, ilerideki bölümlerde gösterileceği gibi, ortasında derinlerden yukarı doğru yarattığı konvektif hareketlerdir (upwelling). Bu dikey hareketler sonucunda siklonik dolaşımın merkezinde sıcaklık önemli ölçüde azalmakta ve su kütleleri diğer yerlere oranla çok daha homojen özellikler göstermektedir. Öte yandan, dikey hareketler derin sulardaki besleyici maddelerin de yukarı aktarılmasına neden olduğundan biyolojik üretim yönünden büyük önemi bulunmaktadır. Rodos siklonunun ortasında görülen daha homojen yapıya karşılık, bu dolaşımın çeperlerinde batma hareketleri, değişik su kütlelerinin konvektif hareketleri ve bunlara bağımlı olarak daha küçük ölçekli antisiklonik girdaplar izlenmektedir.

Daha önce Özturgut (1976), Philippe ve Harang (1982), Ovchinnikov (1984) ve Anati (1984) tarafından da özellikleri tartışılan Rodos siklonik döngüsünün bölgenin sürekli yapılarından biri olduğu anlaşılmaktadır. Kuzeydoğu Akdeniz'de önceki hidrografik bilgiler kullanılarak Özsoy ve diğ. (1986d,e) tarafından yapılan incelemelerde de bu yapı ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca uydu resimlerinde de sık sık izlenebilmektedir (SATMER 1983-1987).

Rodos siklonundan sonra Kuzey Levant Denizinde dolaşım açısından en belirgin özellik Antalya Körfezi güneyindeki antisiklonik döngülerdir. Burada bir veya daha çok sayıda antisiklonik hücre her üç seferde de görülmüştür. Rodos siklonunun çevresinde yer alan ve derinlerde en azından bir

tanesi hakim olan bu antisiklonik merkezlerde, daha sonraki bölümlerde gösterileceği gibi, orta derinliklerde Levant Ara Suları tutulmakta ve batmaktadır. Ayrıca Rodos siklonunun güneyi ile Kıbrıs'ın güneydoğusunda kuvvetli iki antisiklonun belirtileri Ekim-Kasım 1985 ve Mart-Nisan 1986 seferlerinde görülebilmektedir. Bu merkezler R/V BİLİM'in bulgu topladığı alanın dışında kaldıkları ve güneyde ek olarak kullanılan bilgilerden ortaya çıkarılabildikleri için burada özellikleri üzerinde durulmamıştır.

5. HİDROGRAFİK ÖZELLİKLER

istasyonlarda elde edilen hidrografik ölçümlerden su kütlelerinin dağılımını ve üç boyutlu değişimleri izlemek amacıyla belirli hatlar boyunca sıcaklık, tuzluluk ve oksijen kesitleri çıkarılmıştır. Kesitlerin elde edilmesinde Bölüm 2'de anlatılan bilgi işleme yöntemleriyle elde edilen standart basınç yüzeylerine indirgenmiş bulgulardan yararlanılarak Antoy (1983) tarafından verilen konturlama programı kullanılmıştır. Bölüm 3'de belirtildiği gibi en derin bulgular her istasyonda yaklaşık 1000 db basınç seviyesine kadar alınmışsa da hidrografik özellikler en büyük ve önemli değişimlerin görüldüğü ilk 400 db için gösterilmiştir. Daha derinlerdeki hidrografik özelliklerin eşdeğer çizgileri de 400 db seviyesindeki yapı ile uyumlu hareket etmekte ve derinlere kadar kayda değer değişkenlikler bulunmaktadır.

Aşağıda verilen sıcaklık kesitlerinde 0.5°C kontur aralığı, tuzluluk kesitlerinde en düşük değerden ‰ 39.00 değerine kadar ‰ 0.05 ve ‰ 39.00'dan büyük değerler için ‰ 0.1 kontur aralığı kullanılmıştır. Tuzluluk kesitlerinde değişim su kütlelerinin ayrıştırılması için konturlar ayrı çizgilerle gösterilmiştir. En düşük değerden ‰ 38.90 değerine kadar sürekli çizgiler, ‰ 38.95 için kesikli çizgi, ‰ 39.00 ve yukarısı için kesikli-noktalı çizgiler kullanılmıştır. Oksijen konsantrasyonu dağılımını açıklamak için oksijenin doyma değerinden farkını (DO-SDO) gösteren ml/l cinsinden ifade edilen kesitler kullanılmıştır. Burada oksijenin doyma değeri sıcaklık ve tuzluluğa bağımlı olarak Weiss (1970) formülünden hesaplanmıştır. Böylece artı değerler belirli sıcaklık ve tuzluluk ortamındaki doyma değerlerinden fazla, eksi değerler ise doyma durumundan az oksijeni belirtmektedir. Bu iki durumu birbirinden ayırmak için eksi değerler sürekli çizgilerle, artı değerler kesik

izgilerle gösterilmiştir. Her sefer için su kütlelerinin özellikleri aşağıda ayrı ayrı tartişılmaktadır.

5.1 EKİM-KASIM 1985

incelenen bölgedeki hidrografik değişkenliği sergileyebilmek için seçilmiş birkaç istasyondaki sıcaklık, tuzluluk ve oksijenin dikey profilleri şekil 5.1'de örnek olarak sunulmaktadır. istasyon yerleri daha önce şekil 3.1'de verilmiştir. Kıbrıs'ın güneydoğusundaki 298 istasyonunda, yaklaşık 300 db derinliğe kadar Levant Ara Sularının bulunduğunu ve yüzey karışım tabakası altındaki tuzluluk minimumu ile tanımlanan Atlantik Suyunun da bir lde bulunduğu izlenmektedir. Kıbrıs'ın güneybatısındaki 305 istasyonunda ise Atlantik Suları çok daha fazla bulunmaktadır. Güçlü bir antisiklonun bulunduğu Antalya Körfezinin güneyindeki 242 istasyonunda ise Levant Ara Suları homojen bir kütle halinde 400-450 db derinliğe kadar yeralmakta bunun üzerinde ince bir Atlantik suyu tabakası bulunmaktadır. Yine antisiklonik bir girdabın bulunduğu Kaş kıyılarındaki 203 istasyonunda da benzer bir durum izlenmektedir. Burada yüzey karışım tabakası 60-70 db seviyesine kadar kalınlaşmıştır. Ayrıca yine Levant Arasuları bol miktarlardadır. Atlantik suları ise iz miktarlarda bu kıyılara kadar ulaşmaktadır. Rodos siklonik döngüsünün içerisinde yer alan 237 ve 205 nolu istasyonlarda sıcaklık, tuzluluk ve oksijen tabakalaşması giderek incelen bir yüzey karışım tabakası altında neredeyse tümüyle yok olmakta ve Atlantik ve Levant Arasuları daha önce izlenen ayrı tabakalar halinde bulunamamaktadır. Böylece yörede birbirinden farklı su kütlelerinin varlığı ve dolaşımla ilişkileri ortaya çıkmaktadır. Bu değişkenliği daha da somutlaştırabilmek için aşağıda hidrografik parametreler kesitler halinde sunulacaktır.

Hidrografik değişimler batı-doğu ve kuzey-güney doğrultularındaki dikey kesitlerle özetlenmektedir. İstasyonların konumları Şekil 3.1'de gösterilmiştir. İzlenen değişimlerin dolaşım özellikleriyle ilişkileri Bölüm 4'te verilen akım çizgileri ve bunların ortaya koydu dolaşım merkezleri, cepheler vs. ile karşılaştırılarak ele edilebilir.

Batı-doğu kesitlerinden kuzeyde yer alan 205-192 nolu istasyonlar arasındaki sıcaklık, tuzluluk ve oksijen kesitleri Şekil 5.2a-c'de verilmiştir. Sıcaklık kesitinde (Şekil 5.1a) 40-80 db arasında derinliği yerel olarak değişen bir sıcaklık ara yüzeyi (termoklin) görölmektedir. Bunun üzerinde, derinliğe göre duran sıcaklık dağılımına sahip olan yüzey karışım tabakası yer almaktadır. Yüzey tabakasının sıcaklığı yatay yönde farklı karışım, ısınma diverjens ortamları gereğince ve Bölüm 4'de gösterilen döngülerin yapısına uygun olarak değişmektedir. Sıcaklık yüzeyinin altında ise derinlere doğru sıcaklık düzgün bir şekilde azalmakta, bunun yanında yine dolaşım özellikleri yakın bir bağıntı içinde önemli yatay değişimler sergilenmektedir.

Yüzey karışım tabakasının yatay değişimlerine bakıldığında en soğuk bölgenin Rodos siklonik dolaşımının içerisinde yer alan 205 nolu istasyonda (20°C), en sıcak bölgenin ise en doğudaki 192 nolu istasyonda (23.5°C) olduğu görölmektedir. 203-202 (Finike açıklığı), 198-197 (Anamur açıkları) ve 193- (İskenderun Körfezi bölgesi) nolu istasyonlardaki yüksek sıcaklık merkezleri Bölüm 4'de gösterilen antisiklonik merkezlerle (dolayısıyla yüzey konverjens alanlarıyla) uy içerisinde. Yüzey karışım tabakasındaki en hızlı yatay gradyan Rodos siklonunu çevreleyen cetin bulunduğu 205-20 istasyonları arasındadır. Sıcaklık ara yüzeyi antisiklon merkezlerde derin, siklonik merkezlerde yüzeye daha yakındır.

Yüzey tabakasının altındaki eş sıcaklık çizgileri de Bölüm 4'de verilen dolaşım hücrelerinin özelliklerini yansıtmaktadır. Örneğin Rodos siklonunun içerisinde yer alan 205 nolu istasyondaki sıcaklık eşdeğer çizgilerinde güçlü bir yukarıya çıkış (upwelling) görülmekte, yüzey karışım tabakası incelmekte ve bunun altında derinlere kadar yaklaşık 14.5-15°C lik yaklaşık eş sıcaklıklı bir su kütlesi izlenmektedir. Diğer istasyonlarda 300 db derinlikte bulunan 15°C eş sıcaklık çizgisi burada 80 db seviyesine kadar yükselmektedir. Derinlerde önemli değişimler gösteren diğer bir bölge de 200 nolu istasyonun çevresidir. Burada eş sıcaklık çizgileri özellikle derin kesimlerde derinleşmekte ve çevreye göre sıcak bir su kütlesini yansıtmaktadır. Bu durum Bölüm 4'de verilen dolaşıma uygun olarak burada antisiklonik bir dolaşım hücresi bulunduğunu göstermektedir.

Şekil 5.2b de aynı kesitteki tuzluluk dağılımı verilmiştir. Kesikli çizgiyle gösterilen ‰ 38.95 eş tuzluluk çizgisi sınır alınırrsa bundan daha tuzlu suların neredeyse bütün kesiti yaklaşık 300-400 db derinliklere kadar kapladığı izlenmektedir. Bu sınır değerinin altındaki sürekli çizgilerle gösterilen daha az tuzlu sular genellikle daha derinlerde yer almaktadır. Buna karşılık, anılan az tuzlu sular Rodos siklonunda (istasyon 205) 100 db seviyesine kadar tırmanmakta, antisiklonların bulunduğu 203 ve 200 nolu istasyonlarda ise derinleşmektedirler.

Az tuzlu sular dağınık ve kesikli bir şekilde yüzey karışım tabakasının hemen altında da izlenmektedir. Yüzey tabakasında yaz aylarını izleyen bu mevsimde kuvvetli buharlaşma ve karışım mekanizmaları sonucunda en tuzlu sular oluşmaktadır. Yüzey tabakasının altında ise bu bölgeye kadar ulaşan yer yer daha az tuzlu Atlantik kaynaklı su kütleleri bulunmaktadır. ileride görüleceği gibi Atlantik Suları daha güneydeki kesitlerde miktar olarak artmaktadır.

Atlantik'ten Doğu Akdeniz'e doğru ilerleyen Atlantik Suları Levant Denizinin güney kesimlerinde etkili olmakta, genel dolaşım ile taşınmakta ve çeşitli girdap ve döngüler tarafından yatay yönde iletilmektedir. Buna karşılık, genellikle Atlantik sularından daha derinlerde yer alan Levant Ara Suları Kuzeydoğu Akdeniz'de (Türkiye kıyıları açıklarında) oluşmakta ve dolayısıyla burada sunulan en kuzeydeki kesitlerde büyük miktarlarda izlenmektedir. ileride görüleceği gibi güneye gidildikçe Levant Ara Sularının miktarı ve kapsadıkları alan azalmaktadır. Bu suların tuzluluk ve sıcaklık değerleri de yerel olarak değişim göstermekle birlikte, dağılımların gözönünde canlandırılabilmesi için % 38.95 değerine karşılık gelen kesik çizgiler alt tuzluluk sınırı olarak düşünülebilir. Böylece yüzeydeki çok tuzlu tabaka ile onun hemen altındaki tuzluluk minimumundan daha derinlerde (80-100 db) ve yaklaşık 300-350 db derinliğe kadar Levant Ara Suları izlenmektedir. Bu tuzlu su kütlesi görüldüğü gibi en yüksek tuzluluğa ve en büyük derinliğe istasyon 200 de ulaşmaktadır. Levant Ara Sularının tümüyle yokolduğu tek yer ise Rodos döngüsüdür (istasyon 205).

Aynı kesitteki oksijenin doyma değerinden farkı (DO-SDO, ml/l) Şekil 5.2c'de gösterilmiştir. Yüzeyden yaklaşık 100 db derinliğe kadar oksijen doyma değerinden daha fazla miktarlarda bulunmakta, bunun altında giderek azalmaktadır (1000 db derinlikte oksijen doyma değerinin yaklaşık %70'i kadardır). Burada dikkat edilmesi gereken özellik derinlerde oksijen dağılımının yine dolaşım özellikleriyle yakın bir bağlantı içinde olmasıdır. Örneğin Rodos siklonu içerisinde (istasyon 205) ve Kıbrıs'ın batısındaki siklonik döngüde (istasyon 197) yukarı çıkan suların etkisiyle oksijende önemli düşüşler izlenmekte, buna karşılık antisiklonik merkezlerde (203 ve 200 nolu istasyonlar) eşdeğer oksijen çizgileri derinlere doğru sarmakta ve

konverjens nedeniyle batan suların göreceli olarak yüksek oksijen içerdiğini göstermektedir.

Şekil 5.3'de yukarıda verilen en kuzeydeki kesitlere göre 1/2° güneyde bulunan 237-247 nolu istasyonlara ilişkin kesitler verilmiştir. Burada da tuzluluk, sıcaklık ve oksijen kesitlerinde (Şekil 5.3a-c) Rodos döngüsünün bulunduğu yerlerde (istasyon 237) yukarı çıkış (upwelling), Antalya körfezi antisiklonunda (istasyon 242) derinlerde batma (downwelling) hareketleri izlenmektedir. Yine en fazla tuzluluk 242 istasyonunda görülmekte ve derinlere kadar etkilemekte, buna karşılık Rodos döngüsünde tuzluluk ve sıcaklık yapılaşması neredeyse tümüyle yok olmaktadır. 50-100 db derinliklerinde izlenen Atlantik suyunun yine döngüler arasına sıkıştığı ve bunlarla iletildiği izlenmektedir. Daha kuzeydeki kesitte de görülen bazı Atlantik Suyu damarları burada da, örneğin Rodos siklonu ve Antalya antisiklonu çeperlerinde, yer almaktadır. Oksijen kesitlerinde de yukarı çıkma ve batma hareketleri açık bir şekilde izlenmektedir.

Biraz daha güneydeki 260-253 kesitinde (Şekil 5.4a-c) daha kuzeydekine göre su kütlelerinin dağılımında çok büyük bir değişiklik göze çarpmaktadır. Bölüm 4'te anlatıldığı ve daha sonra da görüleceği gibi bu kesit ile bunun kuzeyi arasında batı-doğu yönünde uzanan ve gerçekte Rodos döngüsünün uzantısını çevreleyen bir cephe yer almaktadır. Burada verilen kesit gerçekte Rodos siklonunun Kıbrıs'a doğru uzanan parçası üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle önceki kesitle karşıt özellikler taşımaktadır. Derinlerdeki sıcaklık ve tuzluluk tabakalaşması azalmış ve örneğin bir önceki kesitte (Rodos döngüsü dışında) genellikle 250-400 db derinliklerde olan 15°C eş sıcaklık çizgisi burada 100-150 db seviyesine yükselmiştir. Levant Ara Suları da 100-200 db seviyeleri arasında ve öncekinden çok daha ince bir tabaka halinde izlenmektedir. Atlantik suları miktar olarak

artmıştır ve özellikle kesitin doğu bölümünde Rodos dolaşımını çevreleyecek şekilde izlenmektedir. Oksijen ise yukarı çıkmasının etkisiyle derinlerde önceki kesitte daha az konsantrasyonda olduğu izlenmektedir.

Yine Rodos siklonu içerisinde yer alan en güneydeki 285-2 kesitlerinde de (Şekil 5.5a-c) bir öncekine benzer bir durum izlenmektedir. Burada Atlantik Suları daha geniş bir alanı kapsamakta, buna karşılık yer yer Levant Ara Suları da görülmektedir. Bu kesitin batı ucunda Rodos siklonik merkezinin güneydoğu kıvrımında Levant Ara Sularının tuzluluğu artmakta ve burada oksijenden de görüldüğü gibi yine batma hareketleri yer almaktadır.

Yukarıda verilenlerden doğu-batı yönündeki kesitlere ek olarak kuzey-güney kesitlerinden bazıları da aşağıda sunulmaktadır. Araştırılan bölgenin doğusunda (Kıbrıs doğusu) yer alan 189-298 kesitleri Şekil 5.6a-c'de verilmiştir. Burada yine kısmen dolaşımla ilgili değişimler izlenmektedir. Bu kesitteki önemli bir özellik, tuzluluk yüksek Levant Ara Sularının (Şekil 5.5.b) tüm kesitte 300 derinliğe kadar yüksek miktarda bulunması, buna karşılık Atlantik sularının neredeyse hiç görülmemesidir. Gerçekte Atlantik Sularının bulunduğu derinlik seviyelerinde tuzluk değeri batıdakine göre oldukça yüksek bir tuzluluk minimumu bulunmaktadır.

Kıbrıs'ın batısında yer alan 188-305 kuzey-güney kesitleri Şekil 5.7a-c'de sunulmuştur. Burada kuzey-güney yönünde büyük değişimler izlenmekte ve daha önce sözü edilen batı doğu yönündeki cephe 242 ve 253 nolu istasyonlar arasında görülmektedir. Bu cephenin kuzeyindeki 200 ve 242 nolu istasyonları kapsayan antisiklonik döngünün içerisinde sıcak, tuzlu ve oksijence zengin Levant Ara Suları 400 d'ye daha derinlere kadar uzanmakta, güneyinde ise az tuzlu Atlantik sularının yüzey karışım tabakasının altında güney

den bölgeye girdikleri görülmektedir. Cephenin güneyindeki 253-305 nolu istasyonlar arasında Rodos siklonunun doğu uzantısı yer almakta ve burada yine derin suların yukarı çıkmasının etkisiyle Levant Ara Suları daha ince bir tabaka şeklinde izlenebilmektedir.

5.2 NİSAN 1986

Nisan ayındaki hidrografik değişkenlik ve önceki sefere göre su kütlelerinin dağılımında gerçekleşen değişiklikler Şekil 5.8'de sunulan seçilmiş istasyonlardaki dikey profiller yoluyla sergilenmektedir. Profillerin çoğunda yüzeydeki sular ilkbaharda yeniden ısınmaya başladığı için önceki seferdeki gibi belirgin bir yüzey tabakasına rastlanmamaktadır. Sıcaklık dağılımında yüzeyde 20-25 db derinlikte ısınmanın varlığı, buna karşılık tuzluluk profillerinde 200-400 db seviyesine kadar görece homojen koşullar izlenmektedir. Ancak yine dolaşımla ilgili olarak ve Atlantik sularının yer yer görülmesi nedeniyle bazı değişkenlikler bulunmaktadır. Kıbrıs'ın doğusundaki 425 ve Antalya Körfezindeki 95 nolu istasyonlarda 300-400 db derinliğe kadar yüksek tuzluluk değerlerine sahip homojen bir tabaka izlenmektedir. Antalya Körfezi'nin güneyinde 485 istasyonunda yine böyle bir tabaka görülmekle birlikte Atlantik Sularının etkisiyle 200 desibar'a kadar tuzluluk profilinde oynamalar bulunmamaktadır. Ancak önceki seferle karşılaştırıldığında kış ve ilkbahar koşullarındaki karışım nedeniyle Atlantik Sularının daha küçük cepler halinde bulunduğu ortaya çıkmaktadır. Daha güneydeki 685 istasyonunda yine Rodos siklonunun etkisiyle yüzeyden başlayarak daha homojen bir dağılım göze çarpmaktadır. Daha güneyde istasyon 885 te benzer bir yapı bulunmaktaysa da burada yüzeyden 100 db derinliğe kadar Atlantik Sularından bir parça bulunmaktadır. En güneydeki 1090 istasyonunda da Rodos siklonunun etkisi ve yer yer Atlantik Sularının izleri

görülmektedir. Bu seferde gerek dikey profillerdeki detaylar, gerekse istasyondan istasyona değişimler küçük ölçekli değişimlerin varlığını vurgulamaktadır. Bu değişimler aşağıda sunulacak kesitlerle de ortaya çıkarılacaktır.

Nisan 1986 seferine ait hidrografik kesitler aşağıda sunulmaktadır. Ekim-Kasım 1986 koşullarıyla karşılaştırıldığında bu kesitlerde çok daha küçük ölçekli değişimlerin varlığı dikkati çekmektedir.

Şekil 5.9a-c'de en kuzeyde yer alan batı-doğu kesiti verilmektedir. Sıcaklık kesitinde (Şekil 5.9a) tümüyle oluşmuş bir yüzey karışım tabakası görülmemekle birlikte, rüzgar etkisiyle yaratılan karışım 30-40 db derinliğe kadar bir ölçüde izlenebilmektedir. Bu seferden önce oluşan karışım ise sıcaklık ve tuzluluk kesitlerinde 200-250 db seviyelerine kadar gözlenmektedir. Derinlerdeki eş sıcaklık ve tuzluluk çizgilerinin doğu-batı yönündeki salınımları yine bölgede oluşan döngüler ve akıntı dinamiği ile ilişkilidir. Örneğin, 340 nolu istasyondaki eş sıcaklık, tuzluluk çizgilerinin yüzeye doğru aniden yükselmeleri, Bölüm 4'de verilen dolaşım tahminlerinden de doğrulanabileceği gibi, burada Rodos siklonunun varlığına bunun merkezindeki bir yukarı çıkma (upwelling) olayına işaret etmektedir. Bu kesimin dışında ve özellikle Antakya körfezindeki antisiklonik merkezde 300-350 db derinliğe kadar tuzluluğu yüksek Levant Ara Suları bulunmaktadır. Yaklaşık 200-250 db derinliklere kadar önceki aya (Bölüm 5.1) oranla daha duragan bir tuzluluk dağılımı olmasına karşılık, yüzeye yakın kesimlerde yer yer az veya çok tuzlu sular cepler halinde izlenmektedir. 300, 285 ve 240 nolu istasyonların yüzeye yakın kesimlerinde ve 315, 310, 270 ve 255 nolu istasyonlarda göreceli olarak daha tuzlu sular bulunmaktadır. Bu istasyonların aralarında görülen daha düşük tuzluluk değerleri de yüzeyde yer alan Atlantik Sularının

aylarda Levant Denizinin kuzey kesimlerine kadar yer yer ulaştığını göstermektedir. Oksijen kesitinde (Şekil 5.9c) en az oksijenin bulunduğu bölge "upwelling" nedeniyle yine Rodos döngüsü civarındadır (istasyon 340-345). Kesitin ortalarındaki antisiklonik bölgede ise 200-250 db derinliğe kadar çevreye göre daha fazla oksijen konsantrasyonu bulunduğu izlenmektedir.

Yukarıda verilen kesitin güneyindeki ilk kesit boyunca hidrografik özelliklerin dağılımı Şekil 5.10a-c'de gösterilmiştir. Bu kesitin batı ucu Rodos siklonu ile çakıştığı için bu döngü ile ilişkili olarak yukarı çıkan sular sıcaklık, tuzluluk ve oksijen kesitlerinde açık bir şekilde görülmektedir. Daha önceki seferde de gösterildiği gibi burada tuzluluk ve sıcaklık yüzeye doğru düzenli olarak artmaktadır ve diğer istasyonlarda 200-250 db seviyesinde görülen tabakalaşma Rodos döngüsü içerisinde yok olmaktadır. Buna karşılık Rodos siklonunun hemen çevresinde (istasyon 515 ve 500) eş sıcaklık ve tuzluluk eğrileri hızla derinleşmekte ve 300 db seviyesinde ara yüzey oluşmaktadır. Özellikle 500 nolu istasyonda Levant Ara Sularının 400 db düzeyinden de daha derine sarktığı izlenmektedir. Bu istasyon, Bölüm 4'te yarım ay şeklinde izlenen Rodos siklonunun hemen kuzeydoğusunda yer alan Antalya antisiklonik dolaşımının merkezinde bulunmaktadır. Aynı istasyonda ve çevresinde derinlerde oksijenin de çevreye göre artış göstermesi burada konverjens ve batma hareketlerinin izlenmesinde yardımcı olmaktadır.

Şekil 5.11a-c'de biraz daha güneydeki (Kıbrıs'ın batısı) bir doğu batı kesiti verilmiştir. Bu kesit tümüyle Rodos Siklonunun içinde kalmakla birlikte 730 nolu istasyonda bir anomali görülmektedir. Bölüm 4'teki dolaşım analizlerinden hatırlanacağı gibi Nisan ayında Rodos siklonu homojen bir yapıya sahip olmayıp, küçük ölçekli bazı değişimleri de içermektedir. Olağandışı özelliklerin görüldüğü 730 nolu

istasyon yarım ay şeklindeki Rodos siklonik dolaşımından yerel bir kopmanın bulunduğu kesimle çakışmakta ve gerçekte Antalya antisiklonik dolaşımının siklonik merkeze doğru bir uzantısını oluşturmaktadır. Buradaki küçük ölçekli değişim bağlı olarak ortaya çıkan çökme hareketleri sıcaklık ve tuzluluk dağılımlarından görülebildiği gibi, oksijen kesitinden de izlenebilmektedir.

En güneydeki kesitte (Şekil 5.12a-c) Rodos siklonu tümüyle hakim olmakta ve buna özgü hidrografik değişimler gözlenmektedir. Rodos siklonunun çeperlerinde (istasyon 885) siklonik bir dolaşıma uygun eğimler yer almakta, ortalarda ise göreceli olarak daha homojen bir yapı bulunmaktadır.

5.3 HAZİRAN - TEMMUZ 1986

Haziran-Temmuz seferinde elde edilen bulgulardan örnek olarak seçilen istasyonlardaki dikey profiller Şekil 5.13' verilmektedir. Bu aylarda da yüzey karışım tabakası henüz tümüyle oluşmamış olup yaklaşık 20 db derinliğe kadar ince bir tabaka halinde bulunmaktadır. Kıbrıs doğusundaki 410A istasyonunda bu tabakanın altında tuzlulukta bir minimum ve bunun altında 300 db seviyesine kadar tuzlu Levant Ara Suları bulunmaktadır. Antalya Körfezi güneyindeki 185 nolu istasyonda ise 100-150 db derinliğe kadar Atlantik Suları yapıyı değiştirmekte ve bu suların yine kuzey kesimlerine ulaştığını vurgulamaktadır. Daha güneydeki 485 istasyonunda yine yüzeyden başlayarak 300 db derinliğe kadar Levant Ara Suları bulunmaktadır. Bu istasyonun hemen batısındaki 493 istasyonunda bu sular yine bulunmakta, ancak gerek tuzluluğu gerekse derinliği önemli ölçüde artmaktadır. Daha güneydeki 485 istasyonunda Atlantik Suları bol miktarlarda ve tuzluluk maksimumunun üzerinde yer almaktadır. Rodos siklonunda yer alan 345 istasyonunda ise tabakalaşmanın yine büyük ölçüde

azaldığı ve yüzey karışım tabakasının altında neredeyse homojen bir su kütlesinin varlığı dikkat çekmektedir.

Haziran-Temmuz 1986 seferinde gözlenen hidrografik değişimler kesitlerde özetlenecektir. En kuzeydeki kesit Şekil 5.14a-c'de verilmiştir. Sıcaklık ve tuzluluk dağılımları incelendiğinde (Şekil 5.14a,b) yüzeyde 20-30 db derinlikli bir yüzey karışım tabakası ile daha derinlerde dolaşım özellikleri ile bağıntılı değişimler izlenmektedir. Rodos siklonunun yer aldığı kesitin en batısında yine sıcaklık ve tuzluluk tabakalaşması neredeyse yok olmakta ve eşdeğer çizgileri hızla yüzeye doğru yükselmektedir. Örneğin, diğer yerlerde yaklaşık 300 db seviyesinde bulunan 15°C eş sıcaklık çizgisi Rodos döngüsü içerisinde 80 db'a kadar yükselmektedir. Bölüm 4'te bu sefer için verilen dolaşım hesaplamalarında, batı kesimlerindeki istasyon ağının Rodos döngüsünü tümüyle kapsamaması nedeniyle ancak yer yer tahmin edilebilen Rodos döngüsünün varlığı buradaki hidrografik değişimler ile doğrulanmaktadır. Ayrıca Rodos siklonunun hemen doğusundaki, daha önceki hesaplamalarla ortaya çıkarılan bir dizi antisiklonun varlığı bu kesitlerden de anlaşılmaktadır. Kaş-Finike açıkları, Antalya körfezi ve Kilikya Baseninin batısında sıcaklık ve tuzluluk eşdeğer çizgilerinin derinleşmesi anılan antisiklonik merkezlerin varlığına işaret etmektedir. Ancak, bu üç antisiklonik döngüde bazı yapısal farklılıkların bulunduğu görülmektedir. Kaş-Finike açıkları ile Kilikya baseninin batısındaki döngülerde daha belirgin sıcaklık anomalileri ile ortadaki döngüde (Antalya körfezi, istasyon 285) daha belirgin bir tuzluluk anomalisi izlenmektedir. Levant Ara Suları her üç merkezde de tutulmuş olup, ortadaki döngüde tuzluluğu daha fazladır. Antalya körfezindeki antisiklonun en fazla miktarda Levant Ara Suları içermesi ve en derin merkez olması önceki seferlerde bulunan sonuçlarla uyum içerisinde.

Bu antisiklonik merkezler arasında yer alan bazı dar bölgelerde küçük ölçekli siklonik dolaşımın nedeniye eşdeğer çizgiler sıklaşmaktadır. Üst seviyelerde, Atlantik kaynaklı sular yine yüzey karışım tabakası altında yer almakta ve burada minimum tuzluluk değerleriyle kendisini göstermektedir. Rodos antisiklonik dolaşımının iki antisiklonik merkez arasına uzandığı bir kesimde (istasyon 300) 20-100 db derinlikleri arasında oldukça büyük miktarlarda görülen Atlantik Suları, Rodos siklonunun bu suları güneyden taşıyarak getirdiğini ortaya çıkarmaktadır. Atlantik sularının aynı seviyelerde fazlaca görüldüğü bir diğer kesim de İskenderun Körfezi'nin güneyindeki bölgedir (istasyon 210). Burada da Atlantik Sularının güneyden gelen akıntılarıyla geldiği sanılmaktadır. Ancak, bu kesimde istasyon sayısı az olduğu için böyle bir dolaşımın varlığı Bölüm 4'de kesinlikle ortaya çıkarılamamıştır ve ayrıca derin hidrografik özelliklerden de yeterince izlenememektedir. Oksijen kesitinde ise (Şekil 5.14c) siklonik ve antisiklonik döngülerle ilişkili olarak eşdeğer çizgiler büyük dikey salınımlar yapmaktadır. Siklonik bölgelerde yukarı doğru, antisiklonik döngülerde aşağı doğru büyük genlikli hareketlerin varlığı oksijen kesitlerince doğrulanmaktadır.

Yukarıdakinden daha güneydeki hidrografik kesitlerde (Şekil 5.15a-c) Antalya açıklarında yine üç-dört antisiklonik döngü ile ilişkili yapılar görülmektedir. Sırasıyla yaklaşık 385, 370 ve 340 nolu istasyonlarda dizilen bu döngüler bir önceki kesitte olduğu gibi yapısal farklılıklar göstermektedir. En belirgin sıcaklık anomalisi 370-360A istasyonlarındaki (bir önceki kesitteki 270-260 istasyonlarına karşılık gelen) girdapta görülmekte, buna karşılık en fazla tuzluluk anomalisi ile en derin yapılar 385 (bir önceki kesitte 285'in güneyinde) istasyonundaki döngüde izlenmektedir. Bir önceki kesitte olduğu gibi en güçlü ve merkezinde en fazla Levant Ara Suları içeren döngü

Antalya körfezi güneyinde yer almıştır. Bu dolayım merkezinin hemen batısında Atlantik Suları bir damar halinde görülmektedir. Yine iskenderun Körfezi güneyinde az miktarda Atlantik Suları izlenmektedir. Oksijen kesitlerinde de göreceli olarak yüksek oksijenli suların antisiklonik döngülerde derinlere kadar etkili oldukları, bunların arasındaki siklonik bölgelerde ise derinlerden yukarı çıkan sularda oksijenin azaldığı görülmektedir.

Şekil 5.16a-c'de verilen daha güneydeki kesitlerde de en güçlü tuzluluk ve sıcaklık anomalileri Antalya antisiklonunda (önceki kesitlerdeki 285 ve 385 istasyonlarının güneyindeki 485 ve yanındaki 493 nolu istasyonlarda) yer almaktadır. Burada oksijen anomalileri de en keskin bir şekilde görülmektedir.

Daha güneydeki bir kesit Şekil 5.17a-c'de verilmiştir. Bu kesit neredeyse tümüyle Rodos Siklonu ve bunun batıya doğru uzantısı içerisine düşmektedir. Bir önceki kesitle karşılaştırıldığında eşdeğer çizgilerin daha sık olduğu görülecektir. Güneye doğru kesitler sırayla incelenirse Levant Ara Sularının derinliğinin giderek azaldığı ve bu kesitte ancak 100-200 db seviyelerine kadar görülebildiği ortaya çıkmaktadır.

Kuzey-güney kesitlerinden sadece Antalya körfezi'nin doğusundan güneye doğru uzanan 85-785 kesiti verilecektir (Şekil 5.18a-c). Burada daha önce tartışılan Antalya Antisiklonunun kuzey-güney doğrultusunda 285-485 istasyonları arasında yer aldığı izlenmektedir. En güneydeki 785 nolu istasyonda Atlantik Suları 20-100 db arasında çok miktarda görülmekte, bunun bir kesiminin ise antisiklonunun batısından taşınarak Antalya Körfezi içlerine kadar ulaştığı (istasyon 185) anlaşılmaktadır.

5.4 KASIM 1986

Kasım 1986 seferindeki seçilmiş bazı istasyonlardaki profiller Şekil 5.19'da gösterilmiştir. Kilikya baseninin doğu kesimindeki istasyon 25'te 50 db derinlikte yüzey karışım tabakası, bunun altında tuzluluğu az Atlantik Suları ve daha derinlerde tuzluluğu yüksek Levant Ara Suları görülmekte ve önceki senenin (Ekim-Kasım 1986) hidrografik profillerine benzerlik arzetmektedir. Antalya Körfezi'nin en doğusundaki 27 nolu istasyonda yüzey karışım tabakası kendi içinde ikiye ayrılmıştır. 50 db derinliğe kadar iyi karışmış (homojen) bir tabaka ve 100 db derinliğe kadar ikincil bir karışım tabakası izlenmektedir. Daha derinlerdeki yapı ise önceki istasyona benzer bir şekildedir. Antalya Körfezi'nin ortalarındaki 53 nolu istasyonda yüzey tabakalarında yine ikiye bölünmüş bir yapı izlenmekte, ancak bu kez Atlantik Sularının her iki karışım tabakasının altında da bulunduğu görülmektedir. Bu yapı değişik zamanlarda tekrarlanan karışımların etkisiyle hidrografik koşulların değişmesine örnek oluşturmaktadır.

Kasım 1986 seferinin doğu yönündeki sıcaklık, tuzluluk ve oksijen kesitleri Şekil 5.20'de verilmiştir. Bir önceki yılın Kasım seferinde olduğu gibi burada da yüzey karışım tabakasının kalınlaştığı ve 50 db derinlikten 100 db derinliğe kadar arttığı görülebilmektedir. Bu seferde istasyonlar tek kesit üzerinde bulundukları için hidrografik özellikleri dolaşımla karşılaştıma olanağı bulunmamakla birlikte biri Finike-Kaş kıyıları açıklarında diğeri de Antalya Körfezi doğusunda olmak üzere iki sıcak merkez bulunduğu izlenmektedir. Bu ikisinin arasında Antalya Körfezinde yüzey karışım tabakasının 40 db'a kadar sıglaştığı ve yüzeyde sıcaklığın azaldığı görülmektedir. Aynı yerde yine 40-50 db derinliklerinde Atlantik Suyunun Antalya Körfezi içlerine girdiği bir bölge bulunmaktadır. Ayrıca Atlantik Suları Kilikya Basenindeki istasyonlarda

yer yer izlenmektedir. Daha derinlerde yer alan Levant Ara Suları ise yaklaşık 250-300 db derinliklere kadar bütün istasyonlarda görülebilmektedir.

6. SU KÜTLELERİNİN BÜTÜNSSEL ÖZELLİKLERİ

Bölüm 5'te gösterildiği gibi Kuzey Levant Denizi'nin hidrografik özellikleri son derece karmaşık bir yapı ile tanımlanabilmektedir. Çeşitli derinliklerdeki farklı su kütleleri genel dolaşım ve döngülerle taşınmakta, bazı döngülerin içinde tutulmakta ve bu süreç içerisinde karıştı- ugrayarak niteliklerini değiştirmektedir. Ayrıca dolaşım- la bağlantılı olarak yaratılan dikey hareketler sonucunda derinlere kadar tüm su kütesindeki ısı ve tuz içerikleri bir bölgeden diğerine değişmektedir. Anlatılan bu nedenlerle belirli bir su kütesini (örneğin Levant Ara Sularını) Bölüm 2'deki gibi önceden bilinenler ışığında belirli tuzluluk ve sıcaklık değerleri ile tanımlamak olanağı bulunmamaktadır. Gerçekte böyle bir su kütlesi ancak belirli tuzluluk ve sıcaklık dağılımları ile karakterize edilebilir ve istatistiksel bir yöntemle sıcaklık-tuzluluk (T-S) diyagramlarında o su kütesinin bulunma olasılığı (hacmi) ile ortaya çıkarılabilir. Bölüm 4'te verilen hidrografik dağılımlarla Bölüm 5'te verilen dolaşım karşılaştırıldığında tuzluluk-sıcaklık özellikleri belli su kütlelerinin belirli yerlerde daha büyük olasılıkla (örneğin tuzlu ve sıcak Levant Ara Sularının antisiklonik döngülerde) bulunduğu genel olarak izlenmekteyse de yaklaşık aynı özellikteki suların bile farklı sıcaklık-tuzluluk aralıklarına (istatistiksel dağılımına) sahip olduğu görülebilir.

Bu genel özelliklerin ışığında, çeşitli su kütlelerinin yörelere göre dağılımının en iyi şekilde hacimsel birimlerle ifade edilebileceği ortaya çıkmaktadır. Bu amaçla sıcaklık ve tuzluluk profillerindeki değerler belirli seviyeler arasında dikey yönde entegre edilerek birim alana düşen toplam ısı ve tuz miktarları hesaplanmıştır. Öte yandan,

dikey yönde entegre edilmiş sayısal değerler, dikey değişimlerin toplam etkilerini temsil ettiklerinden bulgulara bir anlamda düzeltme uygulamakla eşdeğerdir ve dolayısıyla bu özellikleri daha kararlı bir şekilde sergileme olanağını vermektedir. Bu bütünsel özellikler aşağıda sunulacaktır.

En fazla değişimlerin bulunduğu üst tabakaların özelliklerini saptayabilmek için yüzeyden 250 db derinliğe kadar birim alanda ısı ve tuz miktarları hesaplanmıştır. Birim hacme düşen ısı ve tuz gerçekte her istasyonun çevresindeki yüzey alanı ile çarpılarak elde edilebilir. Toplam ısı 15°C sıcaklığa göreli olarak elde edilmiştir ve gerçek sıcaklığın 15°C değerinden farkı yoğunluk ve deniz suyunun (tuzluluk, sıcaklık ve derinliğin fonksiyonu olan) özgül ısısı ile çarpılarak 250 db derinliğe kadar entegre edilmiştir. Elde edilen bu ısı değerleri kcal/cm² birimleriyle verilmiştir. 250 db derinlikte toplam tuz değerleri de hesaplanmakla birlikte, tuzluluk dağılımlarında üç ayrı su kütesinin (yüzey karışım tabakası, Atlantik Suları, Levant Ara Suları) birbiriyle üst üste gelen etkileri bulunduğu için kararlı bir dağılım sergilenememektedir ve bu nedenle aşağıda verilmemiştir.

Tuzluluğu farklı özellikler gösteren su kütlelerinin dağılımlarının saptanabilmesi ancak bu su kütlelerinin ayrı ayrı tuz hacimlerinin hesaplanmasıyla olanaklıdır. Bu su kütleleri (örneğin Levant Ara Suları) Bölüm 5'te gösterildiği gibi bazı istasyonlarda diğerlerine göre daha geniş kalınlık aralıklarında veya daha büyük tuzluluk değerleriyle bulunabilmekte ve toplam tuz miktarı tuzluluk profilinin şekliyle yakından ilişkili bulunmaktadır. Öte yandan belirli bir su kütesini tanımlayan tuzluluk sınırları istasyondan istasyona değişmektedir. Bu nedenle bu kütleleri birbirinden ayırtıracak bir yöntemin kullanılması gerekli olmuştur.

Su kütlelerinin tuzluluk sınırları, dağılımlarına göre saptanmıştır. Örneğin minimum tuzluluklu Atlantik Suları için üst sınır bu minimum değerlerin tüm alandaki maksimum değerinden biraz yukarıda seçilmiş, Levant Ara Suları için de bunun tersi yapılmıştır. Bölüm 5'te anılan mevsimsel farklar gözönüne alınarak yaz ve sonbahar aylarında (Haziran- Kasım) hesaplamalar yüzey karışım tabakasının altındaki bir seviyeden, kış ve ilkbahar aylarında (Nisan ise yüzeyden başlayarak uygun su kütleleri hesaplamalara katılmıştır. Atlantik Suları için ‰ 39.1 Nisan ayı için ‰39.0 tuzluluk değerleri üst sınır olarak alınmış ve yüz karışım tabakası altında (Nisan ayında karışım tabakası bulunmadığı için yüzeyden başlayarak) daha derinlerdeki tuzluluğu yüksek suların bu sınır değerleriyle kesişme noktasına kadar (eğer böyle bir kesişme yoksa maksimum tuzluluğun bulunduğu derinliğe kadar) sınır değerlerin altındaki tuzluluk değerlerinin sınır değerden farkı yoğunlukla çarpılarak entegre edilmiştir. Levant Ara Suları için ‰ 38.9 değeri her mevsimde alt sınır olarak alınmış Atlantik Suyu minimumunun altından başlayarak derin kesimlerdeki tuzluluk farkları tuzluluk bu sınırın altına ininceye kadar entegre edilmiştir. Böylece bu iki tabaka için sınır değerlere göre toplam tuz eksikliği veya artışı kg/m^2 birimleriyle verilmiştir. Bu sonuçlar aşağıda tartışılmaktadır.

6.1 EKİM-KASIM 1985

Ekim-Kasım 1985 seferindeki 250 db derinliğe kadar toplam ısı (15°C sıcaklığa referanslı) Şekil 6.1'de verilmiştir. Burada Rodos Siklonu ile doğu uzantısı en az ısının depolandığı kesim olarak ortaya çıkmaktadır ve siklonik döngünün merkezine doğru ısı azalmaktadır. Isı içeriği az olan diğer bir bölge de Kıbrıs'ın doğusundaki siklonik döngüdür, ancak Rodos siklonuna oranla yine de yüksek

değerlere sahiptir. Kilikya Baseninden Rodos'a kadar uzanan ve Rodos siklonunu kısmen çevreleyen bir cephenin kuzeyinde ısı dağılımı yüksek değerlere ulaşmakta ve burada da antisiklonik merkezlerde yoğunlaşmaktadır. Atlantik Sularının toplam tuz eksigi (sınır değerlere göre) Şekil 6.2 de gösterilmiştir. Burada en az tuz içeren suların (dolayısıyla Atlantik sularının en bol bulunduğu suların) bölgenin güneybatısında Rodos siklonunun güneyinde yer aldığı ve dolaşım ile kuzeye taşındığı görülmektedir. Tuzluluk tabakalaşmasının yukarı çıkan sularla eritilmesi sonucunda Rodos siklonunun merkezinde Atlantik suları tümüyle yok olmaktadır. Rodos siklonu ile güneyindeki antisiklon arasında ise Atlantik Suları yönünden keskin bir ayırım bulunmaktadır. Kuzeydoğu kesimine (Kilikya ve Latakya Basenlerine) ise Atlantik Sularının iz miktarlarda ulaştığı görülmektedir.

Levant Ara Sularının tuz artığı Şekil 6.3'de verilmiştir. Burada da Levant Ara Sularının içerdığı tuzun (ve dolayısıyla hacminin) genellikle kuzeydoğu ve doğu kesimde en yüksek değerle bulunduğu, Antalya Körfezindeki antisiklonik döngüde ise maksimum değerlere ulaştığı görülmektedir. Rodos'tan Kıbrıs'a uzanan cephenin güneyinde (Rodos siklonunun etkisi altındaki bölgede) Levant Ara Suları hızla azalmakta ve Rodos siklonik merkezinde bu tuz artığı tümüyle yok olmaktadır.

6.2 NİSAN 1986

Nisan 1986 seferi için 250 db kalınlıktaki toplam ısı Şekil 6.4'te verilmiştir. Burada da Rodos siklonunun bulunduğu bölgede ve özellikle merkezin bulunduğu Rodos Adası güneyinde depolanan ısının en aza indiği ve yarım ay şeklindeki siklonun kuzeyi ile güneyindeki çeperlerinde sıcaklık cephelerinin yer aldığı görülmektedir. Siklonun

kuzeydogusundaki antisiklonik döngülerin bulunduğu Antalya Körfezi ile Kilikya baseninde ise toplam ısıнын arttığı gözlenmektedir.

Tuzluluk minimumu Nisan ayında çok az yerde ve parça parça görülebildiğı için (Bölüm 5) bunların hacim olarak hesaplanan değerleri Şekil 6.5'te görüldüğü gibi pek çok istasyonda sıfır veya çok düşük değerler çıkmıştır. Ancak bölgenin güneybatısındaki keskin cephelerle sınırlanan antisiklonik döngü içerisinde Atlantik Suları bol miktarda bulunmakta ve önceki aylardaki etkin karışım nedeniyle Rodos Siklonunun dolaşımı ile kuzeye doğru çok az miktarlarda taşınmaktadır. Güneydeki Atlantik suyunun varlığı ise Bölüm 3'te değinildiğı gibi IOLR (israil) tarafından elde edilen bulgular sonucunda ortaya çıkan bir özelliktir.

Aynı seferdeki tuzluluk maksimumunun toplam tuz artığı Şekil 6.6'da gösterilmiştir. Burada yine en çok Levant Ara Suyunun bölgenin kuzey doğusunda (Antalya Körfezi, Kilikya ve Latakya Basenleri) bulunduğu ve Antalya Körfezindeki antisiklonik merkezlerde maksimum değerlere ulaştığı belirlenmektedir. Rodos siklonu çevresinde yine keskin bir değişim bulunmakta fakat Rodos siklonu içerisinde de bir ölçüde bu suların varlığı izlenmektedir. Rodos siklonunun daraldığı (istasyon 730, bkz. Bölüm 4 ve 5) bölgede ise Levant Ara Suları güneybatıya doğru sarmaktadır. Bölgenin güneybatı kesimindeki antisiklonik döngüde Levant Ara Suları en aza inmekte ve bazı istasyonlarda tümüyle yok olmaktadır.

6.3 HAZİRAN-TEMMUZ 1986

Haziran-Temmuz 1986 seferinde 250 db kalınlıktaki ısı Şekil 6.7'de verilmektedir. Bu seferde de Rodos'un güneydogusundaki büyük ölçekli siklonik dolaşımda ısı azalmakta, Kaş-Finike kıyıları, Antalya Körfezi ve Anamur

açıklarındaki üç antisiklonik döngüde ise önemli derecede artmaktadır. Bu siklonik döngülerin arasında Rodos Siklonunun uzantıları olan siklonik bölgeler yer almakta ve doğu batı yönünde bir dalga hareketi niteliğinde değişimler görülmektedir.

Aynı seferin Atlantik Suyu minimumuna karşılık gelen seviyelerdeki tuz eksikliğinin en çok Rodos Siklonu içerisindeki dağınık bölgelerde ve yine üç antisiklonik bölgenin kuzey kesimlerinde bulunduğunu izlemek olanaklıdır. Bu seferde tuz eksikliği çok belirgin olmadığı için bu su kütlesi dağınık ve parça parça olarak izlenmektedir.

Levant Ara Sularının (tuzluluk maksimumu) bulunduğu seviyelerdeki tuz artışı Şekil 6.9'da gösterilmiştir. Rodos Siklonu içerisinde Levant Ara Suları hemen hemen tümüyle yok olmuştur. Buna karşılık anılan üç antisiklonda ve özellikle Antalya Körfezi'ndeki antisiklonik döngüde bol miktarlarda bulunmaktadır. Bunların arasındaki siklonik bölgelerde ve Kilikya Baseninin ortalarındaki siklonik döngüde yine en az miktarlarda görülmektedir.

7. SONUÇLAR

Önceki yıllardaki yetersiz bilgi birikiminin doğurduğu belirsizlikleri gidermek ve oşinografik özelliklerin değişimlerini saptamak amacıyla Kuzey Levant Denizi'nde yürütülen oşinografik çalışmalar bu yörede ilk kez yüksek duyarlık ve ayırtımlı bir bulgu setinin elde edilmesini sağlamıştır. Bunun da ötesinde elde edilen bulguların incelenmesiyle ve uygulanan analizlerle Kuzey Levant Denizi'nin dolaşımı, buradaki su kütlelerinin oluşum ve yayılımı üzerine pek çok yeni açıklama getirilmiştir. Ancak burada belirtilmelidir ki, elde edilen bulgular ve yeni bilgiler gelecek yıllarda tekrar bir bütün halinde incelenecek ve yeterince yorumlanmaları uzun sürelerde gerçekleşebilecektir. Ayrıca, daha önce belirtildiği gibi, eldeki bulguların Doğu Akdeniz ölçeğinde POEM programı çerçevesinde yapılan çalışmalarla bütünleştirilmesi yoluyla dünya denizleri içinde bilgi birikimi yönünden en yoksul durumda bulunan, buna karşılık dünya denizlerine model olabilecek özellikler taşıyan Doğu Akdeniz yeterince anlaşılabilir ve özellikleri en iyi bilinen bir deniz durumuna geçebilecektir. Bu proje kapsamında yapılan çalışmalarla bu yönde de önemli katkılar sağlanmıştır.

Kuzey Levant Denizi'nin dolaşım özelliklerinde mevsimsel değişimler ve bunların değişik ölçeklerdeki yansımaları görülmekle birlikte, sürekliliğe sahip bazı döngüler, cetle ve bazı dolaşım yönleri saptanmıştır. Örneğin göreceli olarak büyük bir alanı kapsayan Rodos siklonik döngüsü ve Antalya Körfezi'nin güneyindeki antisiklonik girdaplarla bunların arasında yer alan cet her mevsimde gözlenmiştir. Rodos döngüsü çoğunlukla dairesel bir dolaşım olmayıp yer yer kıvrım ve uzantıları bulunan bir döngüdür ve bu uzantıların arasında antisiklonik döngülerin yer alması

baroklinik kararsızlık durumunu hatırlatmaktadır. Buna karşılık Antalya Körfezi'nde güçlü bir antisiklonun her koşulda yaratılması Kilikya Baseni'nin Antalya Körfezi'ne birleştiği kesimdeki eşğin topografik etkisini yansıtabilir. Ayrıca doğu-batı yönünde Kilikya Baseni'nden başlayarak bir dizi döngünün bulunması burada yaratılan bir dalga hareketinin varlığını göstermektedir. Orta-ölçekli bu değişkenliklerin varlık nedenleri ve oluşum mekanizmaları kapsamlı modelleme çalışmalarıyla ortaya çıkarılabilecektir.

Rodos siklonik döngüsü ortalarındaki karışım ve dikey hareketler derinlerden getirdikleri besin tuzları nedeniyle gözlenebildiğince biyolojik üretimde artışlara neden olabilmekte ve ayrıca kimyasal parametreler ve kirleticilerin dağılımında etkin olmaktadır. Bu nedenle orta-ölçekli dolaşımın yeterince anlaşılması ileride derin deniz balıkçılığı potansiyelinin değerlendirilmesi ve kirlenmenin kontrolü açısından büyük önem taşımaktadır.

Elde edilen bulgularla su kütleleri ve mevsimsel değişkenlik tanımlanmış, bunların yayılım ve taşınımalarının dolaşım tahminleriyle uyumlu bir şekilde yorumlanması olanaklı olmuştur. Atlantik kaynaklı suların Girit Bogazı'ndan geçerek Rodos siklonuna bağlı dolaşımla en kuzey kesimlere kadar taşınmaları, Levant Ara Sularının ise kuzeydoğu kesimlerdeki oluşum merkezleri, orta derinliklere batma mekanizmaları ve güneydoğu yönünde yayılımları ortaya çıkarılmıştır.

Kuzeydoğu Akdeniz'de yürütülen oşinografi çalışmalarıyla yörenin dinamiksel özellikleri, bunların kimyasal ve biyolojik etkileri ile su kütlelerinin envanteri detaylı olarak elde edilecektir. Sürdürülen çalışmalar mevsimsel ve yıldan yıla değişikliklerin de ortaya çıkarılmasını sağlayacaktır.

OBJEKTİF ÇÖZÜMLEME TEKNİKLERİ

A.1. ÇÖZÜMLEME YÖNTEMLERİ

Gözlemlere ve belirli objektif kurallara dayanılarak oşinografik parametrelerin dağılımlarının tahmini modern oşinografinin önemli bir konusunu teşkil etmektedir. Bunun için farklı birçok çözümleme yöntemi geliştirilmiş bulunmaktadır (Gustafsson, 1981). Objektif çözümleme tekniklerinden biri olan optimal interpolasyon yöntemi (Gandin, 1965) başlangıçta meteorolojide geliştirilmiş ve daha sonra oşinografide de yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır (Bretherton ve diğ., 1976). Bu yöntem, her gözlemin belirli ağırlıklarla gözönüne alınmasıyla bulunan toplam hata varyansının en aza indirilmesine veya diğer adıyla Gauss-Markoff istatistiksel tahmin teoremine dayanır. İlk kullanımından bugüne dek yöntem, isotropik olmayan ve çok-değişkenli istatistikleri (Carter ve Robinson, 1985), birbirlerine bağımlı gözlem hataları durumunu (Clancy, 1983), ve aynı anda yapılan istatistiksel/dinamik tahminlerin birleştirilmesini (Robinson ve Leslie, 1984) de kapsayacak şekilde geliştirilmiştir. Bu tür objektif çözümleme tekniklerinin çeşitli fiziksel durumlara uygulama modelleme ve ilerideki bir durumu tahmin etme gibi çeşitli uygulamaları burada tamamını belirtmeye olanak bulunmayan bir çok yayında bulunabilir. Yöntemin özetlenmesi ve objektif çözümlemenin temel öğelerini içermesi nedeniyle burada Bretherton ve diğ., (1976) tarafından önerilen yöntem sunulacaktır. Bu rapor kapsamındaki analizler bu yöntem kullanılarak yapılmıştır.

A.2. SKALER BİR ALANIN OBJEKTİF ÇÖZÜMLEMESİ

A.2.1 SIFIR ORTALAMALI VE KOVARYANSI BİLİNER ALANLAR

$\vec{x}_r = (x_r, y_r)$, $r=1, \dots, N$ noktalarındaki gözlemlerden yararlanarak bir düzlemdeki $\vec{x} = (x, y)$ noktasının fonksiyonu olan $\theta(\vec{x})$ skaler alanının tahmin edilmesi özel halini göz önüne alalım. Bu skaler alan için eğer

$\phi_r = \phi(\vec{x}_r)$: $\vec{x}_r = (x_r, y_r)$ ($r=1, \dots, N$) noktalarındaki gözlenen değerler

$\theta_x = \theta(\vec{x})$: herhangi $\vec{x} = (x, y)$ noktasındaki gerçek değerler

$\hat{\theta}_x = \hat{\theta}(\vec{x})$: herhangi $\vec{x} = (x, y)$ noktasındaki tahmini değerler

olarak tanımlanırsa ve ayrıca gözlemler ve tahminlerin belirli hatalar içerdiği kabul edilirse

$$\phi_r = \theta_r + \epsilon_r \quad (A1)$$

$$\theta_x = \hat{\theta}_x + S_x \quad (A2)$$

bağıntıları yazılabilir. Burada, ϵ gözlem hatasını göstermekte olup gürültü, ölçme tekniği, v.s.'nin neden olduğu cihaz hataları ile örnekleme aralığından daha küçük ölçekteki fiziksel olayların neden olduğu hataları içermektedir. S_x ise tümüyle tahmin işleminden kaynaklanan istatistiksel hataları (standard sapmaları) göstermektedir.

Tahminlerin oluşturulmasında en basit yaklaşım, θ skaler alanını, aşağıdaki gibi, sıfır ortalamalı ve kovaryans fonksiyonu bilinen homojen istatistiksel bir grup olarak kabul etmektir:

$$\langle \theta_x \rangle = 0 \quad (A3)$$

$$\langle \theta_x \theta_{x+r} \rangle = F(\vec{r}) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{F}(\vec{k}) \exp(i\vec{k} \cdot \vec{r}) d\vec{k} \quad (A4)$$

Buradaki $\langle \rangle$ işareti grup ortalamalarını (beklenen değerleri), $F(\vec{r})$ de sadece ayırım vektörü $\vec{r}$ ye bağlı homogen grup kovaryans fonksiyonunu belirtmektedir. Kovaryans fonksiyonu, $\vec{k}$ dalga sayısı olmak üzere, dalga sayısı spektrumu $\tilde{F}(\vec{k})$ in Fourier çevrimi olarak tanımlanır. Herhangi bir $\vec{x}$ noktasındaki skaler alanın tahmin değerinin, bu alanın tüm gözlem noktalarındaki belirli ağırlıktaki bilinen değerlerinin toplamı olarak aşağıdaki gibi hesaplanabileceği varsayılabilir.

$$\hat{\theta}_x = \sum_m \alpha_{xm} \theta_m, \quad m=1, \dots, M \quad (A5)$$

Burada α_{xm} henüz tanımlanmamış ağırlık katsayılarıdır. Ayrıca, skaler alanın tahmin değerinde yapılan istatistiksel hata payının da bilinmesi gerekmektedir. Bu hata payı, (A2) ve (A5) denklemleri kullanarak, hata varyansı cinsinden

$$\langle S_x^2 \rangle = \langle (\theta_x - \hat{\theta}_x)^2 \rangle = \langle (\theta_x - \sum_m \alpha_{xm} \theta_m)^2 \rangle \quad (A6)$$

şeklinde ifade edilebilir. Öte yandan, (A5) ve (A6) da tanımlanan fakat henüz bilinmeyen ağırlık katsayıları, tahminlerde yapılacak hatayı en aza indirgeyebilecek şekilde seçilmelidir. Böylece, tahmin hata varyansının bu katsayılar göre değişiminin minimum olması şartından;

$$\begin{aligned} \delta \langle S_x^2 \rangle / \delta \alpha_{xr} &= \langle 2(\theta_x - \sum_m \alpha_{xm} \theta_m) (-\sum_m (\delta \alpha_{xm} / \delta \alpha_{xr}) \theta_m) \rangle \\ &= -2(\langle \theta_x \theta_r \rangle - \alpha_{xr} \langle \theta_r \theta_r \rangle) = 0, \end{aligned} \quad (A7)$$

elde edilen N tane denklem yardımıyla ağırlık katsayılarını gösteren α_{xs} ($s=1, \dots, N$) değerleri hesaplanabilir. Bunun için, (A7) den görüleceği gibi, skaler alanın tahmin noktasındaki gerçek değeri ile herhangi bir gözlem noktasındaki değeri arasındaki korelasyonu (birinci terim) ile herhangi iki gözlem noktasındaki değerleri arasındaki korelasyonu (ikinci terim) gösteren kovaryans fonksiyonlarının tanımlanması gerekmektedir. Gerçekte, (A1) bağıntısı yardımıyla söz konusu kovaryans fonksiyonları aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$\begin{aligned} C_{xr} &= \langle \theta_x \theta_r \rangle = \langle \theta_x (\theta_r + \epsilon_r) \rangle \\ &= \langle \theta_x \theta_r \rangle + \langle \theta_x \epsilon_r \rangle \end{aligned} \quad (A8)$$

$$\begin{aligned} A_{rs} &= \langle \theta_s \theta_r \rangle = \langle (\theta_s + \epsilon_s) (\theta_r + \epsilon_r) \rangle \\ &= \langle \theta_s \theta_r \rangle + \langle \theta_s \epsilon_r \rangle + \langle \theta_r \epsilon_s \rangle + \langle \epsilon_s \epsilon_r \rangle \end{aligned} \quad (A9)$$

öte yandan, gözlem hatalarının gerçek skaler alanla korelasyonsuz olması şartı nedeniyle

$$\langle \theta_x \epsilon_r \rangle = \langle \theta_s \epsilon_r \rangle = \langle \theta_r \epsilon_s \rangle = 0 \quad (A10)$$

alınır. Ayrıca, cihazlardan ve çevresel gürültüden kaynaklanan gözlem hatalarının genellikle sistematik olmadığı ve herhangi iki bağımsız gözlemdeki hatalar arasında bir ilişki bulunmadığı kabul edilebilir ve böylece

$$\langle \epsilon_s \epsilon_r \rangle = E \delta_{sr} \quad (A11)$$

ifadesi yazılabilir. Burada δ_{sr} Kronecker deltası, $E = \epsilon_r^2$ gözlem hata varyansını göstermekte ve E 'nin tüm gözlem noktalarında sabit olduğu varsayılmaktadır. (A8) ve (A9) denklemlerindeki kovaryans fonksiyonları böylece aşağıdaki bağıntılara indirgenebilir:

$$C_{xr} = \langle \theta_x \theta_r \rangle = \langle \theta_x \theta_r \rangle = F(\vec{x} - \vec{x}_r) \quad (A12)$$

$$A_{rm} = \langle \beta_m \beta_r \rangle = \langle \theta_m \theta_r \rangle + E \delta_{mr} = F(\bar{x}_m - \bar{x}_r) + E \delta_{mr} \quad (A13)$$

Buradaki F, (A4) deki gibi bir kovaryans fonksiyonunu göstermektedir. Böylece, bağımsız ağırlık katsayılarının hesaplanması için kullanılan (A7) ve skaler alanın tahmin değerinin bulunması için verilen (A5) bağıntıları

$$\alpha_{xm} = \sum_r C_{xr} A_{rm}^{-1} \quad (A14)$$

$$\hat{\theta}_x = \sum_r C_{xr} \left[\sum_m A_{rm}^{-1} \beta_m \right] \quad (A15)$$

haline dönüşür. Ayrıca, (A5), (A12), (A13), (A14) ve (A15) kullanılarak, (A6) denklemi ile verilen tahmindeki hata varyansı

$$\begin{aligned} \langle S_x^2 \rangle &= \langle (\theta_x - \hat{\theta}_x)^2 \rangle = \langle \theta_x^2 \rangle - 2\langle \theta_x \hat{\theta}_x \rangle + \langle \hat{\theta}_x^2 \rangle \\ &= C_{xx} - 2 \sum_m \alpha_{xm} \langle \beta_m \theta_x \rangle + \sum_{m,r} \alpha_{xm} \alpha_{xr} \langle \beta_m \beta_r \rangle \\ &= C_{xx} - 2 \sum_m \alpha_{xm} C_{xm} + \sum_{m,r} \alpha_{xm} \left(\sum_n C_{xn} A_{nm}^{-1} \right) A_{nr} \\ &= C_{xx} - 2 \sum_m \alpha_{xm} C_{xm} + \sum_r \alpha_{xr} \sum_n C_{xn} \sum_m A_{nm}^{-1} A_{mr} \\ &= C_{xx} - \sum_m \alpha_{xm} C_{xm} \end{aligned} \quad (A16)$$

olarak ifade edilebilir. Bu denklemdeki ilk terim, veri yokluğunda, yani $C_{xx} = \langle \theta_x^2 \rangle$ durumunda, θ_x nin doğal varyansını, ikinci terim ise verilerden sağlanan bilgi sonucunda bu varyanstaki azalmayı temsil etmektedir. (A16) denklemine göre tahmin hata varyansı, β_m gözlem değerlerinden bağımsız olup sadece tanımlanan kovaryans fonksiyonundan etkilenmektedir.

Görüldüğü gibi, (A12) ve (A13) denklemlerindeki genel kovaryans fonksiyonu F ve gözlem hata varyansı E bir kez belirlenince, tahmin $\hat{\theta}_x$ ve tahmin hata varyansı $\langle S_x^2 \rangle$ sırasıyla (A15) ve (A16) denklemlerinden elde edilebilir. (A15) deki köşeli parantez içindeki

$$\mu_r = \sum_{\underline{a}} A_{ra}^{-1} \beta_a \quad (A17)$$

ifadesi prensip olarak tüm gözlem noktaları için bir defaya mahsus olmak üzere hesaplanabilir ve böylece skaler alanın tahmini değerleri her analiz noktasında sadece

$$\hat{\theta}_x = \sum_r C_{xr} \mu_r \quad (A18)$$

çarpım operasyonu ile belirlenebilir. Buradaki μ_r değerleri kovaryans ağırlık katsayıları olarak isimlendirilir. (A18) den görüleceği gibi, tahmin değerleri katsayılar ağırlıklı kovaryans fonksiyonunun tüm gözlem noktalarındaki değerlerinin toplamı olarak hesaplanmaktadır.

Yukarıda anlatılan çözümleme yönteminin, bilinen F ve E değerleri için, ne derece uygun tahmini değerler ürettiği herhangi bir gözlem noktasındaki skaler alan tahmini değeri $\theta(\vec{x}_r) = \hat{\theta}_r$ ın o noktadaki gözlem değerine göre farkını hesaplayarak görülebilir. Bir gözlem noktası $\vec{x}_r$ daki optimal tahmin, (A12), (A13) ve (A18) yardımıyla

$$\begin{aligned} \theta(\vec{x}_r) = \hat{\theta}_r &= \sum_{\underline{p}} C_{rp} \sum_{\underline{a}} A_{pa}^{-1} \beta_a \\ &= \sum_{\underline{p}} (A_{rp} - E \delta_{rp}) \sum_{\underline{a}} A_{pa}^{-1} \beta_a \\ &= \beta_r - E \mu_r \end{aligned} \quad (A19)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Buna göre, bir gözlem noktasındaki tahmin değerinin oradaki gözlem değeri ile

tümüyle aynı olmayıp çevredeki gözlemlerin istatistikine bağlı olarak gözlemdaki rastgele hataların bir tahmini olan $-E\mu_r$ kadar farklı olduğu görülmektedir. Bu farkın standart sapması ise, (A13) yardımıyla

$$\begin{aligned} \langle (E\mu_r)^2 \rangle &= E(\sum_{p=1}^n A_{rp}^{-1} A_{rs}^{-1} \langle \beta_p \beta_s \rangle)^2 \\ &= E(\sum_{p=1}^n A_{rp}^{-1} A_{rs}^{-1} A_{ps})^2 \\ &= E(A_{rr}^{-1})^2 \end{aligned} \quad (A20)$$

şeklinde ifade edilir.

(A19) daki gözlemsel hata tahmininin (A20) deki hata standard sapmasıyla normalize edilmesiyle bulunan

$$\lambda_r = \mu_r / (A_{rr}^{-1})^{1/2} \quad (A21)$$

değeri belirli bir β_r gözleminin tümüyle yanlış olup olmadığının uygun bir göstergesi olarak kullanılabilir. Tipik olarak, herhangi bir gözlem noktasında $\lambda_r > 3$ durumu ortaya çıkarsa bu gözlem değeri objektif çözümlemeye dahil edilmemelidir (Bretherton ve diğ., 1976).

Benzer şekilde, gözlem noktalarındaki tahmin hata varyansı

$$\begin{aligned} \langle S_r^2 \rangle &= \langle (\hat{\theta}_r - \theta_r)^2 \rangle \\ &= C_{rr} - \sum_{p=1}^n C_{rp} A_{ps}^{-1} C_{rs} \\ &= C_{rr} - \sum_{p=1}^n (A_{rp} - E\delta_{rp}) A_{ps}^{-1} (A_{rs} - E\delta_{rs}) \\ &= C_{rr} - \sum_{p=1}^n \{ A_{rp} A_{ps}^{-1} A_{rs} - E(\delta_{rp} A_{ps}^{-1} A_{rs} + \delta_{rs} A_{ps}^{-1} A_{rp}) + E^2 \delta_{rp} \delta_{rs} A_{ps}^{-1} \} \\ &= C_{rr} - \{ C_{rr} + E - 2E + E^2 A_{rr}^{-1} \} \\ &= E - E^2 A_{rr}^{-1} \end{aligned} \quad (A22)$$

olarak hesaplanabilir. Burada ilk terim, ek gözlemlerin yokluğundaki tahmin hatasıdır (tek bir gözlemin hata

varyansı $\langle \epsilon_r^2 \rangle = E$ dir). İkinci terim ise çevredeki gözlemlerden elde edilen bilgiyle tahmin hatasındaki azalmayı gösterir. Burada gösterilmeyen bazı hesaplamalarla

$$\begin{aligned} \langle \hat{\theta}_r^2 \rangle - \langle \theta_r^2 \rangle &= \langle (\hat{\theta}_r - \theta_r)^2 \rangle = \langle \hat{S}_r^2 \rangle \\ &= E - E^2 A_{rr}^{-1} > 0 \end{aligned} \quad (A23)$$

ilişkileri elde edilebilir. Buna göre, herhangi bir gözlem noktasında gerçek alanın varyansının tahmin alanı varyansından daha büyük olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır. Yani tahmin edilen alan gerçek alandan daha düzenlidir.

Benzer şekilde,

$$\langle \hat{\phi}_r^2 \rangle - \langle \theta_r^2 \rangle = \langle (\hat{\phi}_r - \theta_r)^2 \rangle = \langle \epsilon_r^2 \rangle = E > 0 \quad (A24)$$

olduğu gösterilebilir ve bu da gözlem alanı varyansının gerçek alan varyansından büyük olduğuna işaret etmektedir. Bu nedenle, tahmin edilen alan hem gözlem hem de gerçek alandan daha düzenlidir. Gözlem noktalarında yapılan tahminin tartışmasına dayanarak, objektif analiz tekniğinin aslında bir düzeltme operasyonu olduğu söylenebilir.

Sıfır ortalamalı bir skaler alan için genel kovaryans fonksiyonu F ve gözlem hatası E bir istatistiksel grubun ortalama değerleri olarak bilindiği halde, (A17), (A18) ve (A16) yardımıyla her çözümleme noktasında alan ve varyans tahminleri yapılabileceği böylece gösterilmiş bulunmaktadır. Öte yandan bu istatistiksel grubun, objektif çözümlemenin yapıldığı gözlem alanı grubu olarak kabul edilmesi halinde, F ve E nin istatistiksel grup ortalama değerleri gözlem alanı grup ortalama değerleri olacaktır (bu tür bir kabul zaman serisi analizindeki ergodisite varsayımına eşdeğerdir). Bu durumda, kovaryans fonksiyonu $F(r)$ sabit bir

sayı olan gerçek alanın varyansı $\langle \theta_x^2 \rangle$ ile normalize edilerek aşağıdaki fonksiyonlar tanımlanabilir:

$$c_{xr} = C_{xr} / \langle \theta_x^2 \rangle = \langle \theta_x \theta_r \rangle / \langle \theta_x^2 \rangle$$

$$= F(\vec{x} - \vec{x}_r) / F(0) = f(\vec{x} - \vec{x}_r) \quad (A25)$$

$$a_{er} = A_{er} / \langle \theta_x^2 \rangle = \langle \phi_e \phi_r \rangle / \langle \theta_x^2 \rangle$$

$$= F(\vec{x}_e - \vec{x}_r) / F(0) + E \delta_{er} / F(0)$$

$$= f(\vec{x}_e - \vec{x}_r) + e \delta_{er} \quad (A26)$$

Burada

$$e = E / F(0) = \langle \epsilon^2 \rangle / \langle \theta_x^2 \rangle \quad (A27)$$

normalize edilmiş hata varyansıdır.

Ayrıca

$$\langle S_x^2 \rangle = \langle S_x^2 \rangle / \langle \theta_x^2 \rangle \quad (A28)$$

$$m_r = \mu_r \langle \theta_x^2 \rangle \quad (A29)$$

tanımları yapılarak, normalize edilmiş tahmini değer ve onu hata varyansını içeren (A14), (A16), (A17) and (A18) denklemleri

$$\theta_x = \sum_r C_{xr} m_r, \quad m_r = \sum_a a_{ra}^{-1} \phi_a \quad (A30)$$

$$\langle S_x^2 \rangle = 1 - \sum_{\alpha} \alpha_{\alpha\alpha} C_{\alpha\alpha}, \quad \alpha_{\alpha\alpha} = \sum_p C_{\alpha p} a_{p\alpha}^{-1} \quad (A31)$$

haline gelir. Bu tahmin her çözümleme noktasında aşağıdaki limitler arasında en uygun gerçek alanı garanti edecektir.

$$\hat{\theta}_x - s_x \langle (\theta_x^2) \rangle^{1/2} \leq \theta_x \leq \hat{\theta}_x + s_x \langle (\theta_x^2) \rangle^{1/2}. \quad (A32)$$

A.2.2 TAHMİNİ ORTALAMALI ALAN

Alan ortalaması alınabilecek kadar yeterli gözlem olmaması durumunda, gözlem değerlerinden bir skaler alan için θ_m gibi bir ortalama değer elde edilebilir. Bu durumda, objektif çözümleme sonucu hesaplanan tahmin değerleri de θ_0 gibi bir ortalama değere sahip olacaktır. Bu bölümde, Bölüm 2.1 de anlatılan objektif çözümleme tekniği tahmini ortalama skaler alanlar için geliştirilmektedir.

θ_m gibi bir ortalaması olan bir skaler gözlem alanı için yapı fonksiyonu

$$\begin{aligned} C(\vec{r}) &= \langle (\theta_x - \theta_m)(\theta_{x+r} - \theta_m) \rangle = \langle \theta_x \theta_{x+r} \rangle - \theta_m^2 \\ &= F(\vec{r}) - \theta_m^2 \end{aligned} \quad (A33)$$

şeklinde tanımlanır. Burada $F(\vec{r})$, θ_m^2 boyutunda bilinmeyen büyük bir sabiti (örneğin H) içerdüğinden yukarıdaki korelasyon fonksiyonu yerine aşağıdaki gibi yeni bir korelasyon fonksiyonu tanımlanabilir.

$$\begin{aligned} G(\vec{r}) &= \langle (\theta_{x+r} - \theta_x)^2 \rangle = \langle \theta_{x+r}^2 \rangle + \langle \theta_x^2 \rangle - 2\langle \theta_x \theta_{x+r} \rangle \\ &= 2(\langle \theta_x^2 \rangle - \langle \theta_x \theta_{x+r} \rangle) = 2(F(0) - F(\vec{r})) \end{aligned} \quad (A34)$$

Öte yandan, H sabitini (A12) ve (A13) tanımları içine koyarak (A17) ve (A18) denklemlerini

$$\mu_r = \sum_{\alpha} (A_{r\alpha} + H)^{-1} \theta_{\alpha} \quad (A35)$$

$$\hat{\theta}_x = \sum_r (C_{xr} + H) \mu_r \quad (A36)$$

şeklinde yazmak mümkün olmaktadır. Ayrıca (A35) denklemi

$$\beta_{\alpha} = \sum_r A_{r\alpha} \mu_r + H \sum_r \mu_r \quad (A37)$$

şeklinde yeniden düzenlenirse ve

$$\theta_0 = H \sum_r \mu_r \quad (A38)$$

olarak tanımlanırsa, (A37) ve (A36) sırasıyla

$$\mu_r = \sum_{\alpha} A_{r\alpha}^{-1} (\beta_{\alpha} - \theta_0) \quad (A39)$$

$$\begin{aligned} \theta_{\alpha} &= \sum_r C_{\alpha r} \mu_r + H \sum_r \mu_r \\ &= \theta_0 + \sum_r C_{\alpha r} [\sum_{\alpha} A_{r\alpha}^{-1} (\beta_{\alpha} - \theta_0)] \end{aligned} \quad (A40)$$

haline dönüşür. (A40) dan anlaşılacağı gibi, objektif çözümleme esnasında tahmini ortalama değer θ_0 önce skaler alanın gözlem değerlerinden çıkartılmakta ve çözümlemeden sonra skaler alanın tahmin değerine tekrar eklenmektedir. öte yandan skaler alanın tahmini ortalama değeri, (A39) denklemini kullanarak, (A38) den

$$\theta_0 = H \sum_r \mu_r = H \sum_{\alpha} \sum_r A_{r\alpha}^{-1} (\beta_{\alpha} - \theta_0) \quad (A41)$$

veya

$$\theta_0 = (\sum_{\alpha} \sum_r A_{r\alpha}^{-1} \beta_{\alpha}) / (\sum_{\alpha} \sum_r A_{r\alpha}^{-1} + (1/H)) \quad (A42)$$

biçiminde bulunabilir. Ayrıca, bilinmeyen H sabiti $H \rightarrow \infty$ limitinde çok büyük bir sayı olarak kabul edilerek, (A42) denklemi H den bağımsız olan

$$\theta_0 = \sum_{\alpha} \sum_r A_{r\alpha}^{-1} \beta_{\alpha} / \sum_{\alpha} \sum_r A_{r\alpha}^{-1} \quad (A43)$$

şeklinde bir ifade haline dönüştürülebilir. θ_0 bu şekilde seçildiğinde $H \rightarrow \infty$ limitinde sıfırdan farklı bir tahmini ortalama değeri için, (A38) denkleminde

$$\sum_r \mu_r = 0$$

(A44)

alınması gerekmektedir. Bu şart, ayrıca, (A43) denklemini (A41) de yerine koymakla da görülebilir.

(A40) da verilen tahmini değere karşılık gelen beklenen hata varyansının

$$\begin{aligned} \langle s_x^2 \rangle &= \langle (\theta_x - \hat{\theta}_x)^2 \rangle \\ &= C_{xx} - \sum_m \alpha_{xm} C_{mx} + (1 - \sum_m \alpha_{xm})^2 / \sum_m A_{rm}^{-1} \end{aligned} \quad (A45)$$

olduğu Bretherton ve diğ. (1976) tarafından gösterilmiştir. Buradaki α_{xm} , (A14) denklemleri ile tanımlanan ağırlık katsayılarıdır. ilk iki terim tahmini ortalamasının sıfır olması halinde (A16) da verilenleri, son terim ise tahmini ortalamadaki belirsizlikten kaynaklanan hata varyansındaki artışı göstermektedir.

A.3. UYGULAMA NOTLARI

A.3.1 DİNAMİK YÜKSETİ ANOMALİSİ (AKIM FONKSİYONU)'NUN HESAPLANMASI

Dinamik derinlik anomalilerinin hesaplanmasında, daha sonra kullanılacak olan jeostrofik varsayımla uyumlu olarak, aşağıdaki hidrostatik denge durumunun varlığı kabul edilmiştir:

$$dp/dz = \rho g$$

(A46)

burada z aşağı doğru artan dikey koordinatı göstermektedir.

$\rho(p)$ yoğunluk değerlerinin ölçümlerde basınç koordinatı p 'ye göre elde edilmesi sebebiyle herhangi iki basınç seviyesi

arasındaki metre cinsinden kalınlık (A46) nın entegrasyonu ile hesaplanabilir. Su yüzeyi referans alınarak p_n standart basınç seviyelerinde yapılan entegrasyon

$$D_n = D(p_n) = g^{-1} \int_0^{p_n} \rho^{-1} dp \quad (A47a)$$

$$= (10/9.81) \int_0^{p_n} (1+10^{-3} \sigma(p))^{-1} dp \quad (A47b)$$

metre cinsinden p_n basınç seviyelerindeki dinamik yükseltiyi vermektedir. (Basınç $db=10^4 \text{ Nm}^{-2}$, yoğunluk 10^3 kg m^{-3} ve $g=9.81 \text{ m s}^{-2}$ olarak alınmıştır). (A47a,b) ye karşılık gelen sayısal entegrasyon işlemlerinde ise aşağıdaki yaklaşım kullanılmıştır:

$$\begin{aligned} D_n = D(p_n) &= g^{-1} \sum_{i=1}^{m-1} 0.5 (\rho_i^{-1} + \rho_{i+1}^{-1}) (p_{i+1} - p_i) \\ &= (10/9.81) \sum_{i=1}^{m-1} [1 + 0.5 \cdot 10^{-3} (\sigma_i + \sigma_{i+1})] \cdot \\ &\quad [(1+10^{-3} \sigma_i) (1+10^{-3} \sigma_{i+1})]^{-1} (p_{i+1} - p_i) \end{aligned} \quad (A48)$$

Burada m sayısı, m 'inci bulgu seviyesi n 'inci standart basınç seviyesi ile çakışacak şekilde belirlenir. Bulgu aralıklarının standart basınç seviyeleriyle üst üste çakışmadığı durumlarda ise interpolasyon tekniği uygulanır. Daha sonra, tüm gözlem istasyonlarındaki her kalınlık değerine karşılık gelen dinamik derinliklerin ortalaması alınarak ortalama dinamik derinlik $\langle D_n \rangle$, ve son olarak yüzeye göre dinamik derinlik anomalisi

$$d_n' = D_n - \langle D_n \rangle \quad (A49)$$

hesaplanır.

Dinamik derinlik anomalisinin gerçekte hareketin sıfır olduğu bir p_N basınç seviyesine göre hesaplanması gerekmektedir. Bu rapor kapsamındaki hesaplamalarda hareketsizlik seviyesi $p_N=800$ db seçilerek buna göre ayarlanmış dinamik derinlik anomalisi

$$\delta_n' = d_n = d_n' - d_N' = (D_n - \langle D_n \rangle) - (D_N - \langle D_N \rangle) \quad (A50)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır. Daha sonra, jeostrofik veya temel dengenin jeostrofik olduğu yarı-jeostrofik bir model yardımıyla

$$\hat{k} \times \vec{u} = - \rho^{-1} \text{grad}(p) \quad (A51)$$

ile ifade edilen hareket denklemleri kullanarak her basınç seviyesinde baroklinik akıntılar elde edilebilir. Burada $\vec{u}$ yatay hız, f Coriolis parametresi, grad yatay gradyan operatörünü göstermektedir. Mc Williams (1976) tarafından gösterildiği gibi, gerçekte basınç değerine eşdeğer olan bir akım fonksiyonu ϕ tanımlandığında, (A51) denkleminde yatay hız vektörü

$$\vec{u} = (\rho f)^{-1} \hat{k} \times \text{grad}(p) = g f^{-1} \hat{k} \times \text{grad}(\phi) \quad (A52)$$

olarak elde edilebilir. Öte yandan, (A51) den anlaşılabileceği gibi, temel dengenin durağan veya yarı-durağan olması nedeniyle (A52) deki yatay gradyanların toplam türevler cinsinden ifade edilmesi ve paydadaki yoğunluk değişimlerinin göz önüne alınmaması durumunda, (A52) bağıntısı

$$d\phi = (\rho g)^{-1} dp \quad (A53)$$

haline indirgenebilir. Buradan da p_N basınç seviyesinde hareketin sıfır olması ($\phi=0$) şartından

$$\phi = \int_{P_N}^{P_n} (\rho g)^{-1} dp \quad (A54)$$

elde edilir. Ayrıca, (A47) yi (A49) da yerine koyarak ve (A54) de her gözlem istasyonu için hesaplanan akım fonksiyonlarının ortalamasını $\langle \phi \rangle$ ile göstererek

$$\phi' = d_n = \phi - \langle \phi \rangle \quad (A55)$$

elde edilebilir. Böylece jeostrofik akım çizgilerini oluştururken (A52) deki ϕ , ϕ' ile değiştirilebilir.

A.3.2 KORELASYON MODELİ

Korelasyon fonksiyonu her standart basınç seviyesi için ayrı ayrı modellenmiştir. Her basınç seviyesindeki gözlemlerin sayısının yeterince fazla olmaması nedeniyle homojen, isotropik ve zamana bağlı olmayan bir korelasyon modeli seçilerek korelasyon fonksiyonu

$$f(\vec{x}-\vec{x}_r) = f(\vec{r}) = f(|\vec{r}|) = f(r) \quad (A56)$$

$$= (1+a_2r^2+a_3r^3+\dots) \exp(-br^2) \quad (A57)$$

şeklinde tanımlanmıştır.

Burada korelasyon fonksiyonundaki katsayıların herbiri ayrı birimlerde olacağı için, bu katsayıları uzaklık birimleri cinsinden yazmak yararlı olacaktır. Böylece, tanımları değiştirirsek, korelasyon modeli

$$f(r) = (1+\text{sgn}(r_2)(r/r_2)^2 + \text{sgn}(r_3)(r/r_3)^3 + \dots) \exp\left(-\frac{1}{2}(r/r_d)^2\right) \quad (A58)$$

şeklinde yazılabilir. Bu katsayılar (A57) denklemindeki katsayılara

$$r_d = (2b)^{-1/2} , \quad r_n = \text{sgn}(a_n) |a_n|^{-1/2} \quad (\text{A59a, b})$$

formülleri ile dönüştürülebilir.

Deneyssel korelasyon hesaplamalarında birbirinden en uzak noktaların sayısı az olduğu için aralık arttıkça korelasyon tahminlerinin varyansı artmaktadır (kararlılığı azalmaktadır). Güvenilirliği az olan böyle noktaları hesaba katmamak için Carter (1983) tarafından önerilen yöntem ile iki ölçüm arasındaki en büyük r_m uzaklığının dörtte birinden daha büyük uzaklıklarda korelasyon hesaplanmamaktadır. Bu raporda artan uzaklıklarda sönüm sağlayabilmek için eksponensiyel sönüm teriminin katsayısı olan $r_d \approx 0.1r_m$ olarak alınmış ve böylece (A58) denklemindeki sönüm çarpanı $r = r_m/4$ uzaklığında yaklaşık 0.05 değerine inecek şekilde saptanmıştır.

Korelasyon fonksiyonunun gradyanının $r=0$ (merkez) de sıfır olması beklendiğinden, (A57) deki polinomun lineer terimi ($a_1 r$) genel ifadeden çıkarılmıştır. Aslında merkezde gradyan sıfır olmak üzere lineer terim polinoma eklendiğinde $a_1=0$ şartı ortaya çıkacaktır. Öte yandan, sıfır gradyan şartı simetrik bir dalga sayısı spektrumuna (reel veya skaler bir alana) eşdeğer olarak yorumlanabilir.

(A57) yaklaşımı skaler bir alanın gözlem noktaları arasındaki korelasyonuna uyacağı umulan eksponensiyel bir terimce sınırlanmış genel bir polinomu temsil eder. Korelasyonun ekponansiyel azalması, beklenen bir özellik olan uzak gözlemlerin birbirinden korelasyonsuz (bağımsız) olduğu varsayımına dayanmaktadır. Bu genel korelasyon fonksiyonu, polinomun katsayılarının en küçük kareler tekniği kullanarak belirlenmesi yöntemiyle, gözlem noktaları

arasındaki deneysel olarak elde edilebilen korelasyonlara uydurulabilir. Sönüm parametresi b dışardan belirlendiği takdirde, en küçük kareler tekniği ile polinomun katsayılarının belirlenmesi doğrusal bir işlem haline gelir.

$n=1, \dots, N$ noktalarındaki her bir veri çifti arasındaki korelasyonlar C_n olarak gösterilirse, gözlemsel ve analitik korelasyon fonksiyonları arasındaki hata varyansı

$$\begin{aligned} \langle \epsilon^2 \rangle &= \langle (f(r_n) - C_n)^2 \rangle = \\ &= \langle [1 + \sum_{m=2}^M a_m r_n^m \exp(-br_n^2) - C_n]^2 \rangle \end{aligned} \quad (A60)$$

olarak bulunabilir. Burada $\langle \rangle$ işareti gözlem korelasyonunun adet gerçekleşmesi üzerinden alınan ortalamayı gösterir. M ise korelasyon polinomunun seçilen derecesidir.

a_m katsayılarına göre hata varyansının en aza indirilmesi, $M-1$ adet denklemden oluşan ve

$$S_{km} a_m = q_m \quad (A61)$$

ile ifade edilebilen bir denklem seti verir. Burada

$$S_{km} = \langle r_n^{k+m} \exp(-2br_n^2) \rangle \quad (A62a)$$

$$q_m = \langle [C_n - \exp(-br_n^2)] r_n^m \exp(-br_n^2) \rangle \quad (A62b)$$

olarak yazılmıştır. Bu denklemlerden a_m katsayıları, belirli bir b sönüm katsayısı ve M polinom derecesi için çözülebilir.

Tamamen veriler baz alınarak modellenen bir korelasyon fonksiyonunun önemli bir dezavantajı, bu fonksiyondan türetilen korelasyon matrisinin pozitif tanımlı olmayabilmesi ve bu nedenle karalı tahminlerin elde

edilememesidir. Fakat, (A57) deki gibi analitik bir yöntemle tanımlanan korelasyon fonksiyonu daima pozitif tanımlılık şartını sağlamaktadır.

(A5) denklemleri yardımıyla (A2) bağıntısı:

$$S_x = \theta_x - \sum_{r=1}^N \alpha_{xr} \beta_r = - \sum_{r=1}^{N+1} \alpha_{xr} \beta_r \quad (A63)$$

$\alpha_{x(N+1)} = 1$ ve $\beta_{N+1} = \theta_x$ alınarak (A63) şeklinde genelleştirildiği takdirde, tahminlerdeki istatistiksel hata varyansı:

$$\langle S_x^2 \rangle = \sum_{r=1}^N \sum_{s=1}^N \alpha_{xr} \langle \beta_r \beta_s \rangle \alpha_{xs} \quad (A64)$$

olarak yazılabilir. Görüldüğü gibi, (A64) deki tahmin hata varyansı sadece korelasyon matrisi $\langle \beta_r \beta_s \rangle$ nin pozitif tanımlı olması halinde pozitif değerlere sahip olacaktır. Aksi halde, tahmin hata varyansı negatif olabilir ve böylece tahmin değerleri korelasyon fonksiyonundaki küçük değişimlere duyarlı hale gelir ve sonuç olarak tahminler kötüleşir. Korelasyon matrisinin pozitif tanımlılığı, (A4) denklemindeki tüm dalga sayıları için pozitif dalga sayısı spektrumuna sahip olmaya eşdeğerdir (Bretherton ve diğ., 1976).

A.3.3 ÇÖZÜMLEME YÖNTEMİNE İLİŞKİN EK BİLGİLER

Bölüm A.2.1 de belirtildiği gibi korelasyon (veya kovaryans) matrisi ve bunun ters çevirimi ile korelasyon ağırlık katsayıları, prensip olarak, tüm veri grubu için bir kereye mahsus olmak üzere elde edilebilir. Daha sonra, (A18) yardımıyla analiz noktalarında için skaler alanın tahmini değerleri tüm veri alanı için bir kerede hesaplanabilir. Bu yöntem daha pratik olmasına karşın, çok sayıda gözlem olması

durumunda büyük boyutlu bir korelasyon matrisinin ters çevrimini yapmak genellikle işlemin duyarlılığını azaltır daha sonra yapılan çarpım operasyonları özellikle küçük bilgisayarla (PC) çalışırken çok zaman alır.

Sık sık kullanılan bir başka yaklaşımda (Carter, 1983), model korelasyon fonksiyonundaki sönüm uzaklığına bağlı olarak bir "etki yarıçapı" tanımlanarak sadece bu yarıçap içindeki belirli sayıdaki gözlemler için analiz noktasında korelasyon matrisleri oluşturulur. Bu yöntem aynı matris işlemlerinin etki yarıçapları içinde kalan tüm analiz noktaları için tekrarlanmasını gerektirmesine rağmen, çok sayıda gözlem olması durumunda bilgisayar zamanı ve duyarlılığı açısından daha verimli olmaktadır. Bu yöntemde etki yarıçapına giren gözlem noktalarını maksimum bir sayıyla sınırlamak veya sadece en yüksek korelasyon değerini veren en yakın gözlemleri dikkate almak mümkün olmaktadır. Bu Rapor kapsamındaki çözümlemelerde analiz noktalarına en yakın 12 gözlem noktası alınarak işlemler yapılmış ve doyurucu sonuçlar alınmıştır.

Yukarıda değinilen etki yarıçapı yöntemi birbirinden çok uzak gözlem çiftlerinin bağımsız olacağı fiziksel düşüncesine dayanmaktadır (Bölüm A.3.2). Yöntemin üstünlüğü gözlemlerin etki alanı ile sınırlanmasıyla büyük ölçekli değişimlerin aslında daha iyi çözümlendiği gerçeğinde yatmaktadır. Her etki yarıçapı içerisinde Bölüm A.2.2'de tanımlanan yöntemle hesaplanabilen gözlem değerleri ortalaması elde edilebildiğinden tahminlerdeki bölgesel etkilerin tahminlerden arınmasını sağlayarak daha verimli çözümlemelerin yapılmasını sağlar. Gerçekte, bu yöntem ile sistemdeki büyük ölçekli değişimler doğrudan hesaba katılmakta ve böylece bunların etkileride çözümlemede göz önüne alınmaktadır. Bu yararlarından dolayı bu rapordaki objektif çözümlemelerde bu yöntem kullanılmıştır.

ve

lik

n

KAYNAKLAR

igü

ki

le

KAYNAKLAR

- Anatı, D. A., 1984: A Dome of Cold Water in the Levantine Basin, Deep-Sea Res., v.31, No: 10, 1251-1257.
- Antoy, S., 1983: Contour Plotting for Function Specified at Nodal Points of a Mesh Based on a Set of Irregular Profiles, Computers and Geosciences, v.9, No:2, 235-244.
- Ataktürk, S. S., 1980: Atmospheric Variability and Air-Sea Interactions in the Northern Margins of Cilician Basin, M.S. tezi, ODTÜ Deniz Bilimleri Enstitüsü, 84 s
- Bretherton, F. P., R. E. Davis ve C. B. Fandry, 1976: A Technique for Objective Analysis and Design of Oceanographic Experiments Applied to Mode-73, Deep-Sea Research, v.2, 559-582.
- Brody, L. R. ve M. J. R. Nestor, 1980: Regional Forecasting Aids for the Mediterranean Basin, Handbook for Forecasters in the Mediterranean, Part 2, Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, California, Technical Report TR 80-10, 178 s.
- Carter, E. F., 1983: The Statistics and Dynamics of Ocean Eddies, Ph. D. Thesis, Division of Applied Sciences, Harvard University
- Carter, E. F., ve A. R. Robinson, 1985: Analysis Models for the Estimation of Oceanic Fields, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, v 3, No 4
- Clancy, R. M., 1983: The Effect of Observational Error Correlations on Objective Analysis of Ocean Thermal Structure, Deep-Sea Res. v.30, 985-1002

- Fofonoff, N. P. ve R. C. Millard Jr., 1983: Algorithms for the Computation of Fundamental Properties of Seawater, UNESCO Technical Paper in Marine Science no. 44, 53 s.
- El-Gindy, A. H. ve S.H. Sharaf El-Din, 1985: Water Masses and Circulation in the Deep Layer of the Eastern Mediterranean, *Oceanologia Acta*, v.9, 239-248.
- Engel, I., 1967: Currents in the Eastern Mediterranean, *Int. Hydrogr. Rev.* v.44, 23-40.
- Gandin, L. S., 1965: Objective Analysis of Meteorological Fields, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 42 s.
- Gerges, M. A., 1976a: Preliminary Results of a Numerical Model of Circulation Using the Density Field in the Eastern Mediterranean *Acta Adriatica*, v.18, 165-176.
- Gerges, M. A., 1976b: Numerical Calculation of Surface and Deep Circulation in the Central Mediterranean, *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*, v. 23, No. 5, 63.
- Gustafsson, N., 1981: A Review of Methods for Objective Analysis, Seminar 1980: Data Assimilation Methods, Report of the European Center for Medium Range Forecasts, 19-82.
- Hopkins, T., 1978: Physical Processes in the Mediterranean Basins, in Kjerfve, B. (ed), Estuarine Transport Processes, Columbia, S.C., University of South Carolina Press, 269-310.
- Karein, A. D., 1979: The Forecasting of Cyclogenesis in the Mediterranean Region, Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, 159 s.

Lacombe, H., ve P. Tchernia, 1972: Caracteres Hydrologiques et Circulation des eaux en Mediterranee, in Stanley, D. J. (ed.), The Mediterranean Sea, Stroudsburg, PA, Dowden, Hutchinson and Ross, 25-36.

McWilliams, J. C., 1976: Maps from the Mid-Ocean Dynamics Experiment, Part I. Geostrophic Streamfunction, J. Phys. Ocean. v.6, 810-827.

Mediterranean Pilot, 1976: v.5, 6th ed. Somerset, Hydrographer of the Navy, United Kingdom. 171 s.

Morcos, S. A., 1972: Sources of Mediterranean Intermediate water in the Levantine Sea, in Gordon, A.L., (ed.) Studies in Physical Oceanography: a Tribute to G. Wust on his 80th Birthday, v.2, New York, Gordon and Breach, 185-206.

Morcos, S. A., ve H. M. Hassan, 1976: The Water Masses and Circulation in the southeastern Mediterranean, Acta Adriatica, v.18, No.12, 195-218.

Morel, A., 1971: Caracteres Hydrologiques des eaux Echangees Entre le Bassin Oriental et le Bassin Occidental de la Mediterranee, Cahiers Oceanographiques, v. 23, No. 4, 329-342.

Moskalenko, L. V., 1974: Steady-State Wind-Driven Currents in the Eastern Half of the Mediterranean Sea, Oceanology, v.14, 491-494.

Nielsen, J. N., 1912: Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters, in Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and Adjacent Waters, v.1, 72-191, Copenhagen.

Oren, O. H., 1971: The Atlantic Water in the Levant Basin and on the Shores of Israel, Cahiers Oceanographique v. 23, No. 3, 291-297.

Ovchinnikov, I. M., 1966: Circulation in the surface and Intermediate Layers of the Mediterranean, Oceanology v.5, 48-58.

Ovchinnikov, I. M., 1984: The Formation of Intermediate Water in the Mediterranean, Oceanology, v. 24, 168-1

Ovchinnikov, I. M, ve A. Plakhin, 1984: Formation of the Intermediate Waters of the Mediterranean Sea in the Rhodes Cyclonic Gyre, Oceanology, v. 24, 317-319.

özsoy, E., 1981: On the Atmospheric Factors Affecting the Levantine Sea, Technical Report No.25, Reading, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 29 s.

özsoy, E., Ünlüata, Ü., ve M.A. Latif, 1981a: On the Formation of Levantine Intermediate Water, Rapp. Com Int. Mer Medit., v.27, Fas.6, 51-66.

özsoy, E., Ünlüata, Ü. ve M.A. Latif, 1981b: Kuzeydoğu Akdeniz'de Atmosferik Değişimler ve Denize Etkileri, Birinci Ulusal Meteoroloji Kongresi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Ayazaga İstanbul, 305.

özsoy, E. ve Ü. Ünlüata, 1983: Dynamical Aspects of the Cilician Basin - Northeastern Mediterranean, Charnock, H. (ed.), On the Atmospheric and Oceanic Circulation in the Mediterranean, yayınlanacak.

özsoy, E., Saydam, C., Salihoğlu, İ. ve Ü. Ünlüata, 1986: Sea Surface Expression of Meso-Scale Eddies in the

Northeastern Mediterranean - November 1985,
POEM Workshop, Erdemli-içel,

özsoy, E., Latif, M. A. ve Ü. Ünlüata, 1986b: Meso-Scale
Hydrographic Characteristics in the Northeastern
Mediterranean - November 1985, POEM Workshop, Erdemli-
içel.

özsoy, E., Oğuz, T. ve Ü. Ünlüata, 1986c: Meso-Scale
Circulation Features in the Northeastern Mediterranean
- November, 1985, POEM Workshop, Erdemli-içel.

özsoy, E., M.A. Latif, T. Oğuz ve C. Saydam, 1986d: A Note
on Some Recent Studies of Meso-Scale Circulation in the
NE Mediterranean, POEM Newsletter No.3, yayınlanacak.

özsoy, E., M.A. Latif, T. Oğuz ve C. Saydam, 1986e: Meso
-Scale Circulation Studies Based on Surveys of 1968
and 1983, POEM Workshop, Erdemli-içel.

Özturgut, E., 1976: The Source and Spreading of the
Levantine Intermediate Water in the Eastern
Mediterranean, Saclant ASW Research Center Memorandum
SM-92, La Spezia, Italy, 45 s.

Pollak, M. J. 1951: The Source of the Deep Water of the
Eastern Mediterranean Sea, J. Marine Res. v.10, No.1,
128-152.

Philippe, M. ve L. Harang, 1982: Surface Temperature Fronts
in the Mediterranean Sea from Infrared Satellite
Imagery, in: Nihoul, J. C. (ed.), Hydrodynamics of
Semi-Enclosed Seas, Elsevier, 91-128.

Reiter, E. R., 1975: Handbook for Forecasters in the
Mediterranean: Weather Phenomena of the Mediterranean

Basin: Part 1: General Description of the Meteorological Processes, Environmental, Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, California, Technical Paper No: 5-75, 344 s.

Robinson, A. R. ve W. G. Leslie, 1985, Estimation and Prediction of Oceanic Eddy Fields, Prog. Oceanog., v. 14, 485-510.

Rosentraub, Z., Bishop, J. ve A. Hecht, 1985: State of the Sea : Physical Aspects, in Multidisciplinary Studies of the Eastern Mediterranean 1984-1985, An Annual Report on Physical, Chemical and Biological Investigations, Israel Oceanographic Limnological Research Ltd, 23-47.

SATMER, 1983- : Bulletin Mensuel, La Centre de Meteorologie Spatiale, Lannion, France, No:1- .

Schott, G., 1915: Gewasser der Mittelmeeres, Ann. Hydrol. und Merit. Meteor. v. 43, No. 1-2, 49-79.

Sy, A., 1985: An Alternative Editing. Technique for Oceanographic Data, Deep-Sea Res., v.32, 1591-1599.

UNESCO, 1984: Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean: An Overview and Research Plan, Unesco Reports in Marine Science, No:30, 36 s.

Ünlüata, Ü., 1986: A Review of the Physical Oceanography of the Levantine and the Aegean Basins of the Eastern Mediterranean in Relation to Monitoring and Control of Pollution, Institute of Marine Sciences, METU Technical Report, 55 s.

Ünlüata, Ü., Oguz, T. ve E. Özsoy, 1983: Blocking of Steady

Circulation by Coastal Geometry, J. Phys. Oceanogr.,
v.13, 1055-1062.

Ünlüata, Ü., Özsoy, E. ve M. A. Latif, 1986: On the
Distribution of the Atlantic and the Intermediate
Waters in the Levantine, POEM Workshop, Erdemli-içel.

Weiss, R. F., 1970: The Solubility of Nitrogen, Oxygen and
Argon in Water and Seawater, Deep-Sea res., v.17, 721-
735.

Wüst, G., 1961: On the Vertical Circulation of the
Mediterranean Sea. J. Geophys. Res., v.66, 3261-3271.

Zore-Armanda, M., 1969: Water Exchange Between the Adriatic
and the Eastern Mediterranean, Deep-Sea Res., v. 16,
171-178.

TABLÖLAR

TABLO 4.1
MODEL KORELASYON FONKSİYONU KATSAYILARI

Ekim-Kasım 1985

Standart seviye	basınç (db)	r ₂ (km)	r ₃ (km)	r _d (km)
1	0	-132	198	105
6	50	-127	200	105
11	100	-110	165	105
15	200	-92	135	105
17	300	-82	121	105
19	400	-78	115	105
21	500	-76	111	105
23	600	-74	106	105

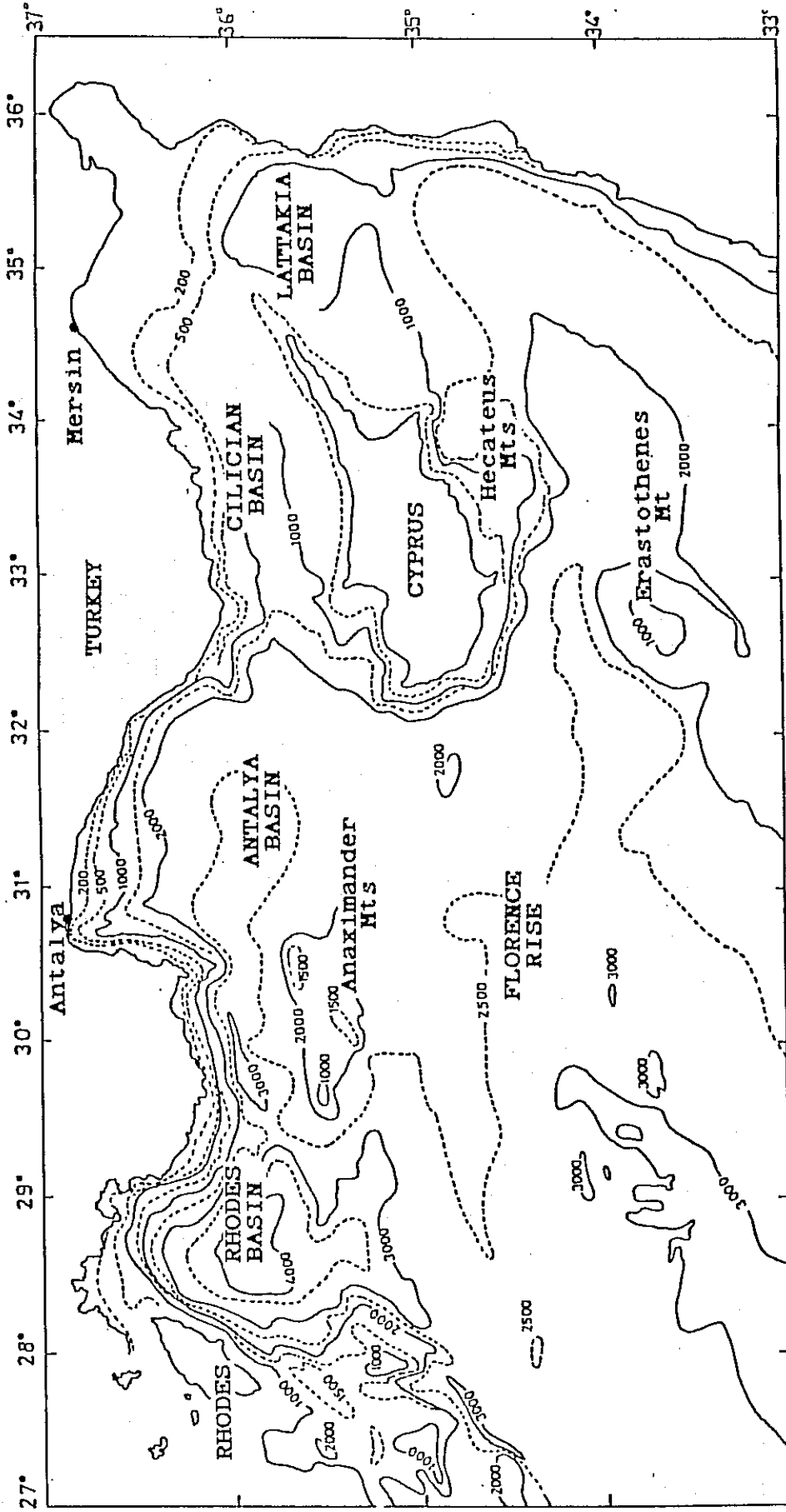
Nisan 1986

Standart seviye	basınç (db)	r ₂ (km)	r ₃ (km)	r _d (km)
1	0	-98	135	77
6	50	-96	139	77
11	100	-93	146	77
15	200	-86	149	77
17	300	-81	135	77
19	400	-71	109	77
21	500	-64	90	77
23	600	-69	86	77

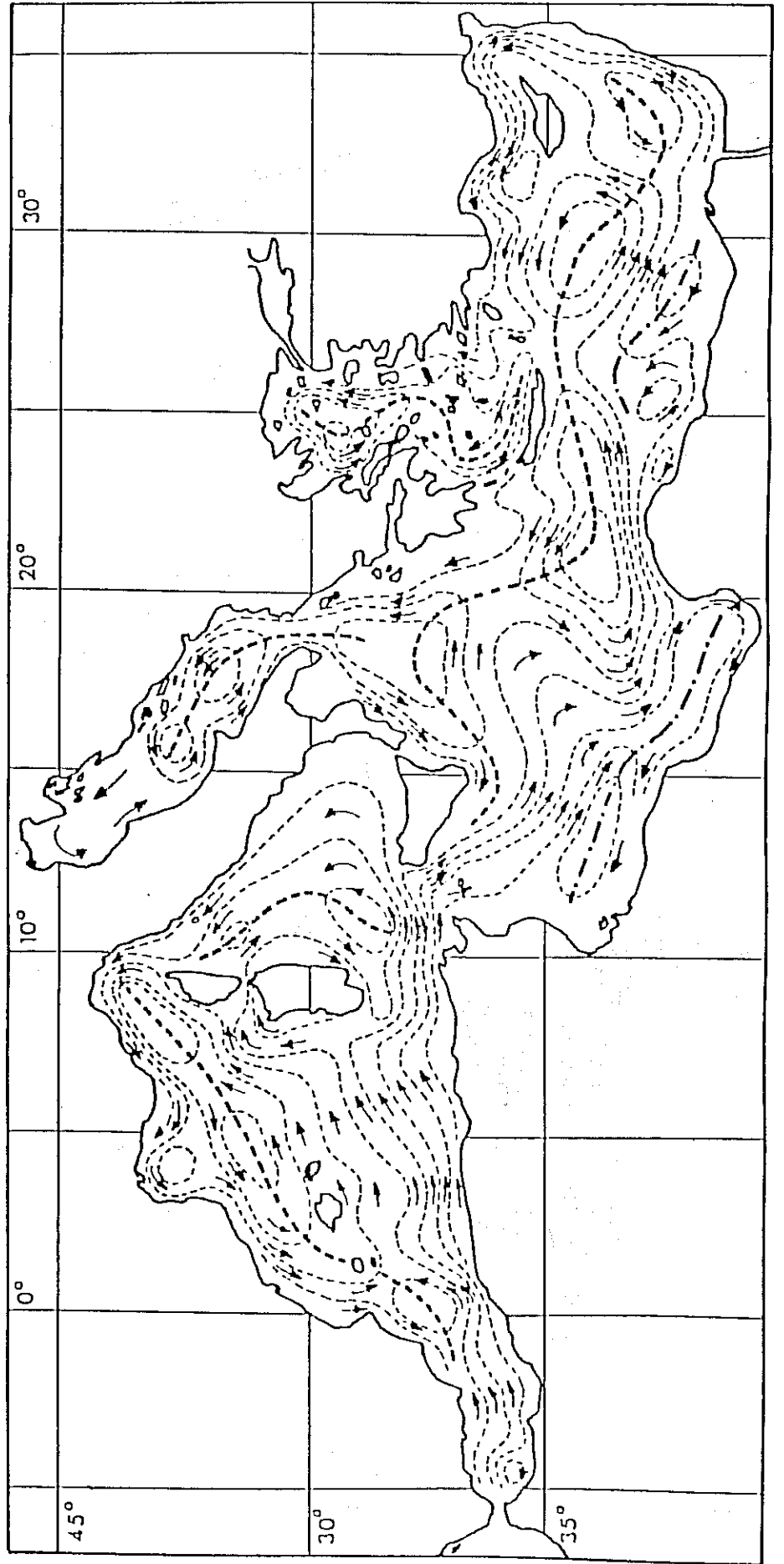
Haziran-Temmuz 1986

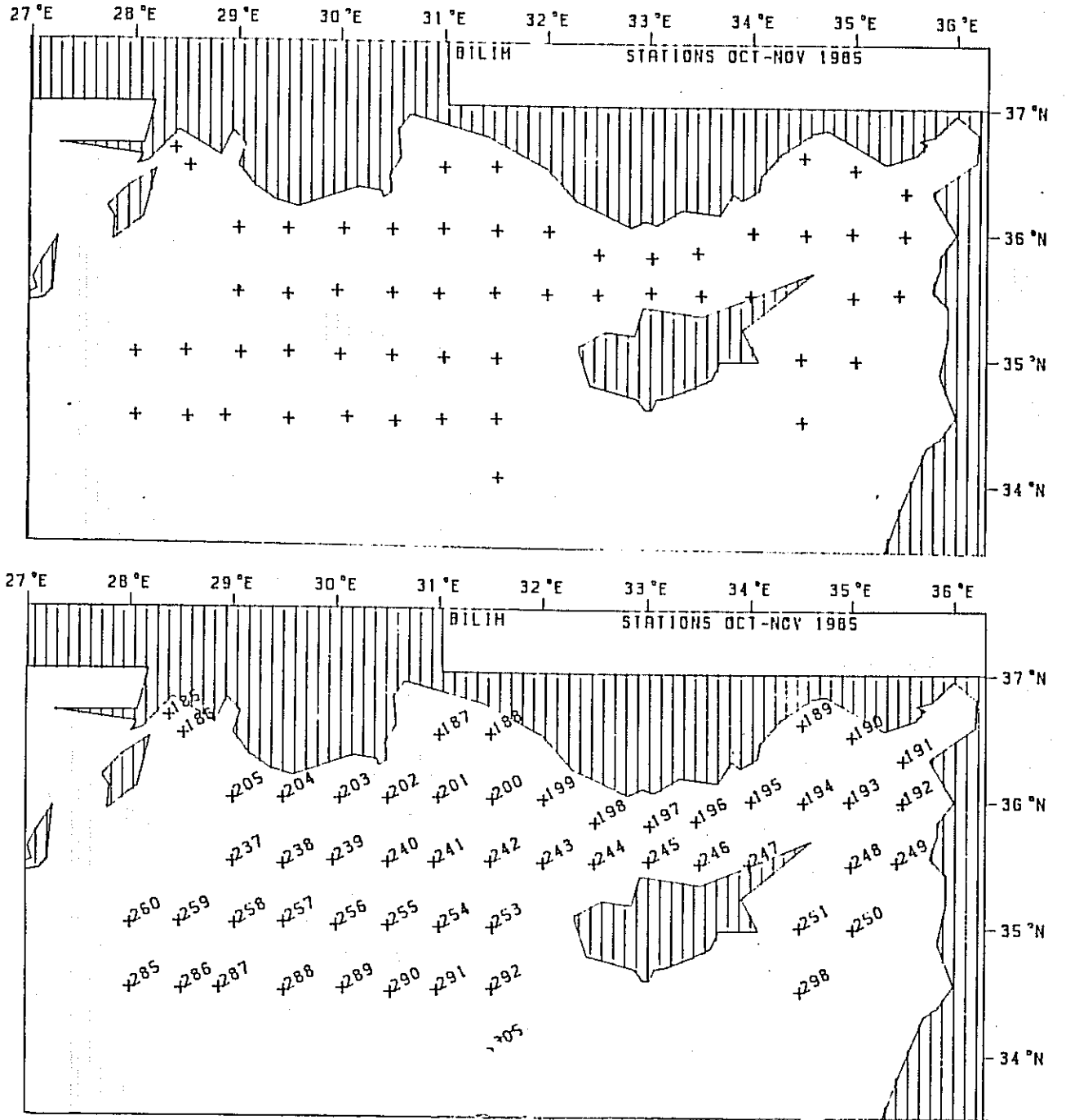
Standart seviye	basınç (db)	r ₂ (km)	r ₃ (km)	r _d (km)
1	0	-39	57	62
6	50	-39	57	62
11	100	-38	56	62
15	200	-39	57	62
17	300	-43	62	62
19	400	-49	68	62
21	500	-60	76	62
23	600	-84	93	62

ŞEKİLLER

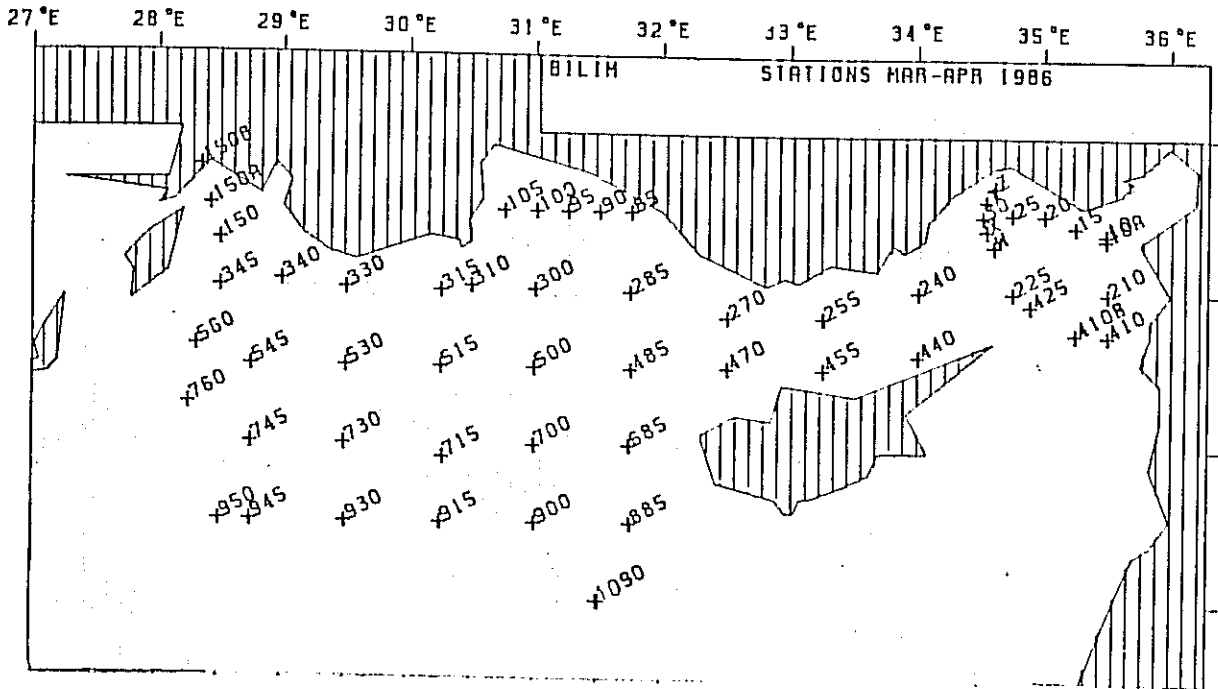
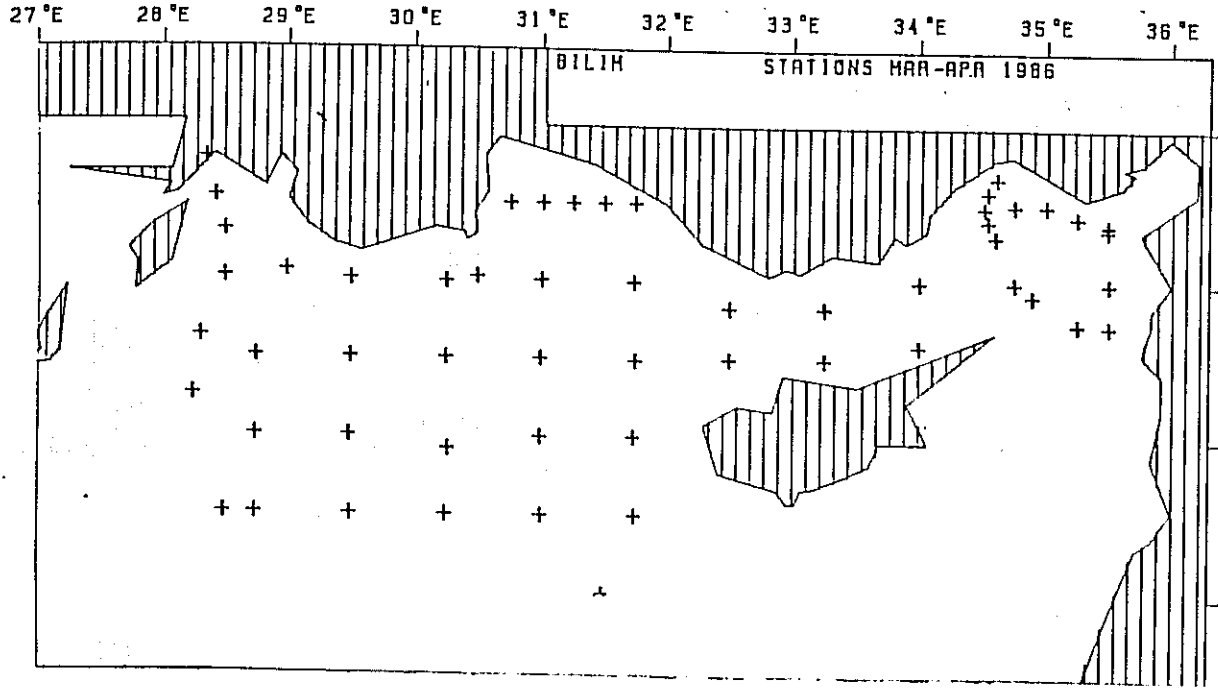


Şekil 2.1 Kuzey Levant Denizi'nin geometrik ve batimetrik özellikleri

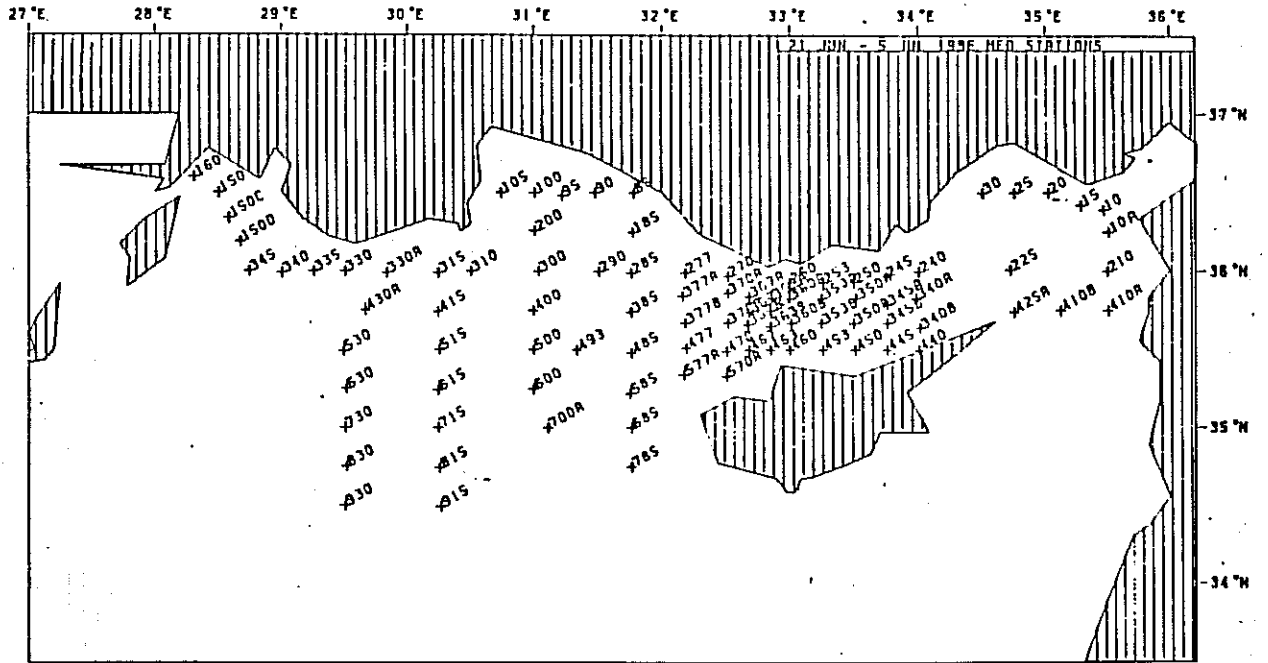
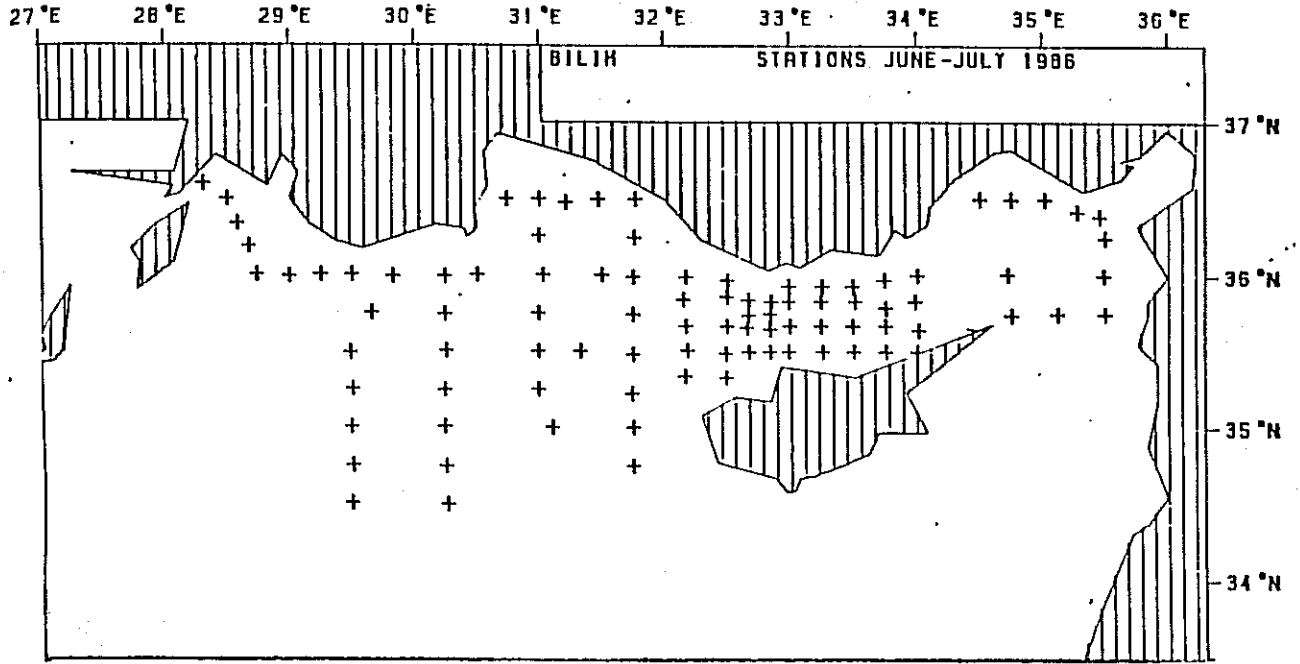




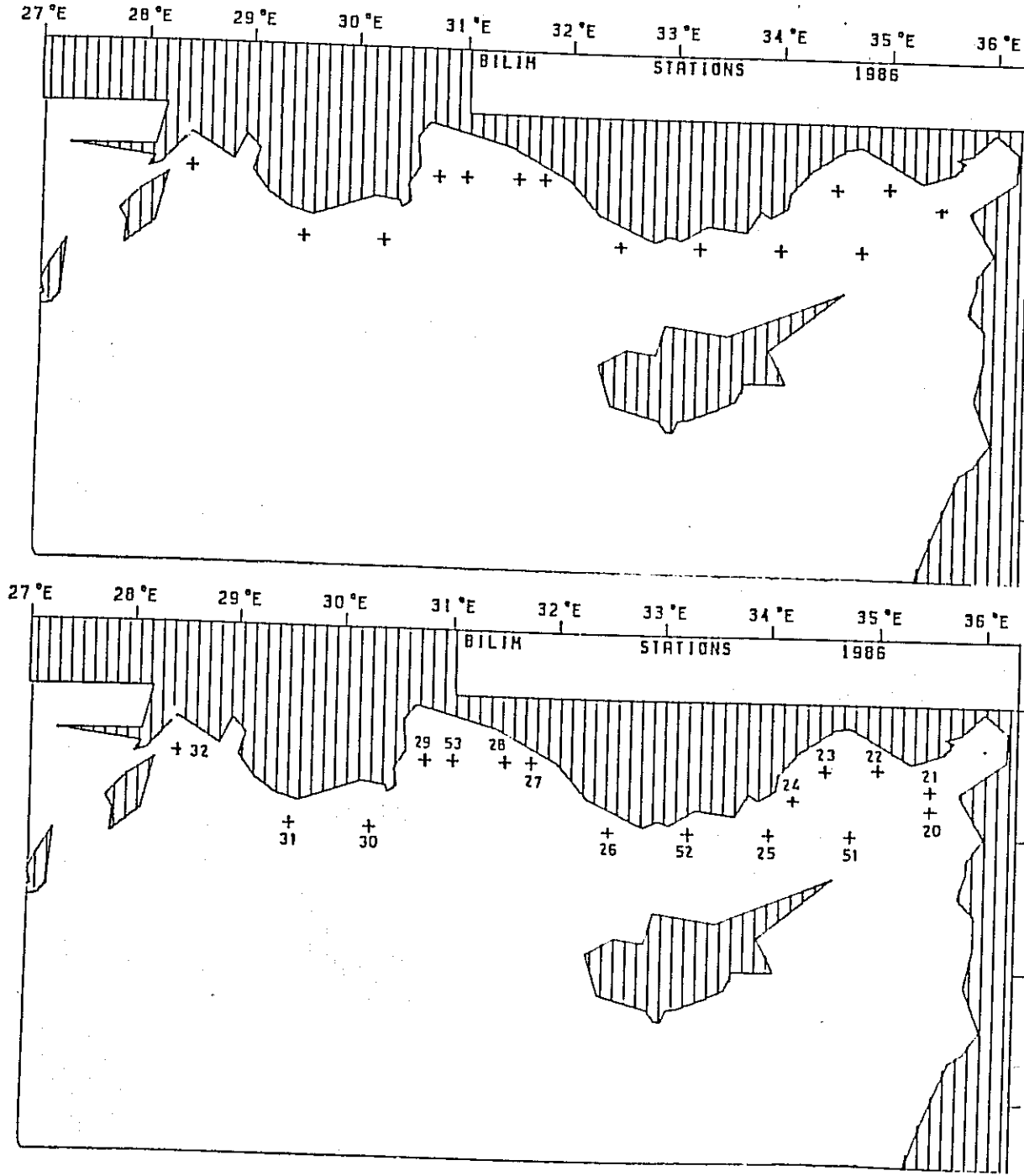
Şekil 3.1 31 Ekim-12 Kasım 1985 seferindeki ölçüm istasyonları



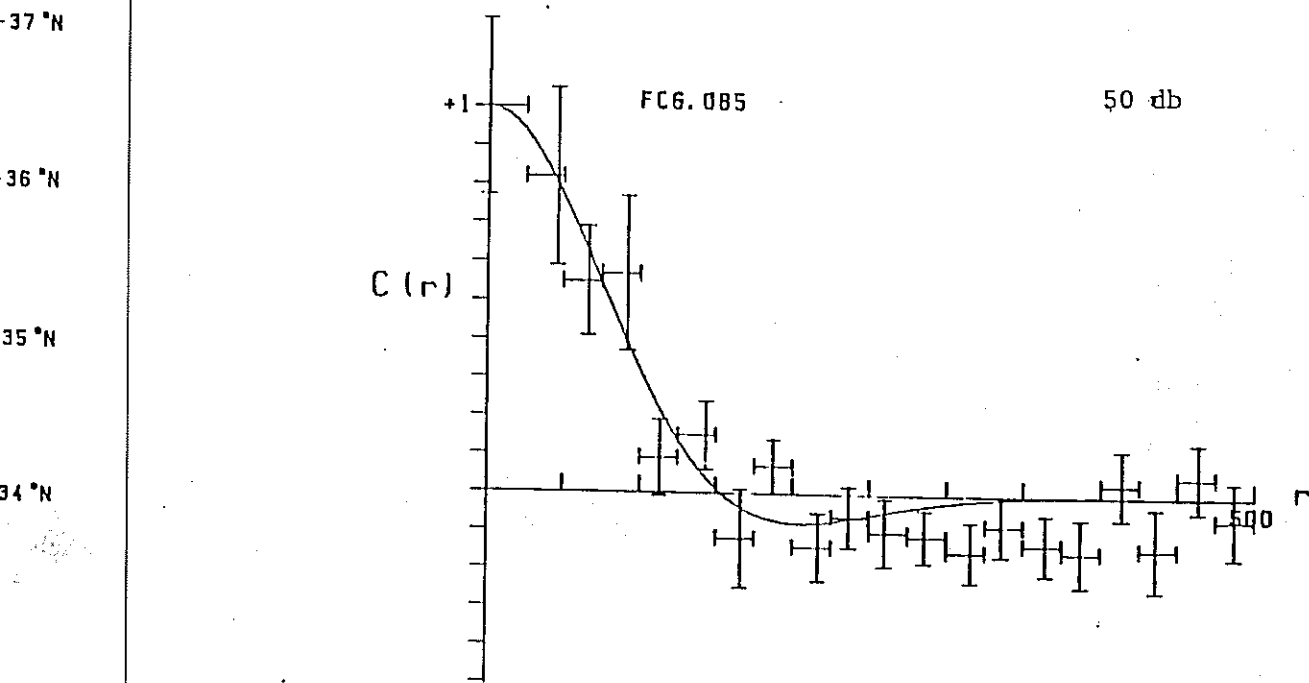
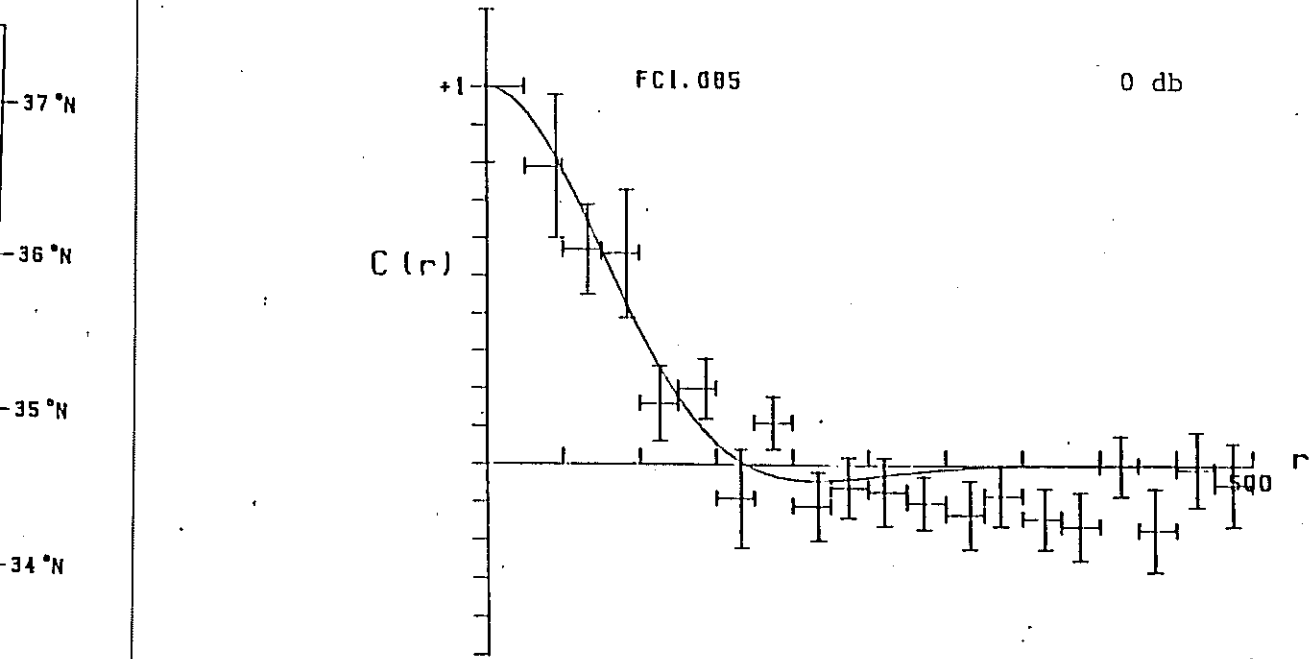
Şekil 3.2 15-26 Nisan 1986 seferindeki ölçüm istasyonları



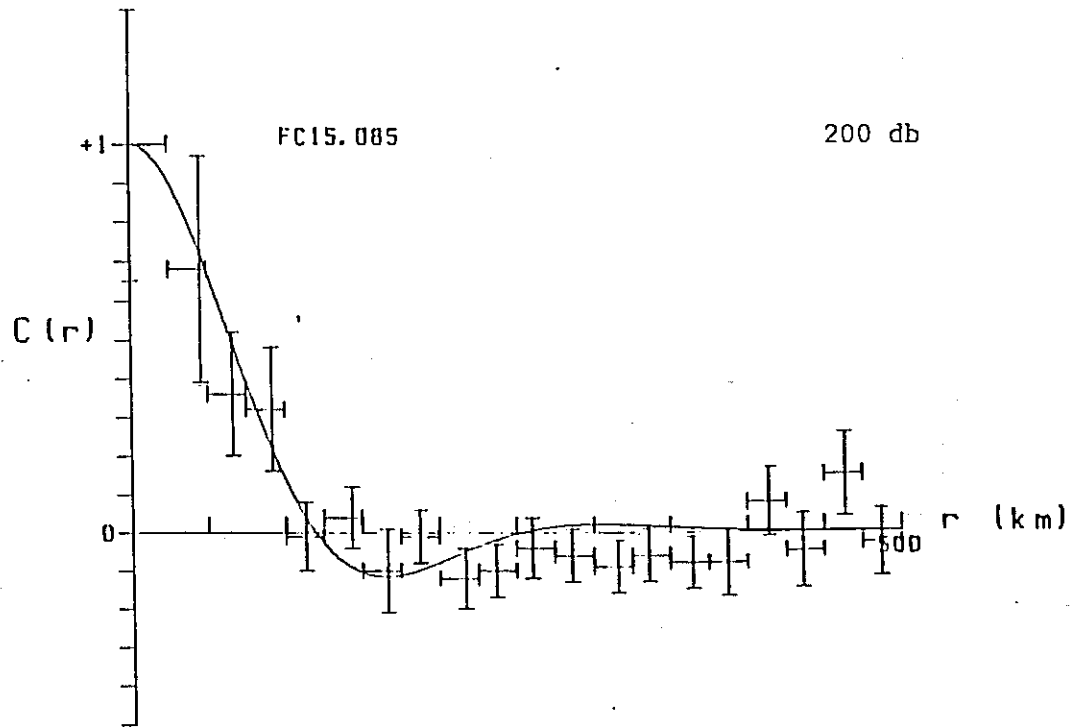
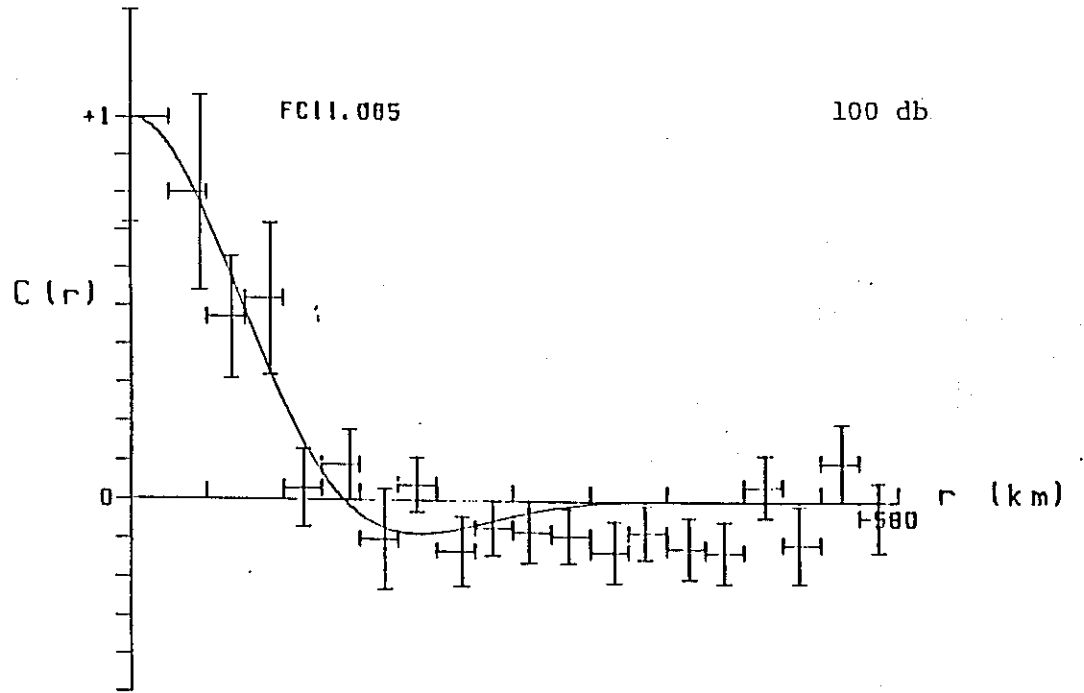
Şekil 3.3 21 Haziran-5 Temmuz 1986 seferindeki ölçüm istasyonları



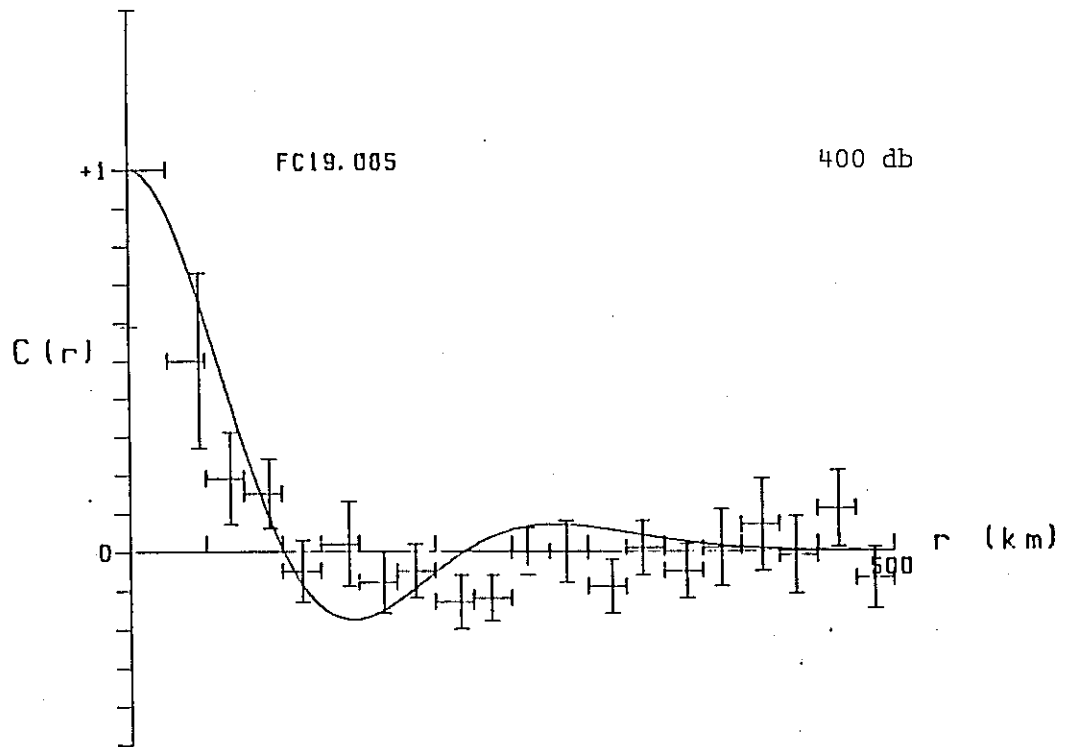
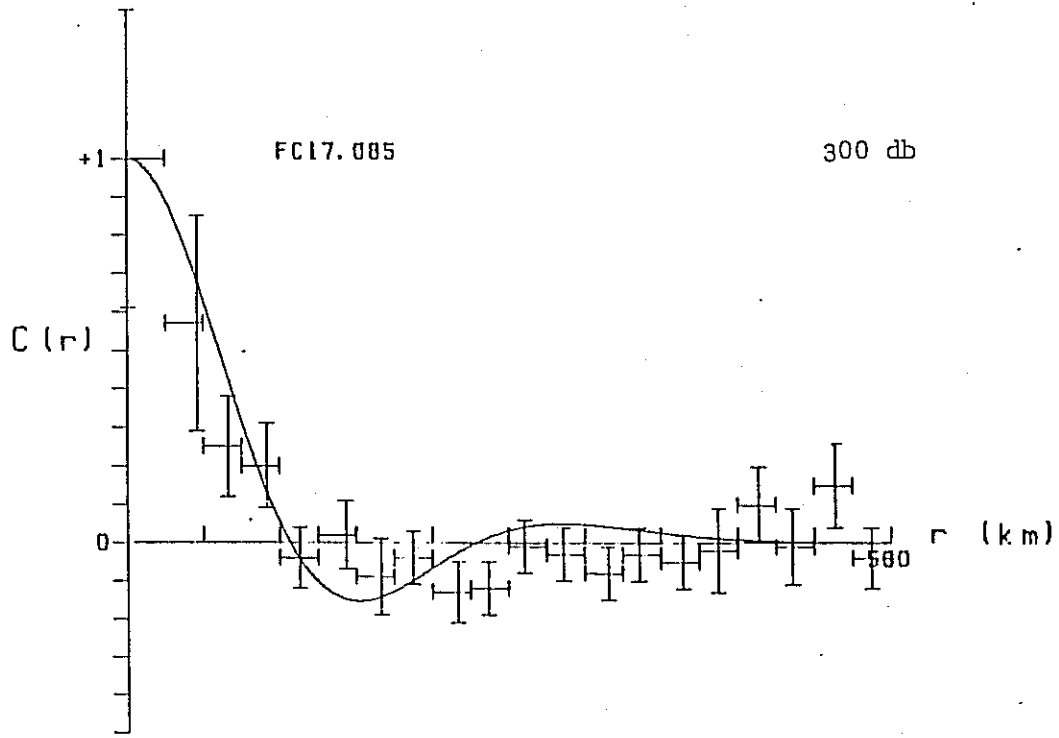
Şekil 3.4 12-16 Kasım 1986 seferindeki ölçüm istasyonları



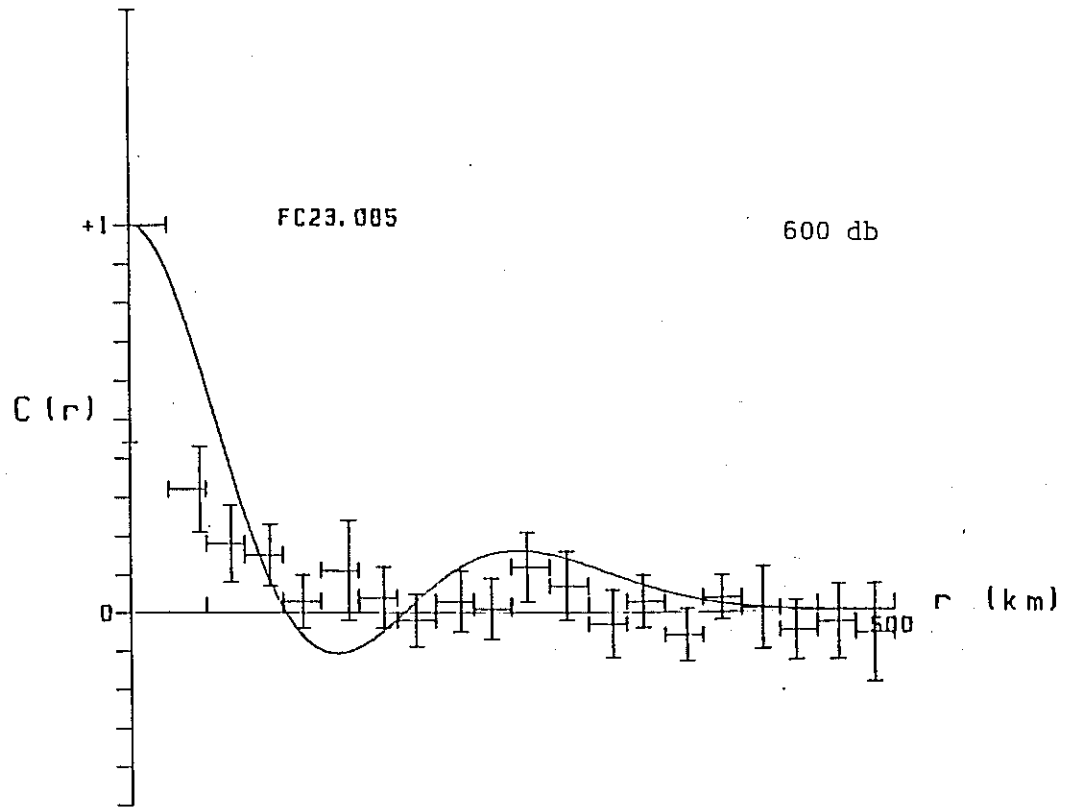
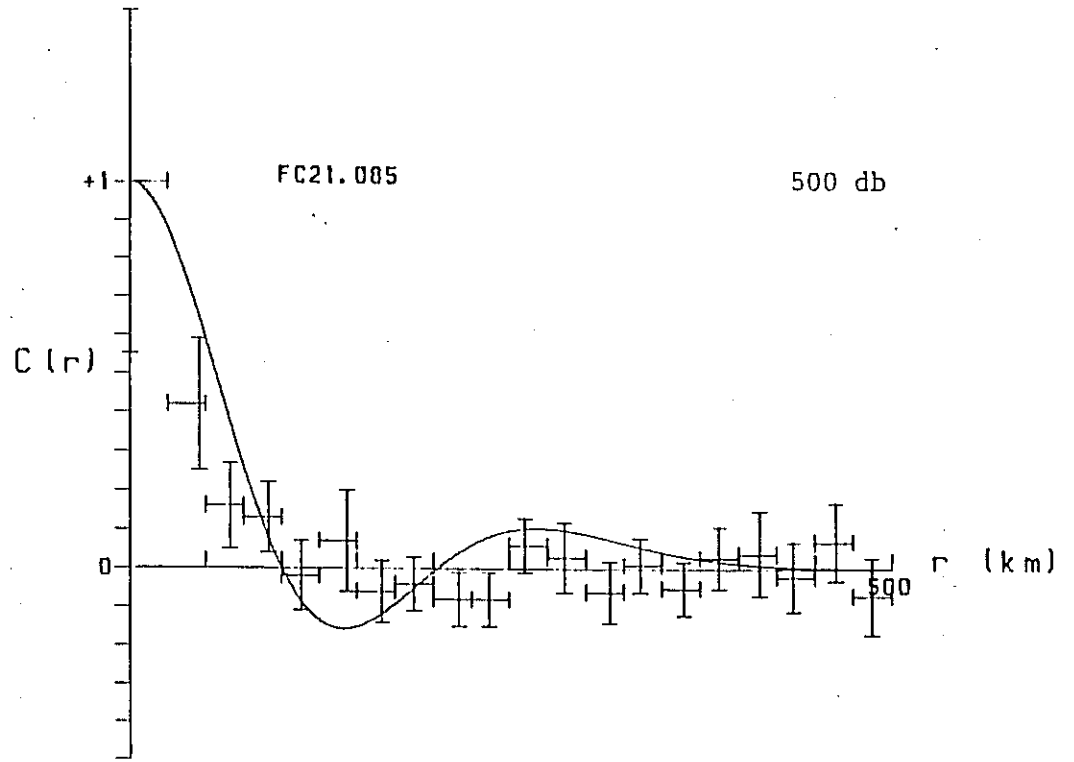
Şekil 4.1 Ekim-Kasım 1985 seferi için standart basınçlardaki basınç yükselti anomalileri yatay korelasyonları



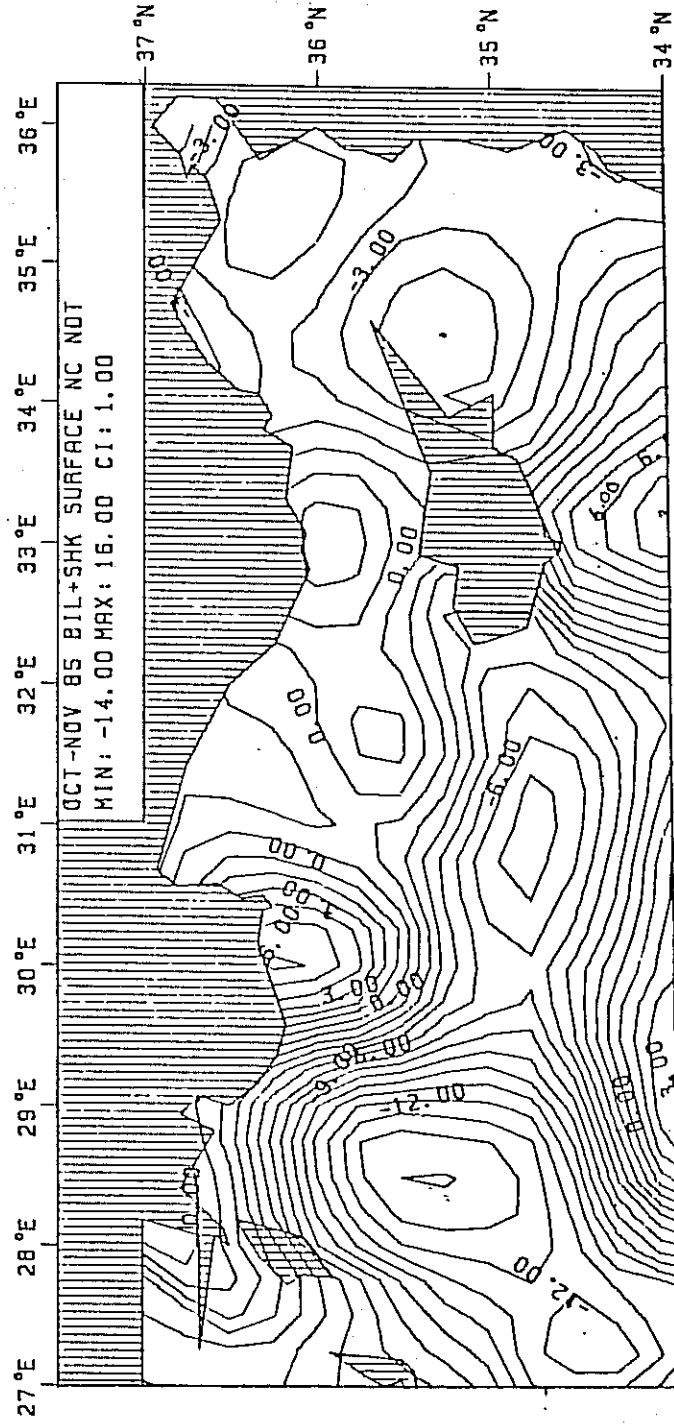
Şekil 4.1 (devam)



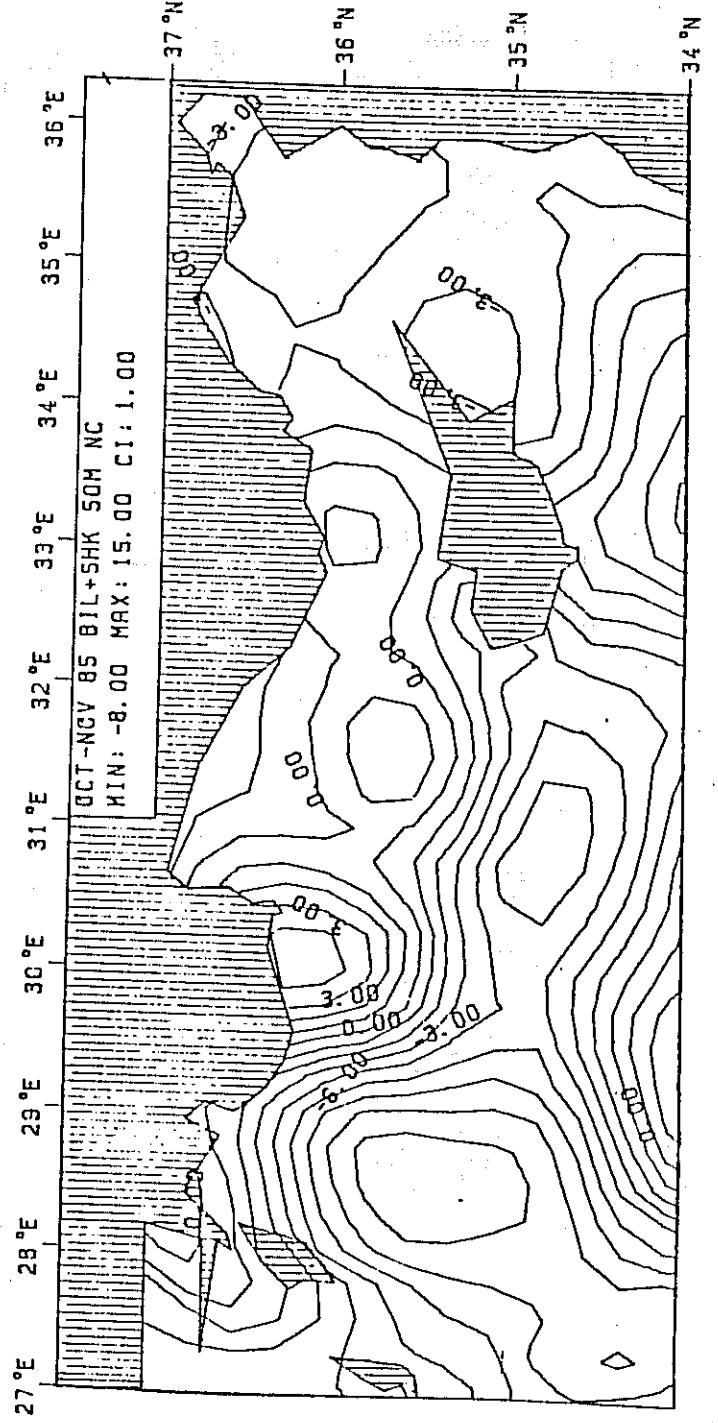
Şekil 4.1 (devam)



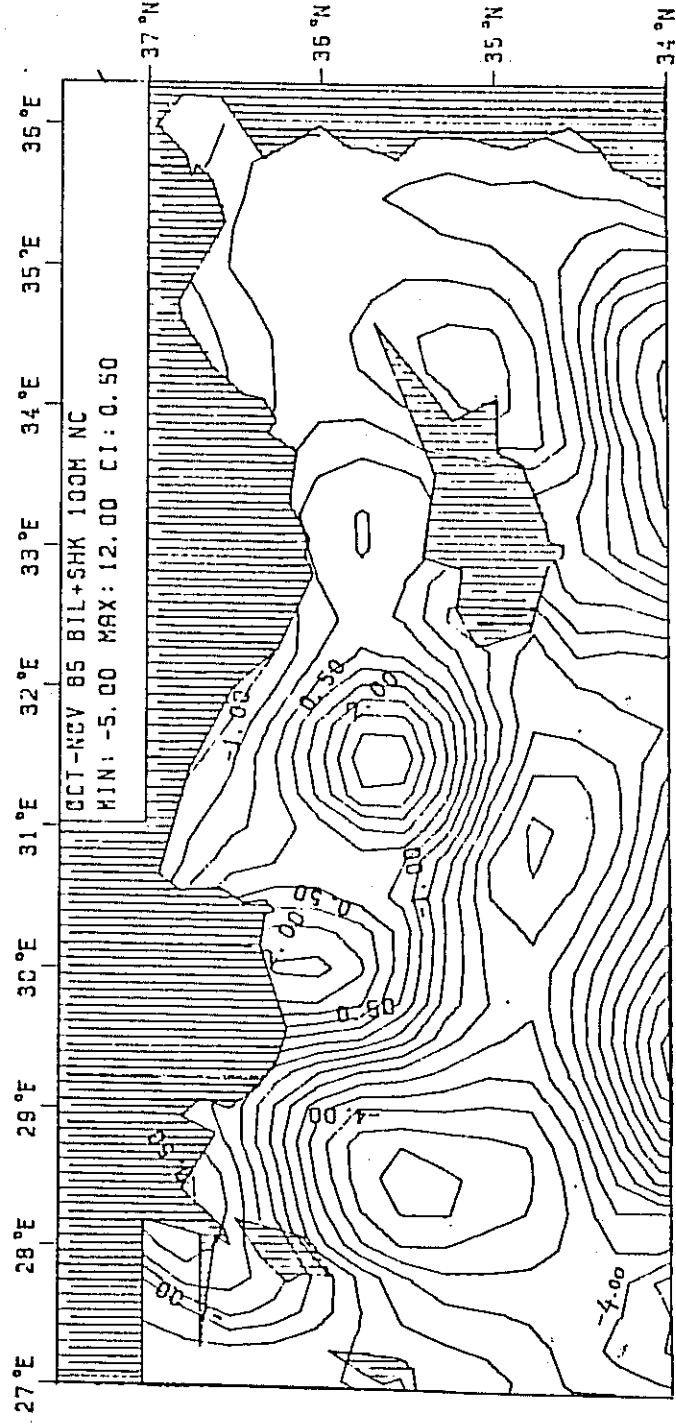
Şekil 4.1 (devam)



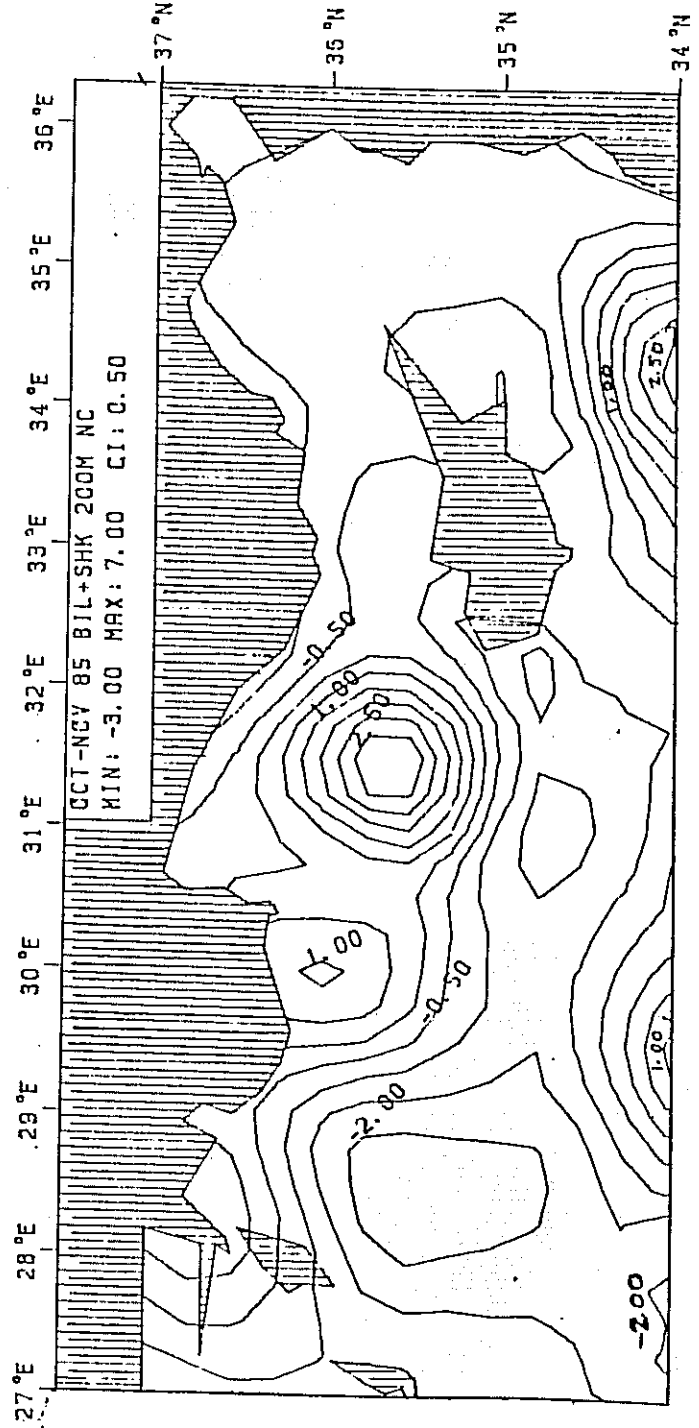
Şekil 4.2a 0 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



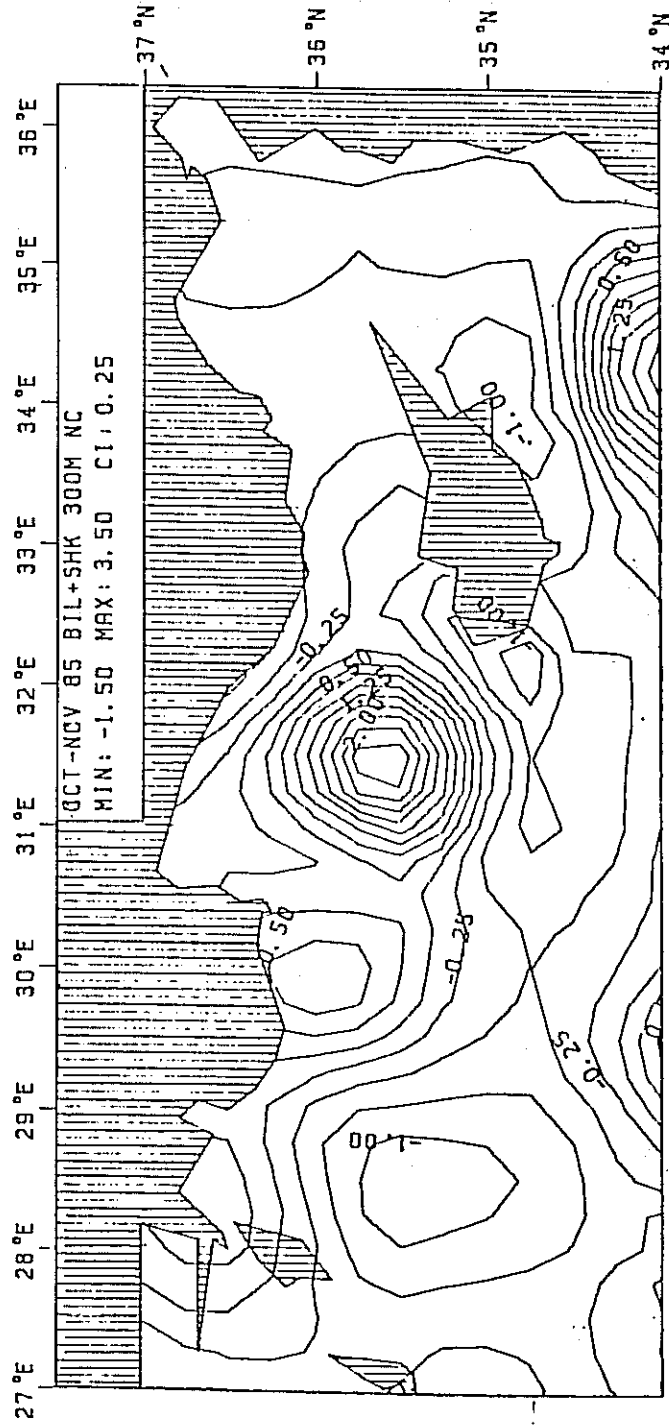
Şekil 4.2b 50 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yüksekti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



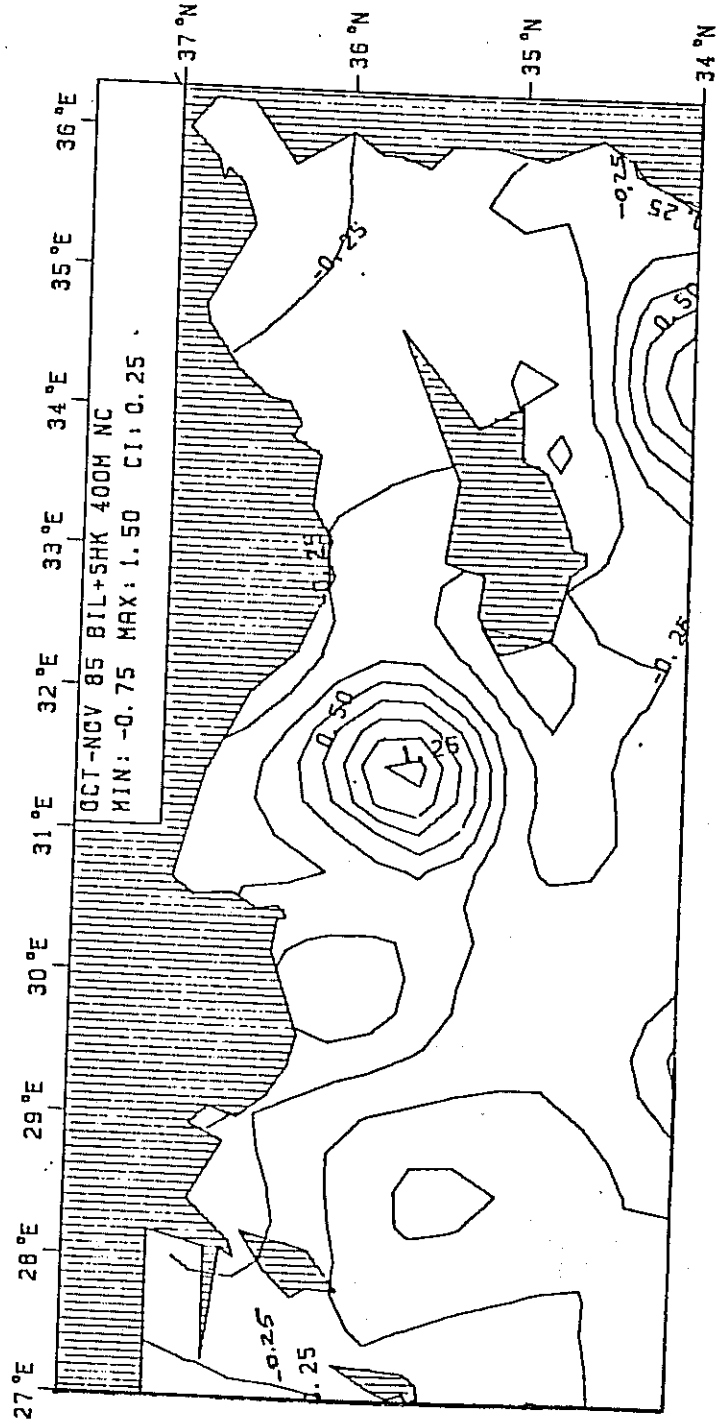
Şekil 4.2c 100 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



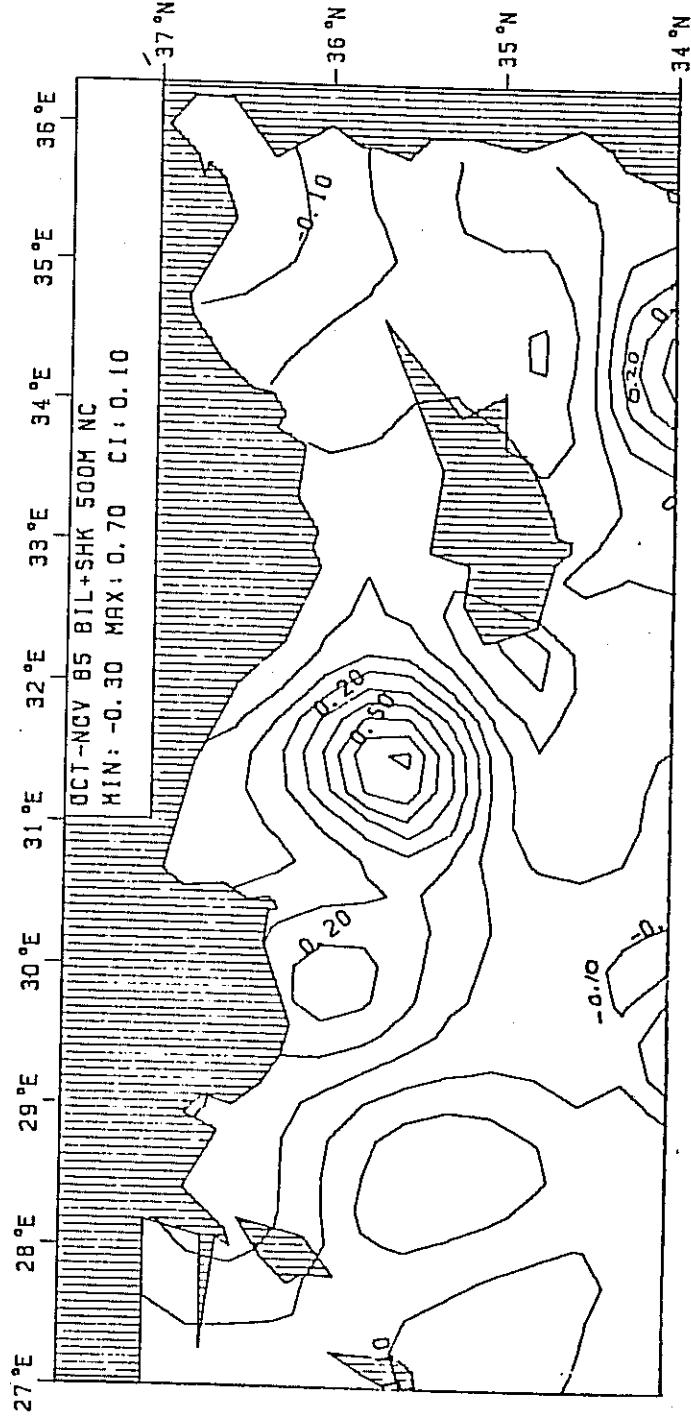
Şekil 4.2d 200 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



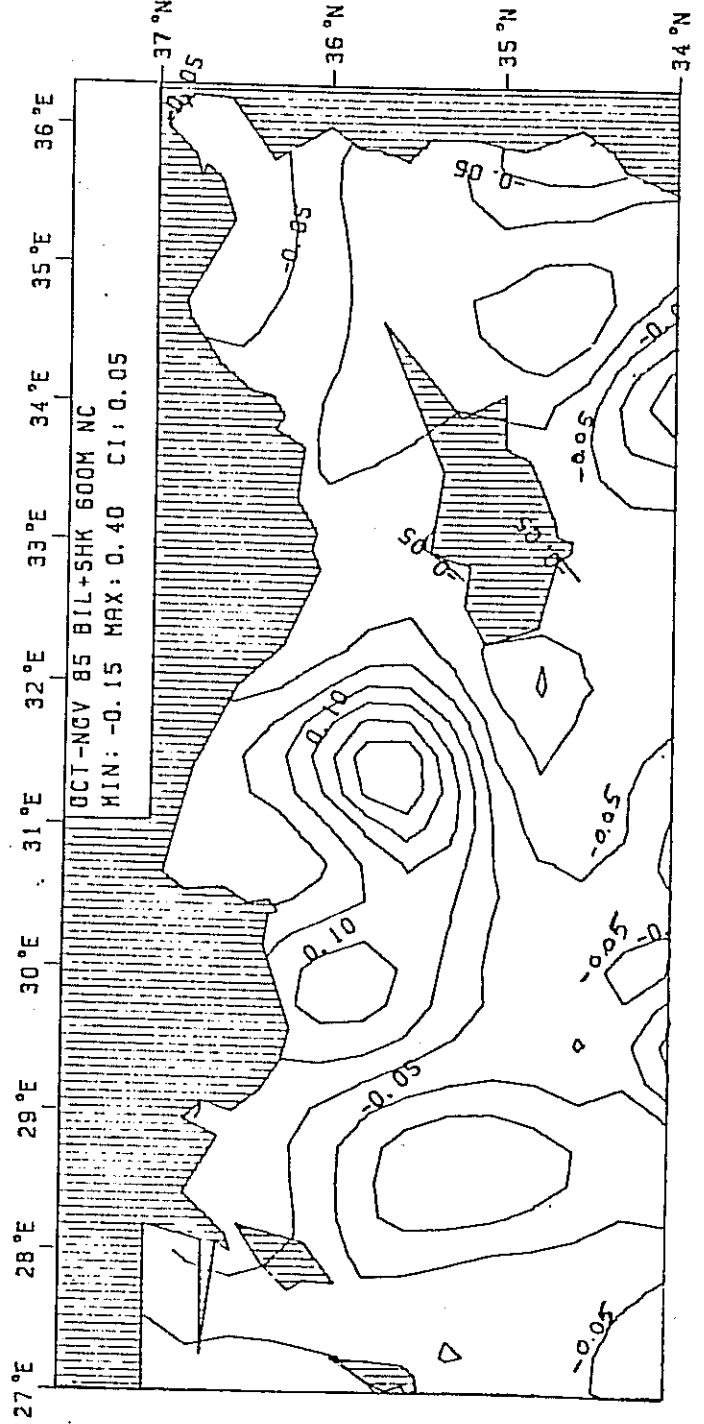
Şekil 4.2e 300 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



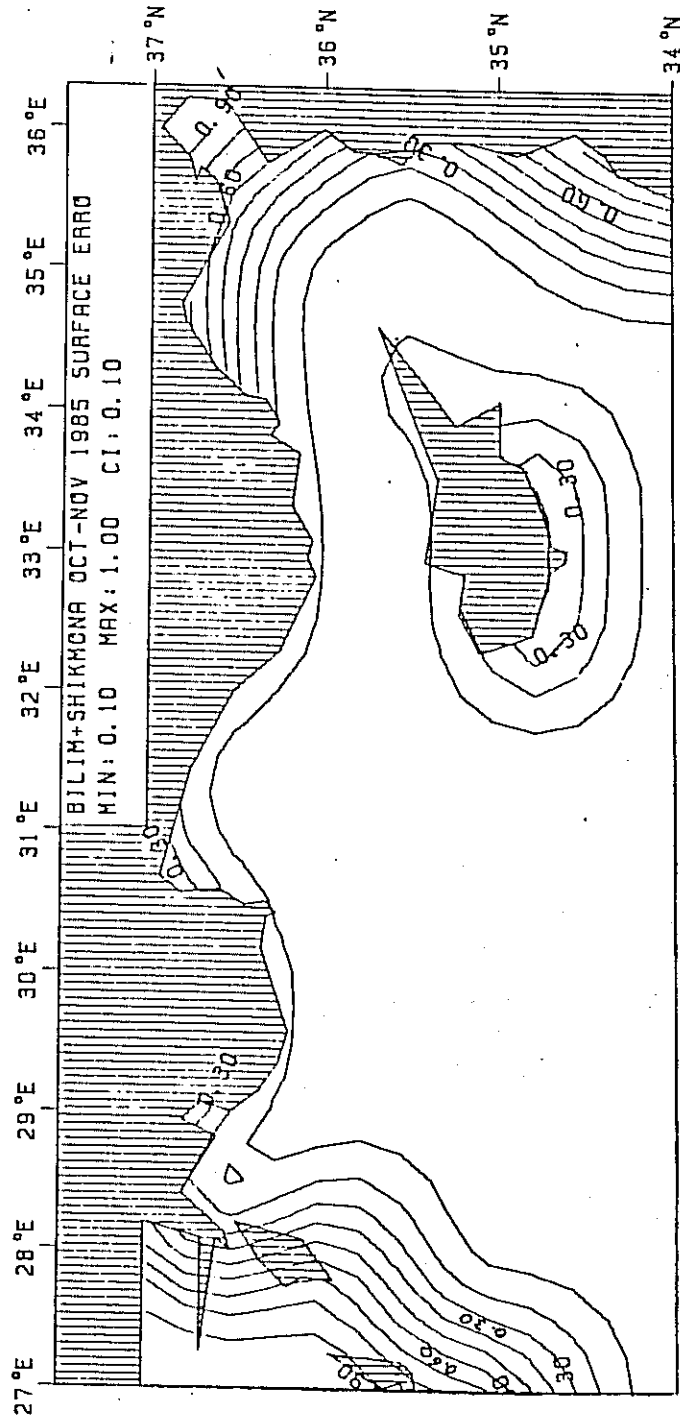
Şekil 4.2f 400 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



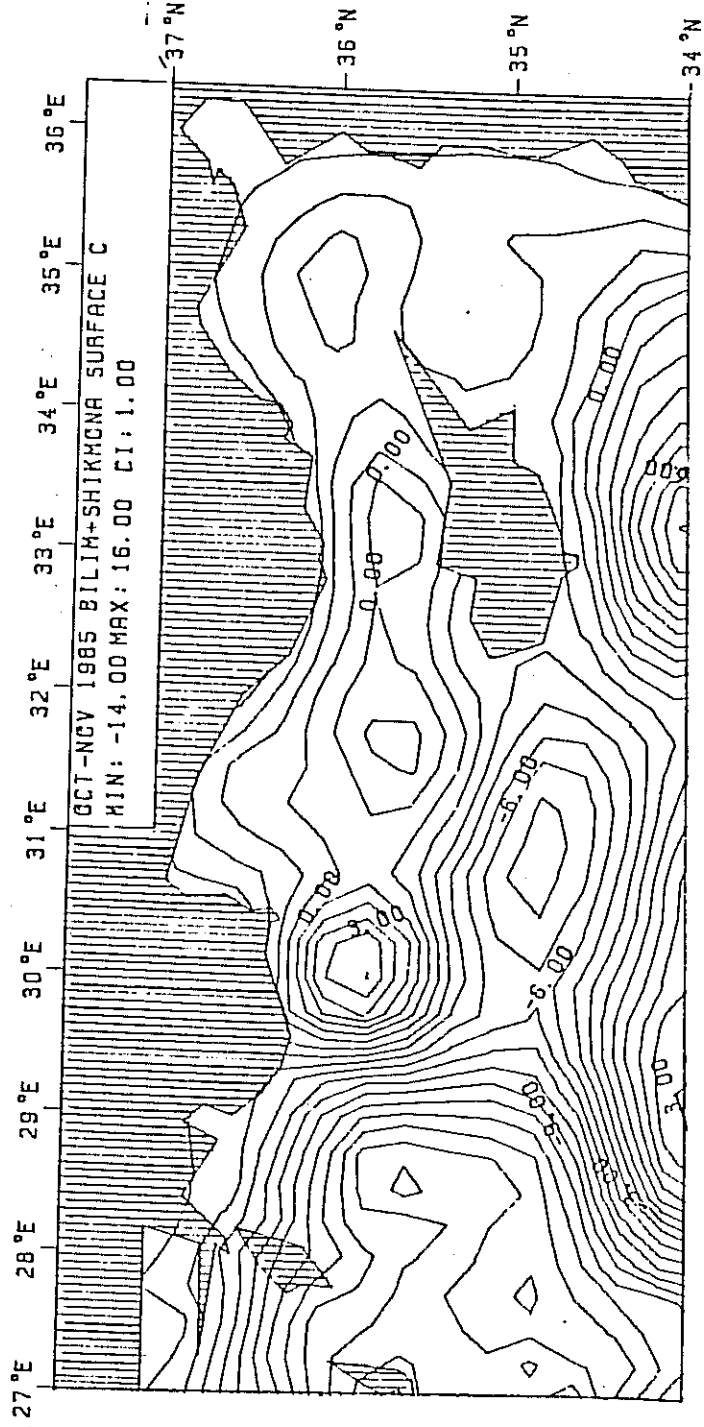
Şekil 4.28 500 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



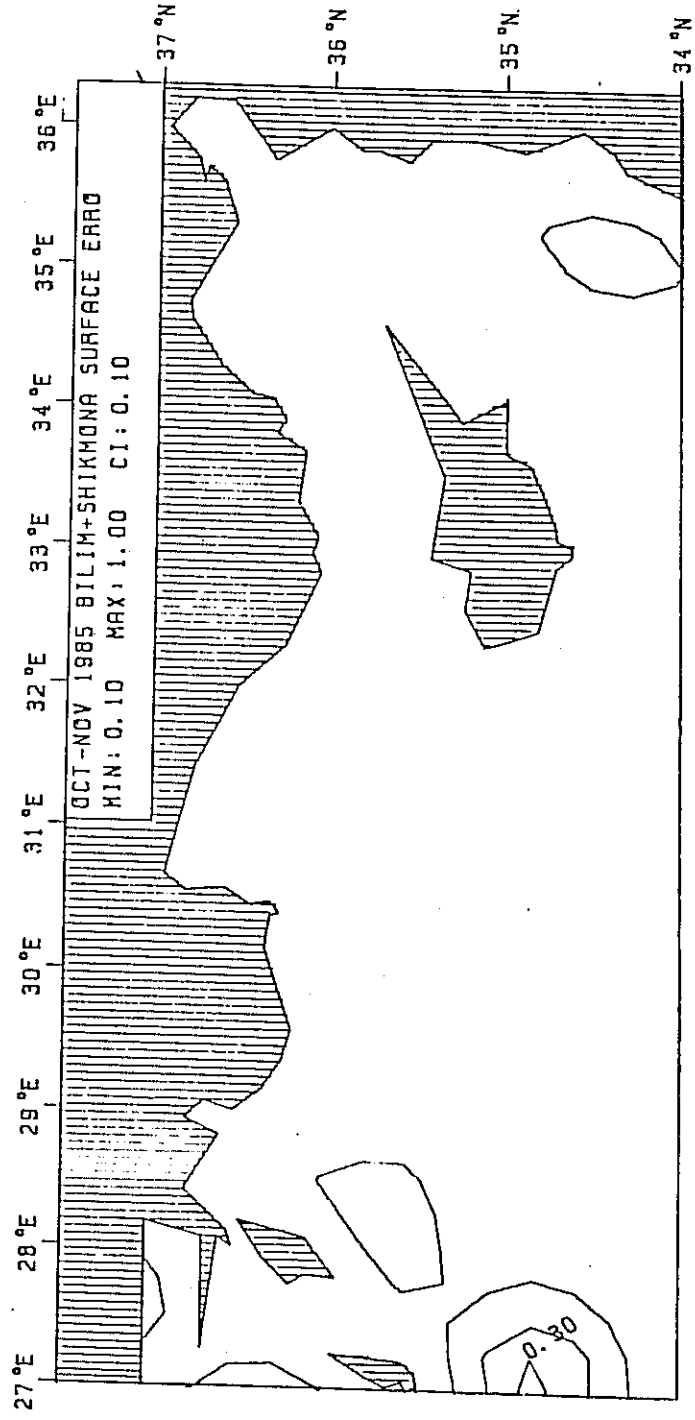
Şekil 4.2h 600 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Ekim-Kasım 1985)



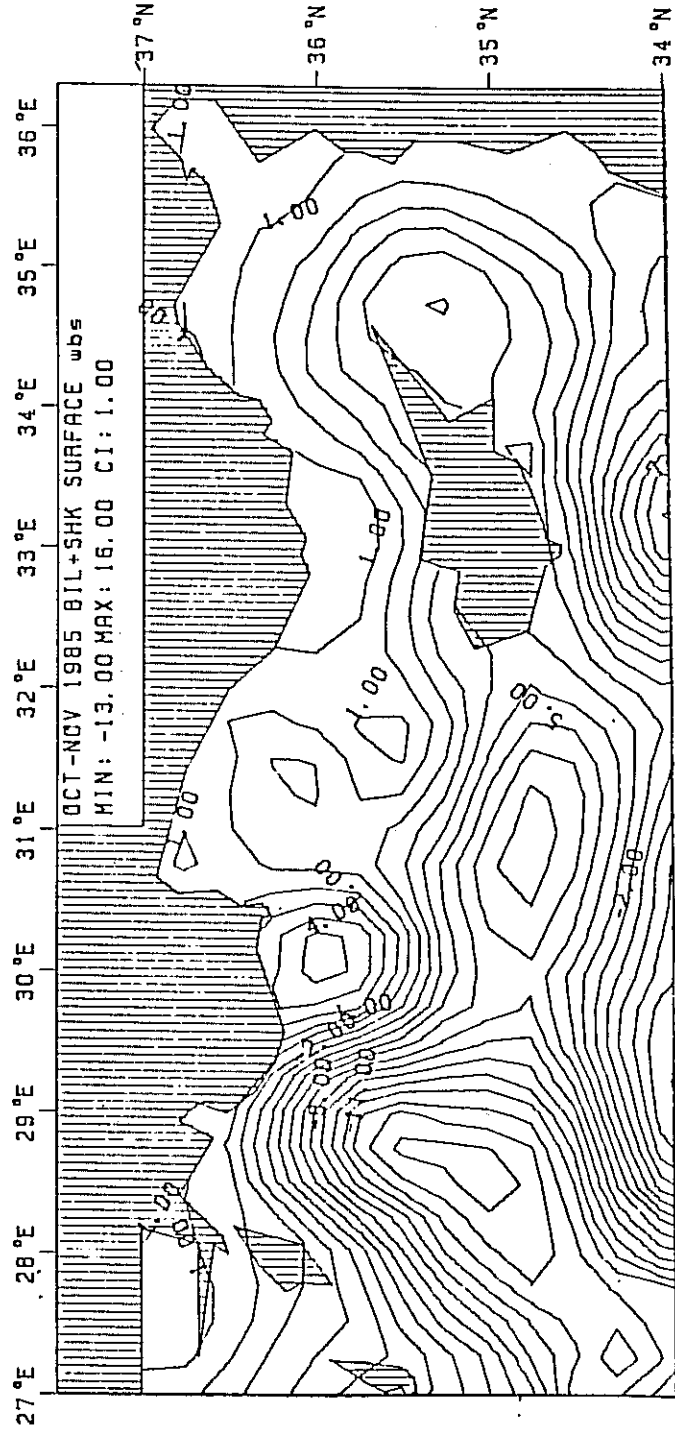
Şekil 4.3 Yüzey dolaşımı için normalize edilmiş
çözümleme hatası varyansı (Ekim-Kasım 1985)



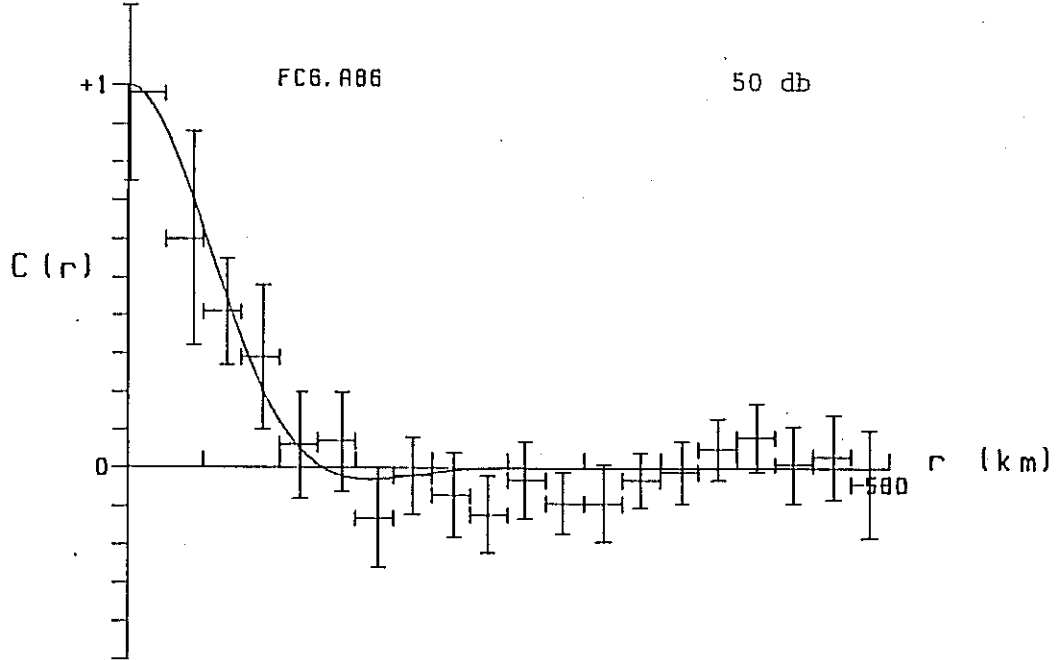
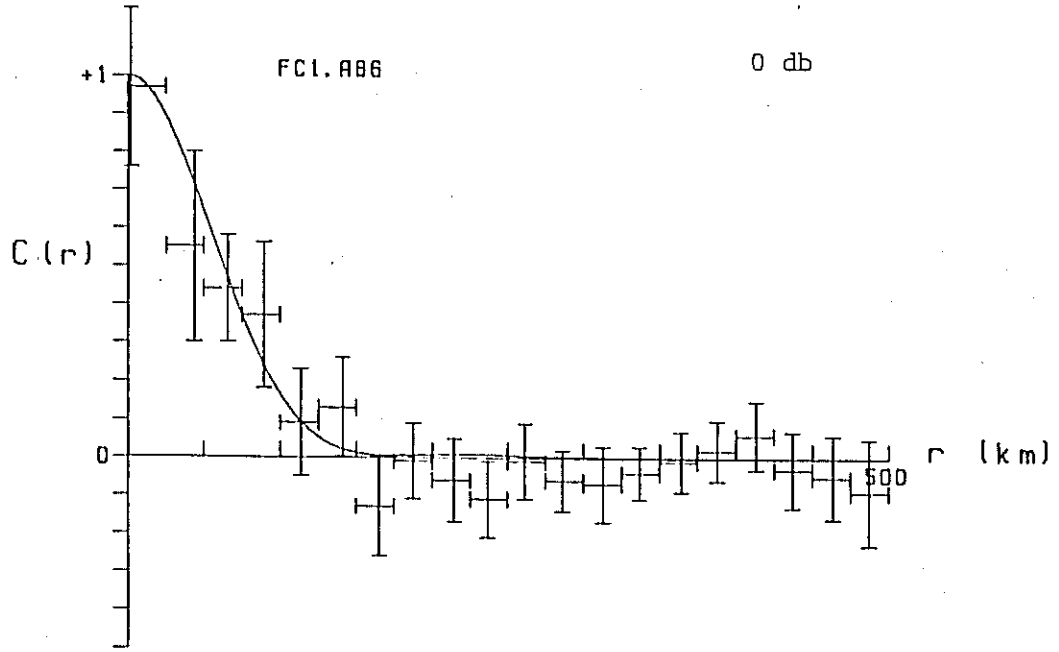
Şekil 4.4 Objektif yöntemlerle kıyılarda akım çizgisi değerleri tanımlanarak elde edilen yüzey dinamik yükselti anomalileri



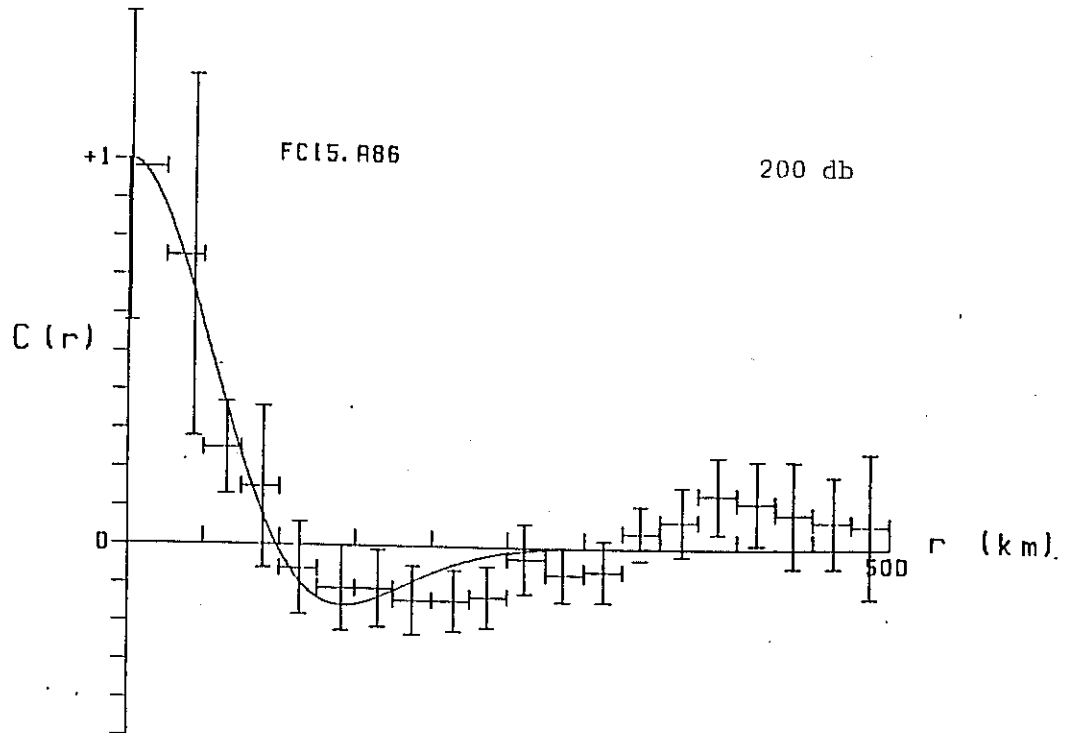
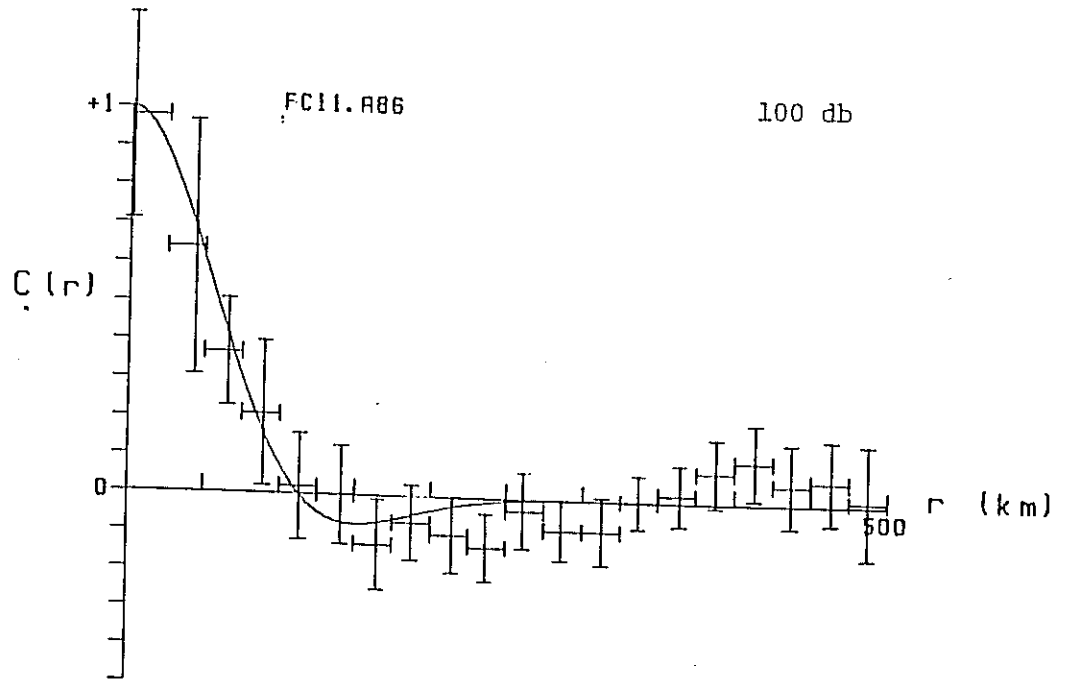
Şekil 4.5 Kıyılarda akım çizgisi tanımlanarak yapılan analiz için hata varyansı



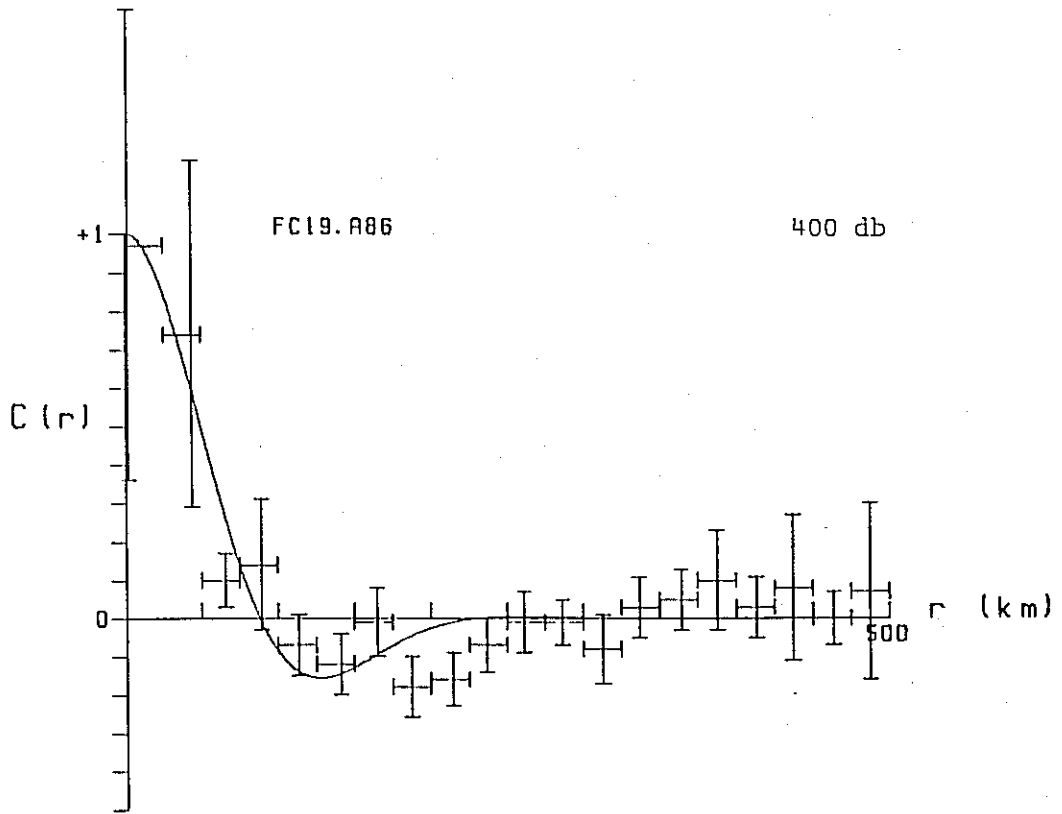
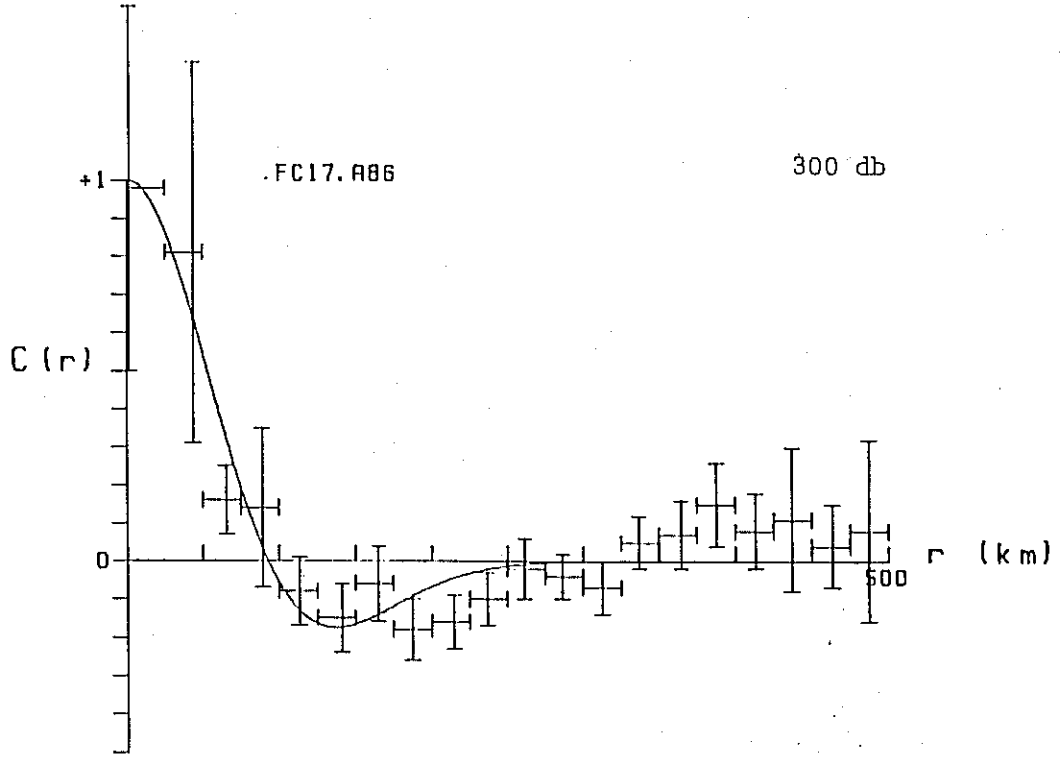
Şekil 4.6 Sübjektif yöntemlerle kıyılarda akım çizgisi tanımlanarak elde edilen yüzey dinamik yükselti anomalileri



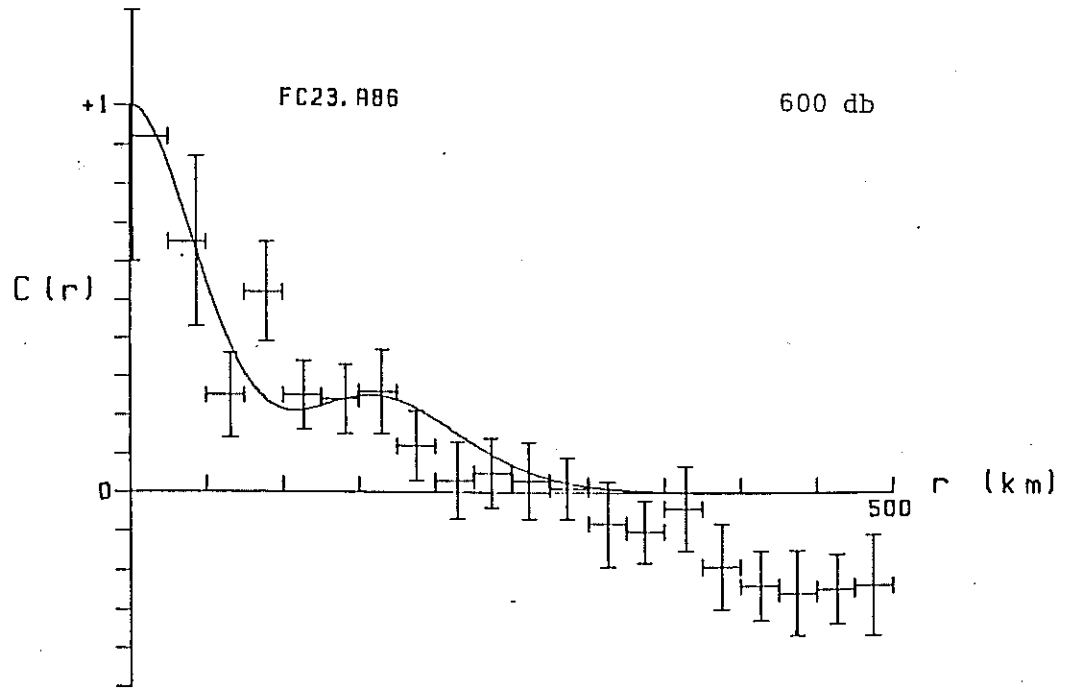
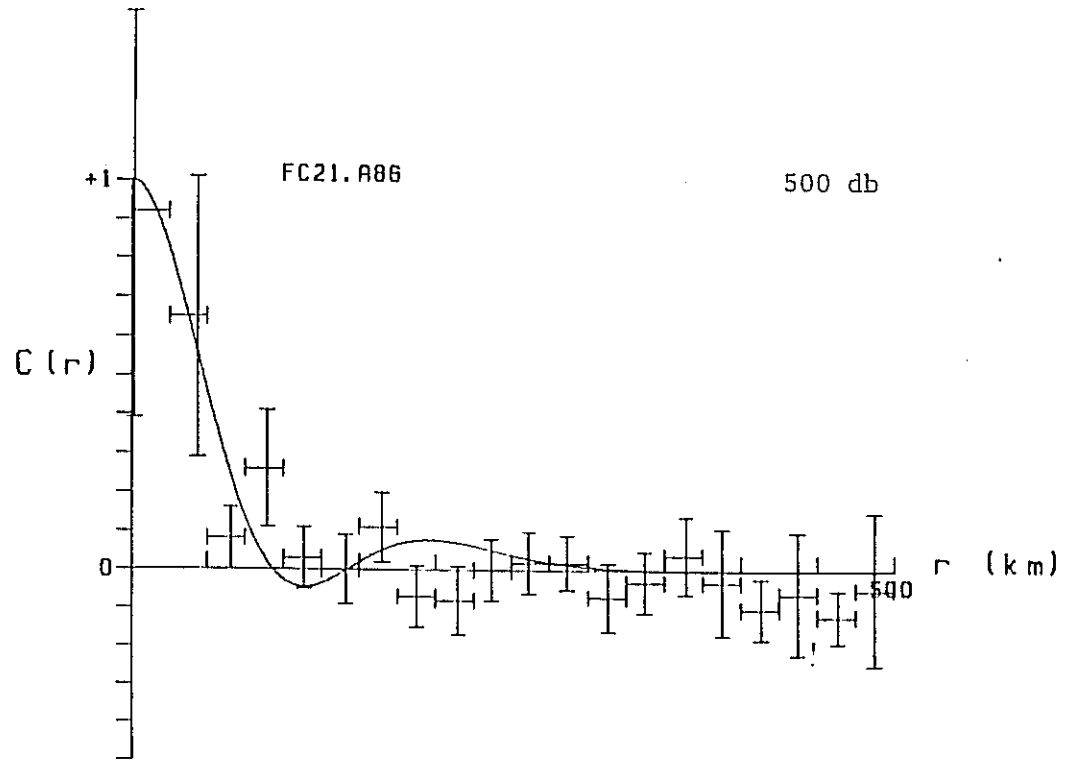
Şekil 4.7 Nisan 1986 seferi için standart basınçlardaki dinamik yükselti anomalileri yatay korelasyonları



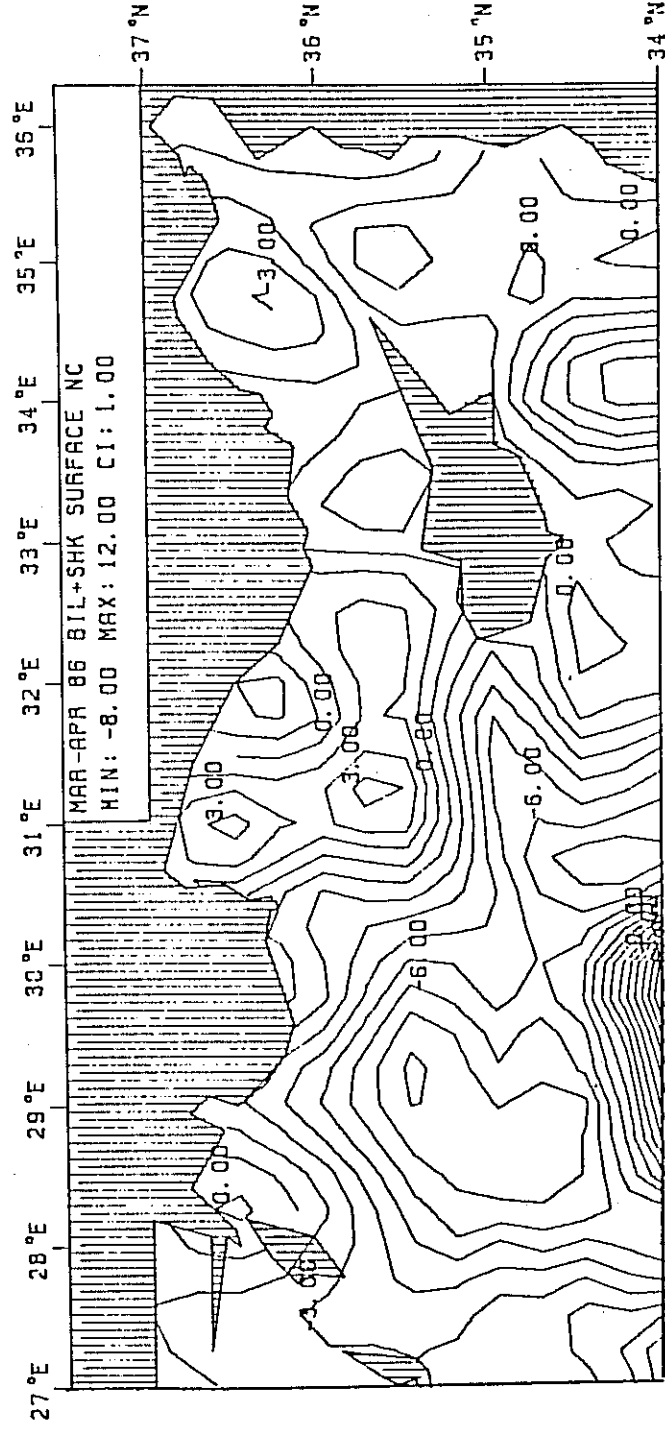
Şekil 4.7 (devam)



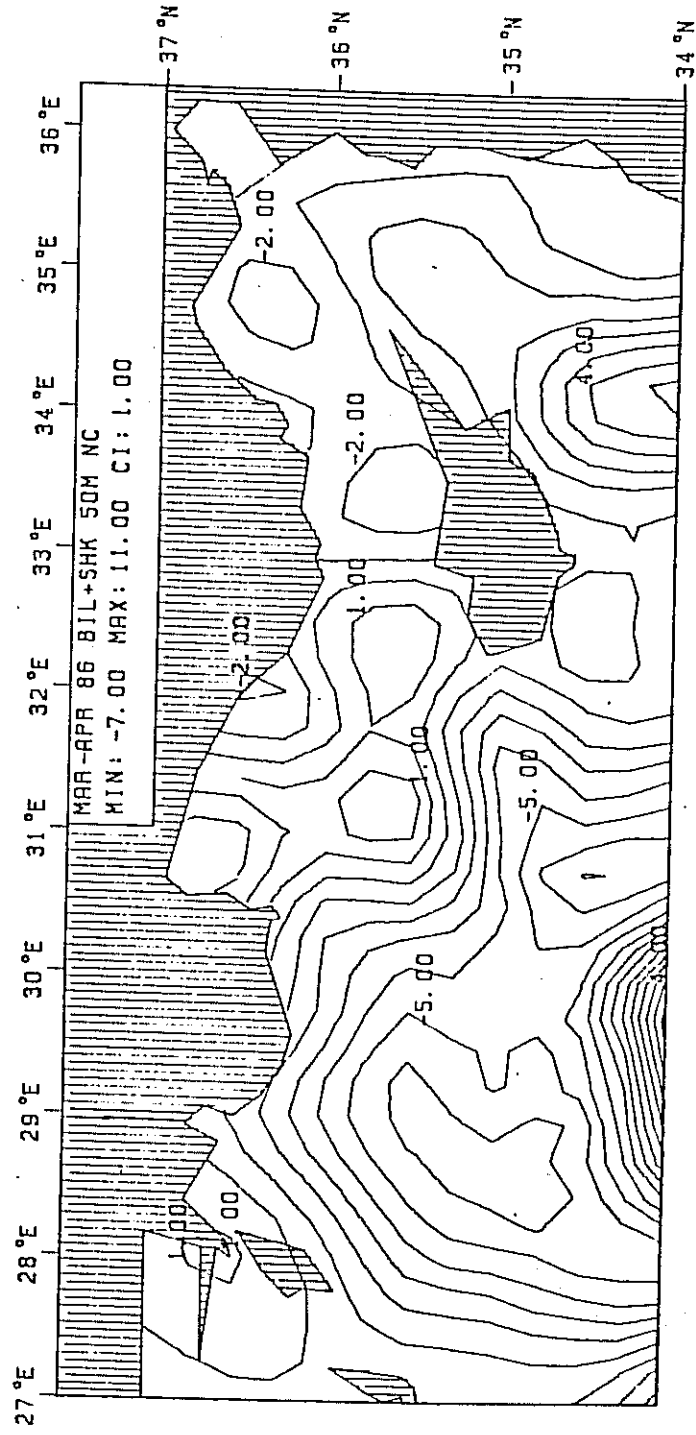
Şekil 4.7 (devam)



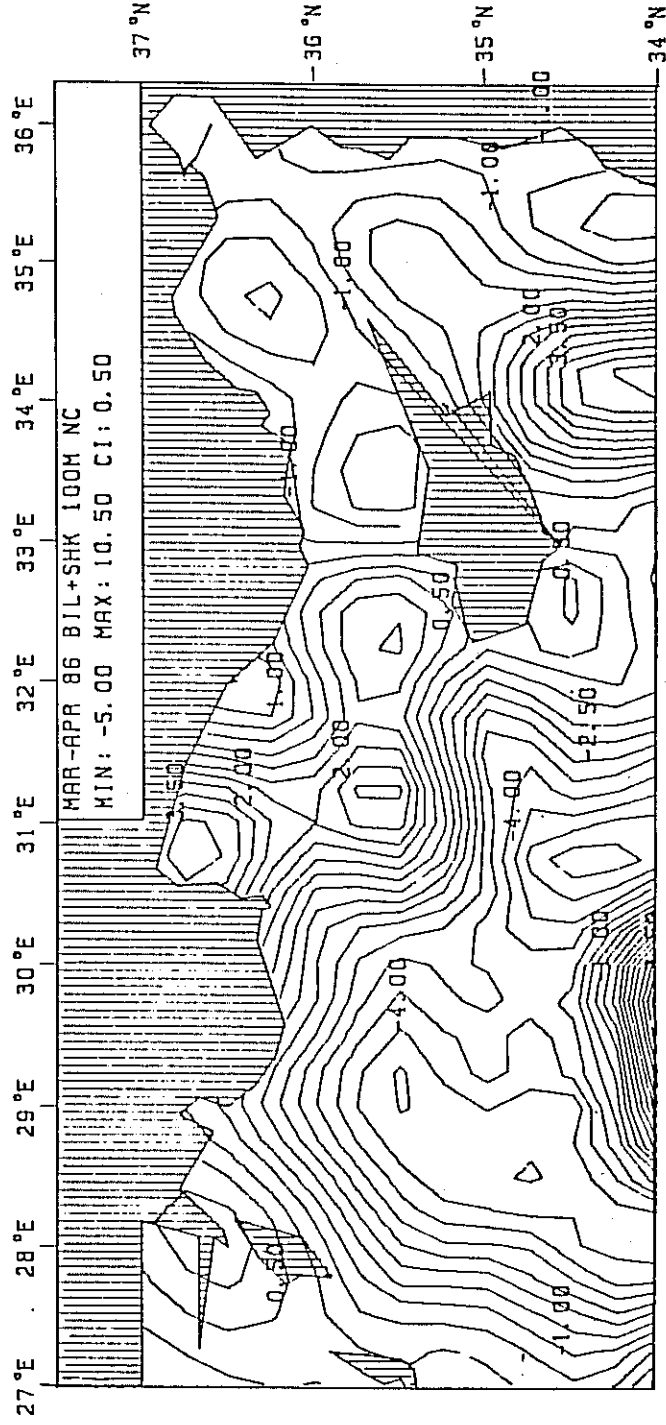
Şekil 4.7 (devam)



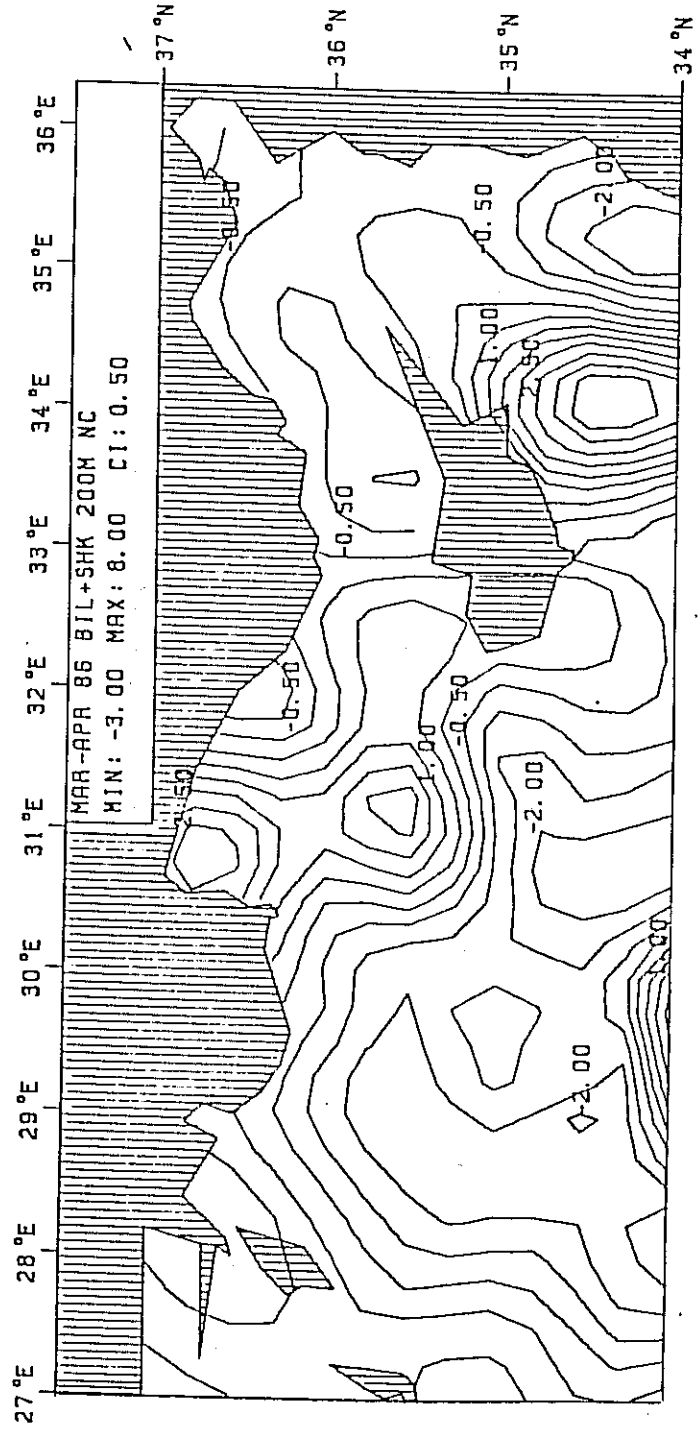
Şekil 4.8a 0 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Nisan 1986)



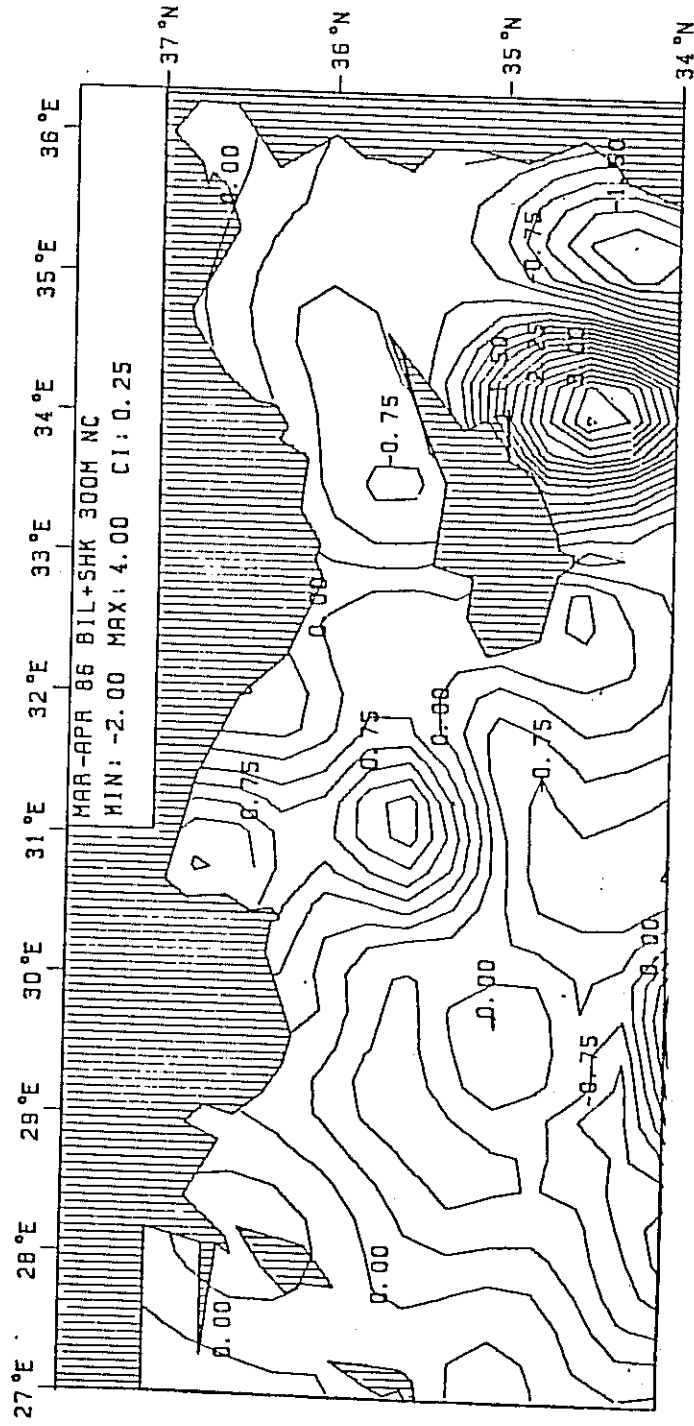
Şekil 4.8b 50 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Nisan 1986)



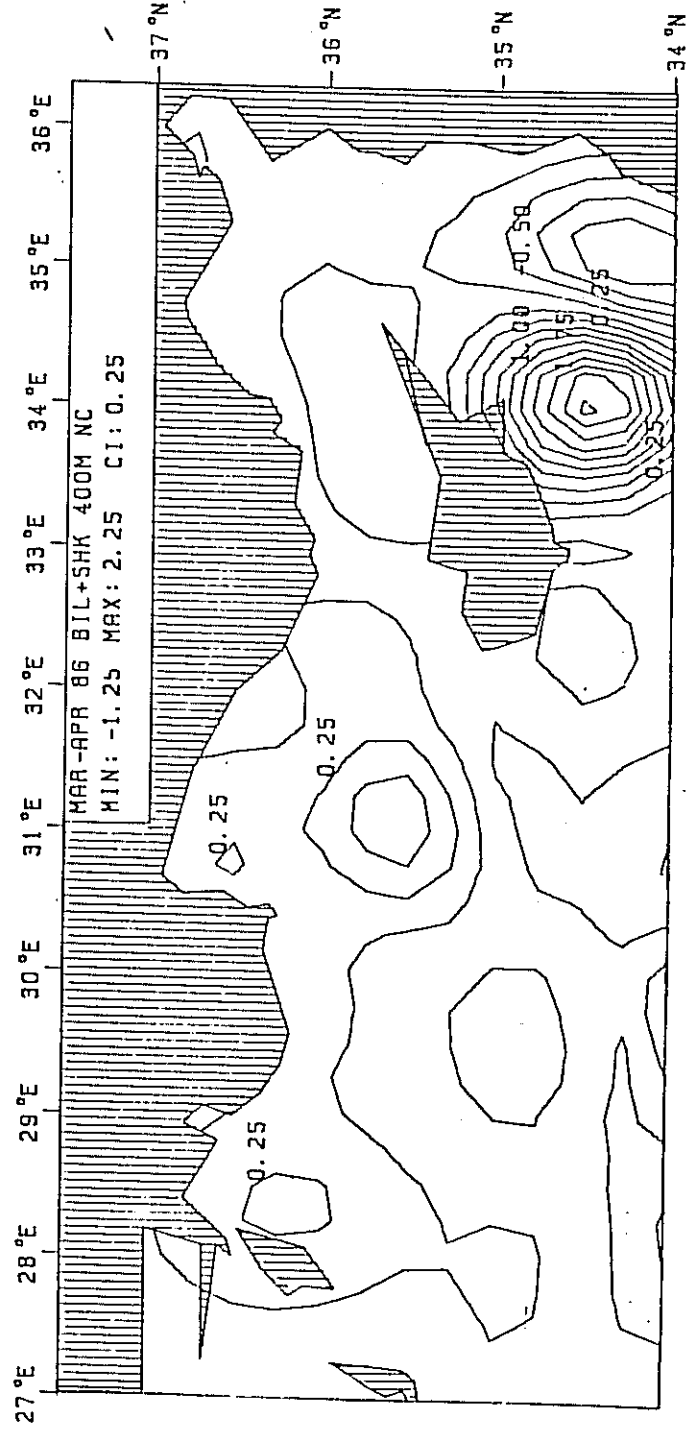
Şekil 4.8c 100 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Nisan 1986)



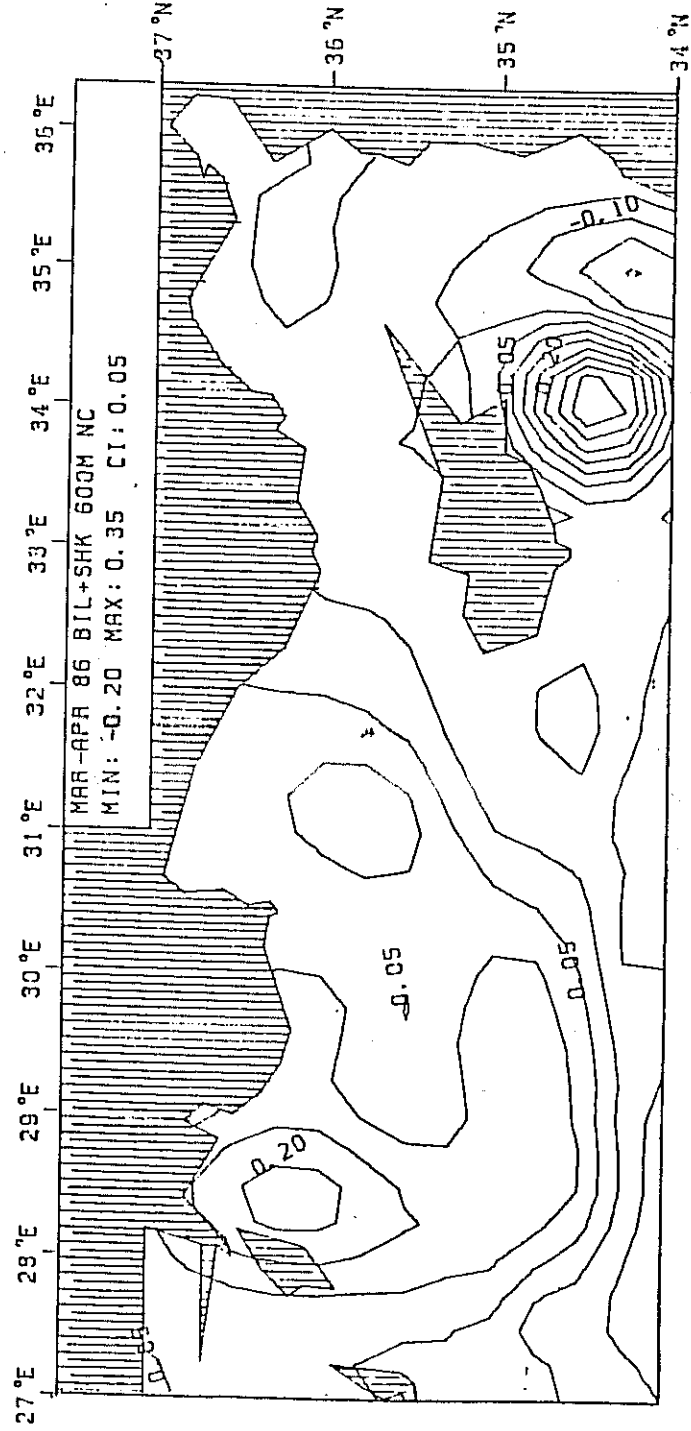
Şekil 4.8d 200 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yükselti anomalisi (Nisan 1986)



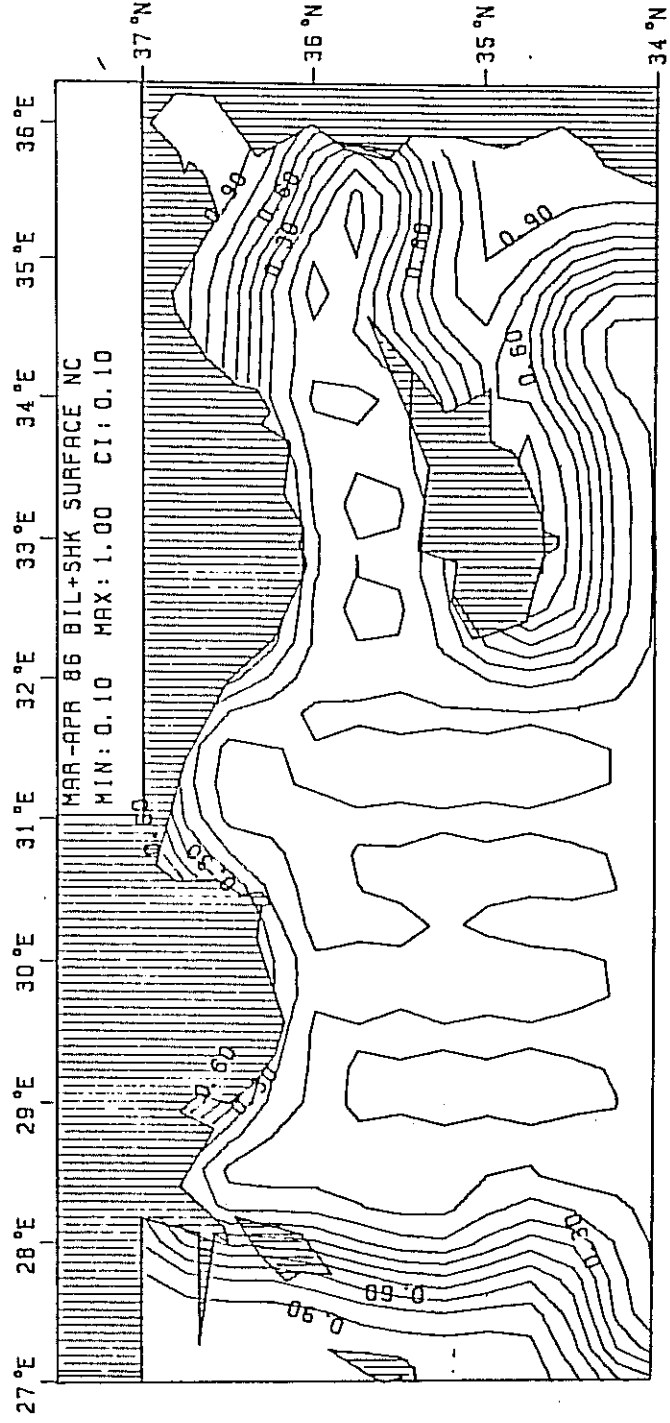
Şekil 4.8e 300 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yüksekti anomalisi (Nisan 1986)



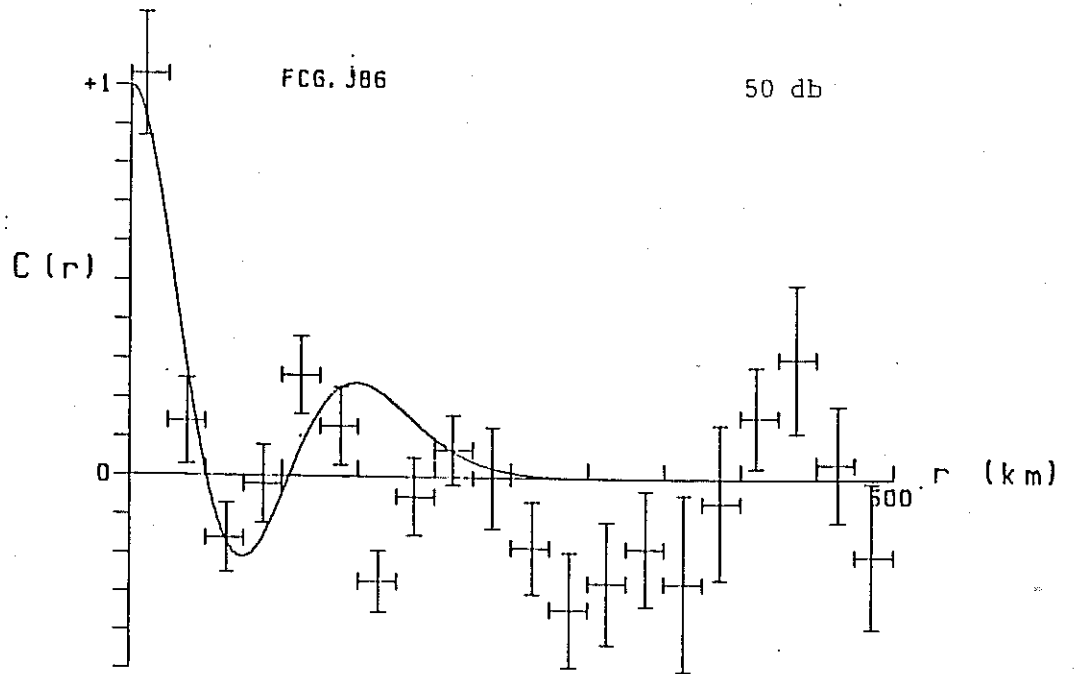
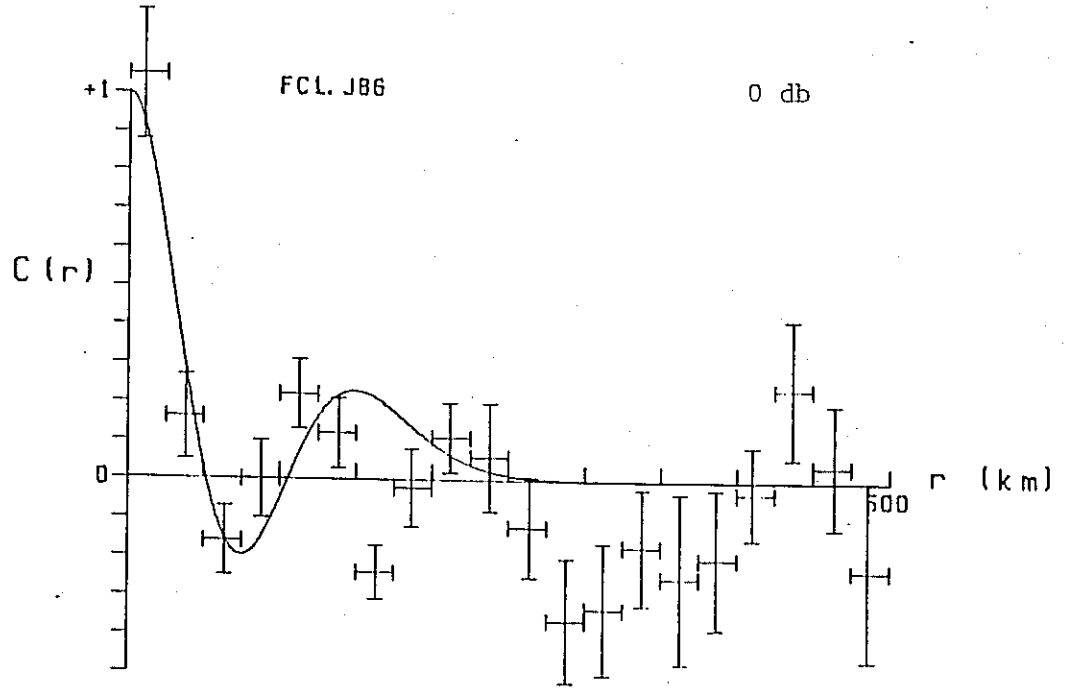
Şekil 4.8f 400 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Nisan 1986)



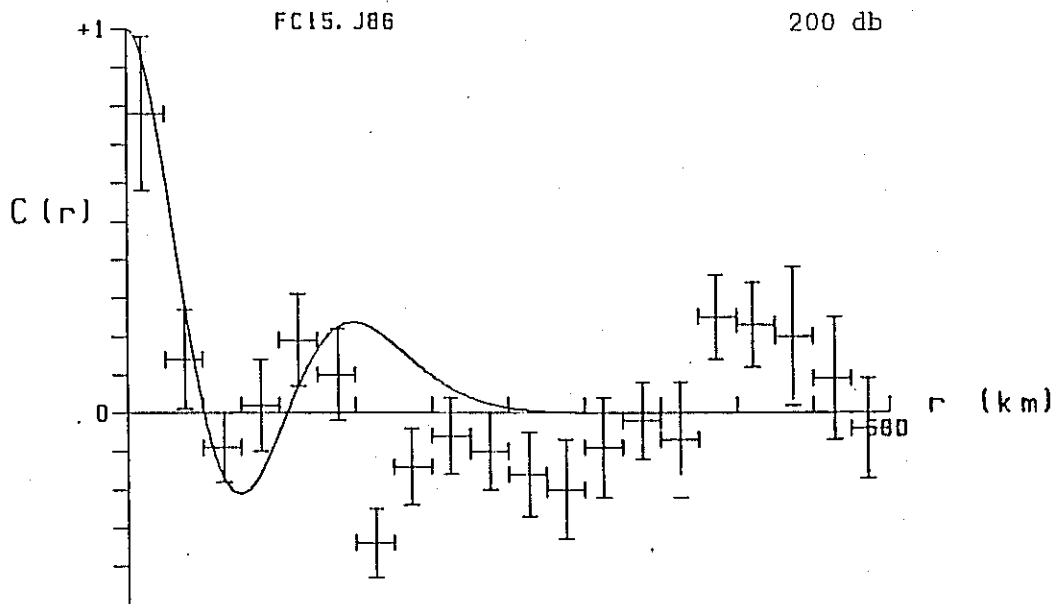
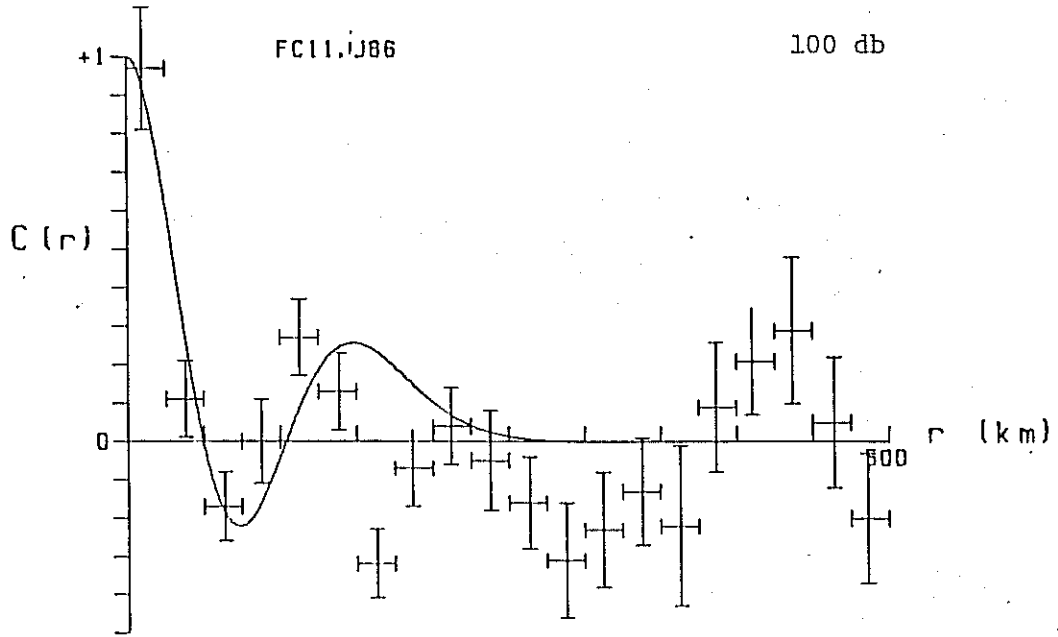
Şekil 4.8h 600 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Nisan 1986)



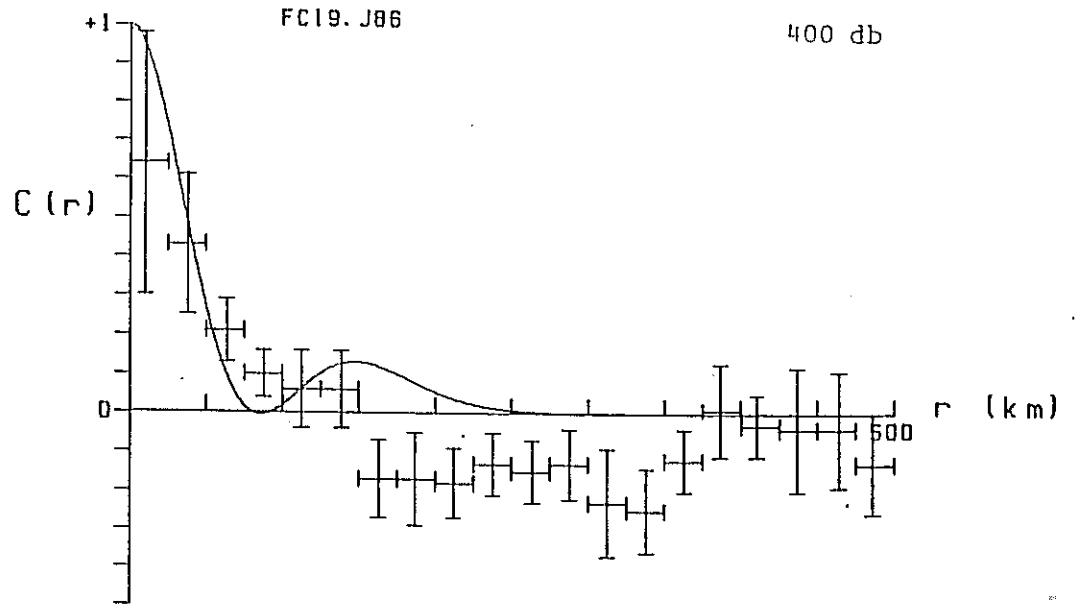
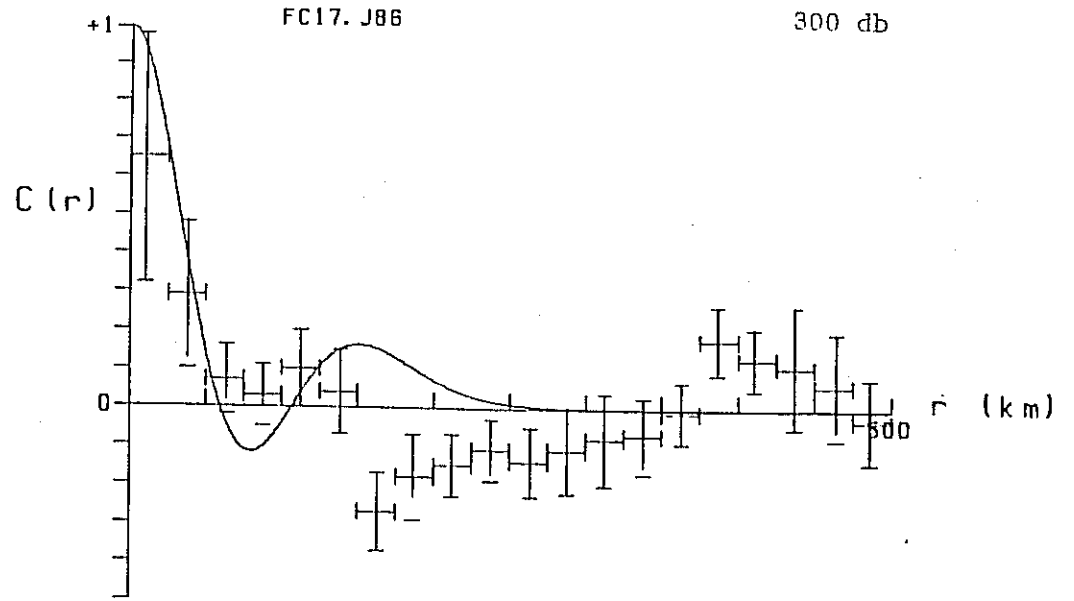
Şekil 4.9 Yüzey dolaşımı için normalize edilmiş
çözümleme hatası varyansı (Nisan 1986)



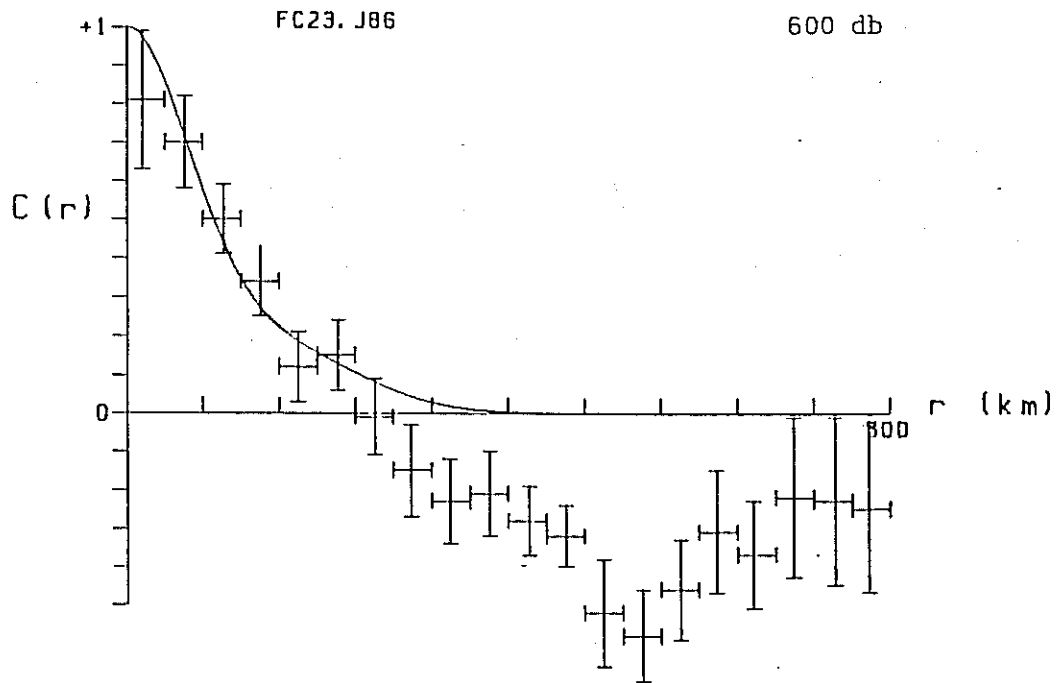
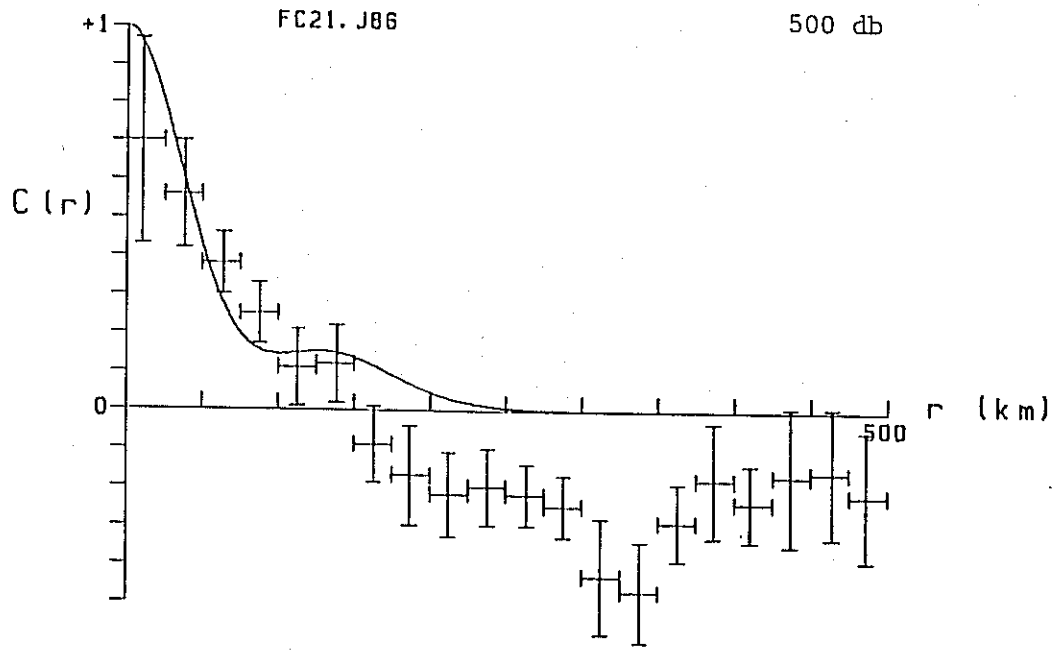
Şekil 4.10 Haziran-Temmuz 1986 seferi için standart basınçlardaki dinamik yükselti anomalileri yatay korelasyonları



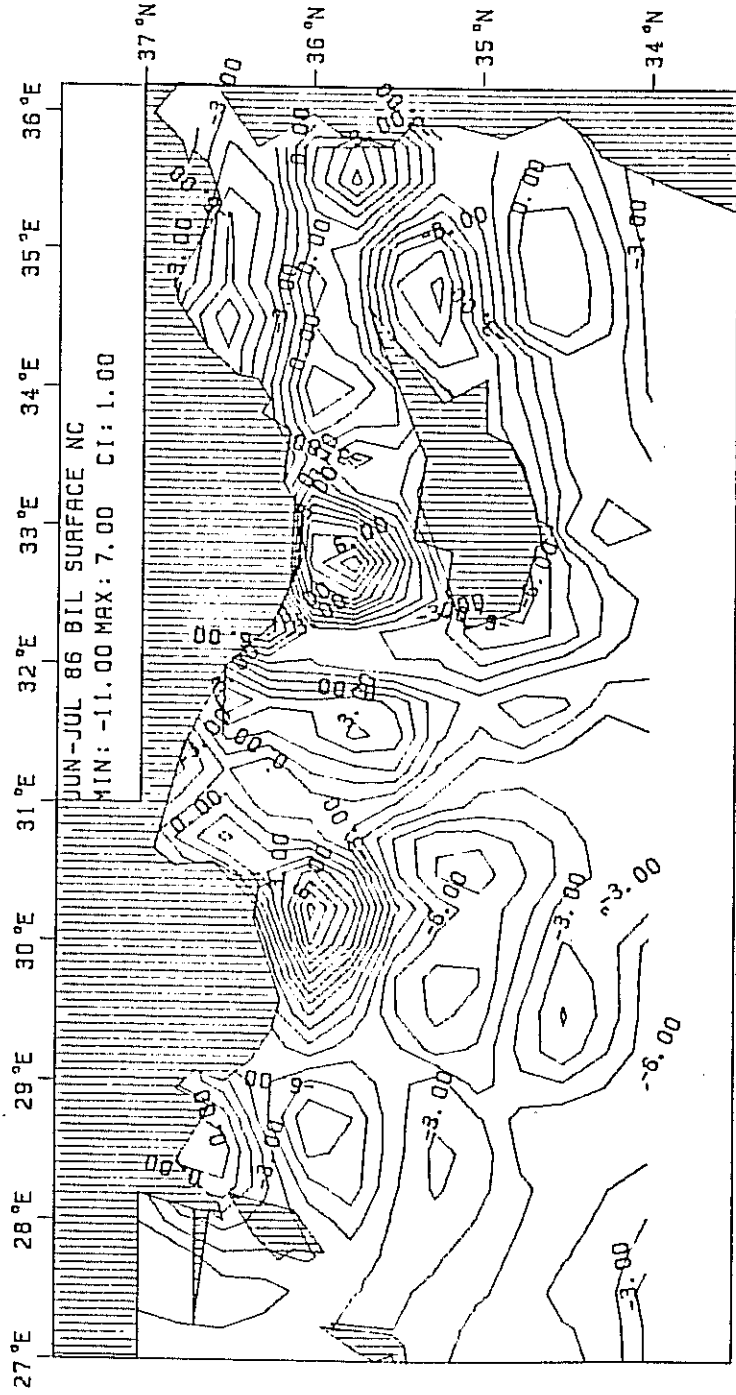
Şekil 4.10 (devam)



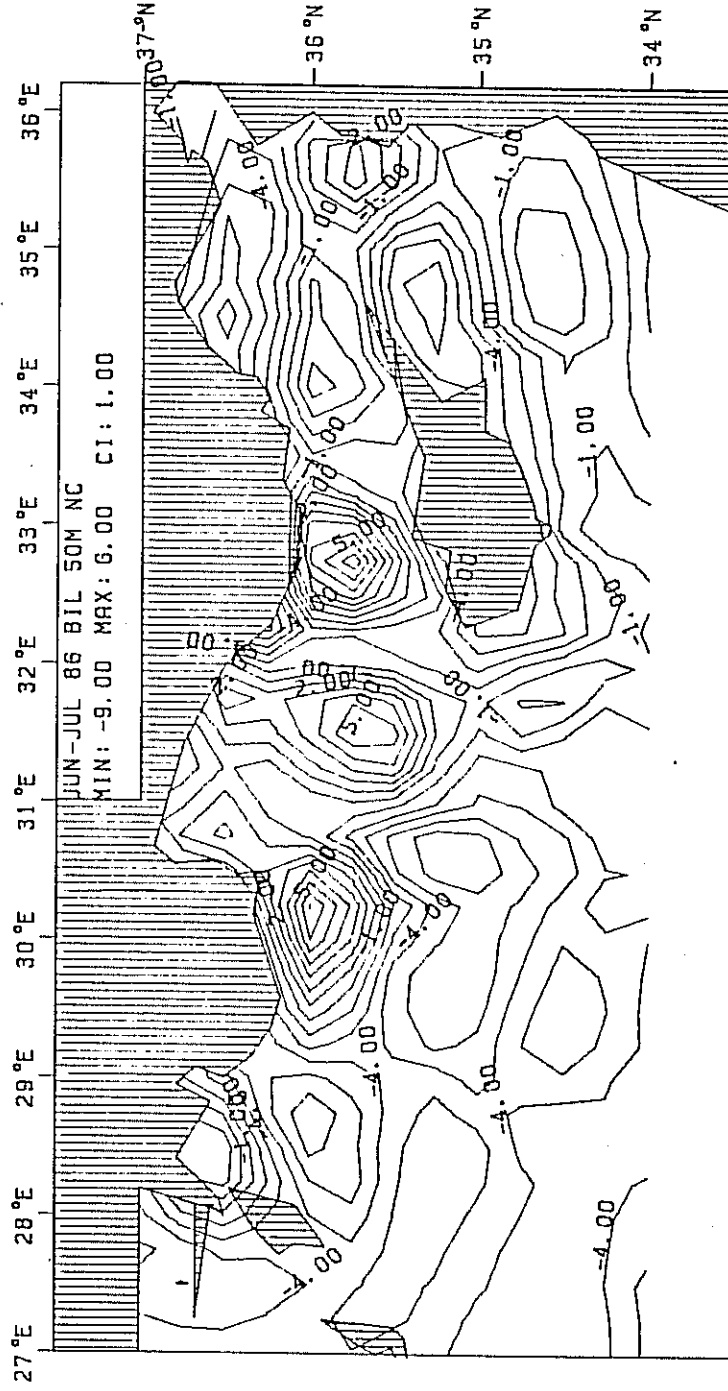
Şekil 4.10 (devam)



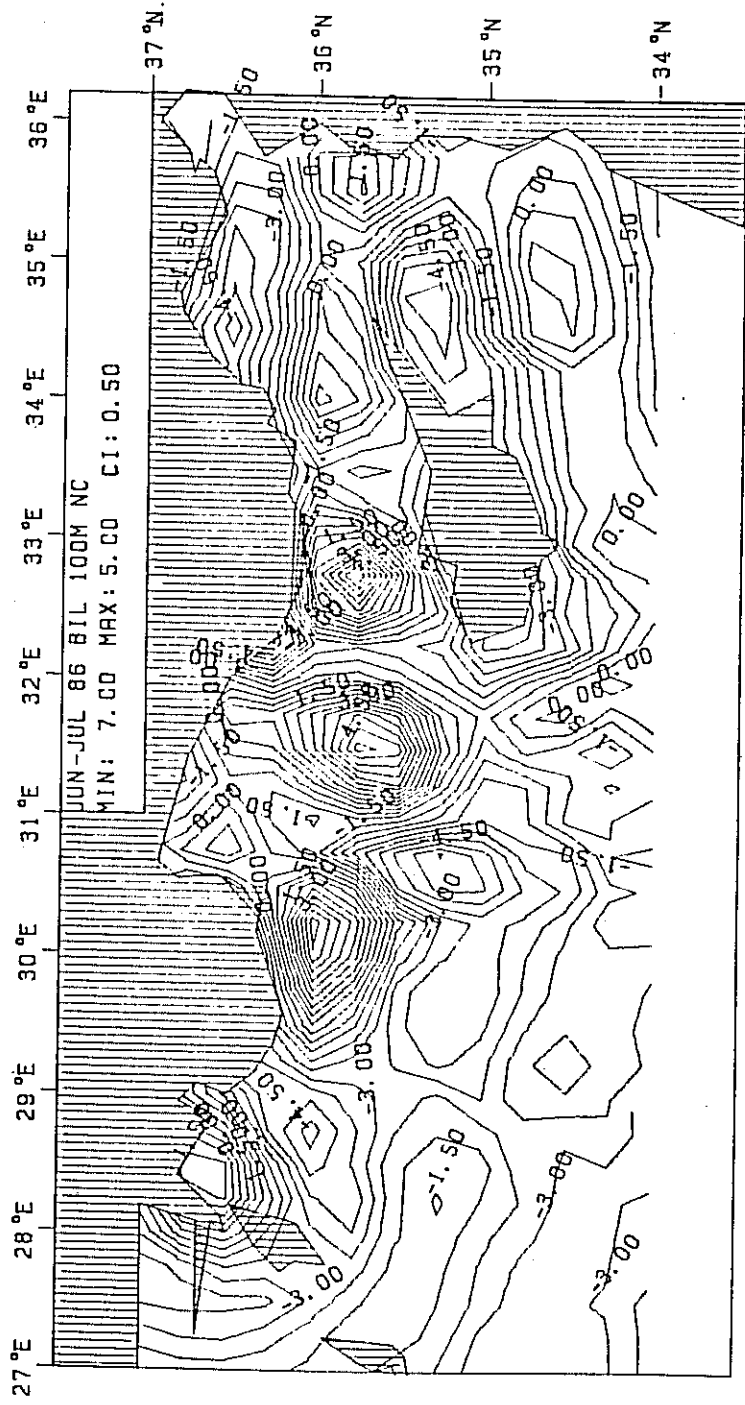
Şekil 4.10 (devam)



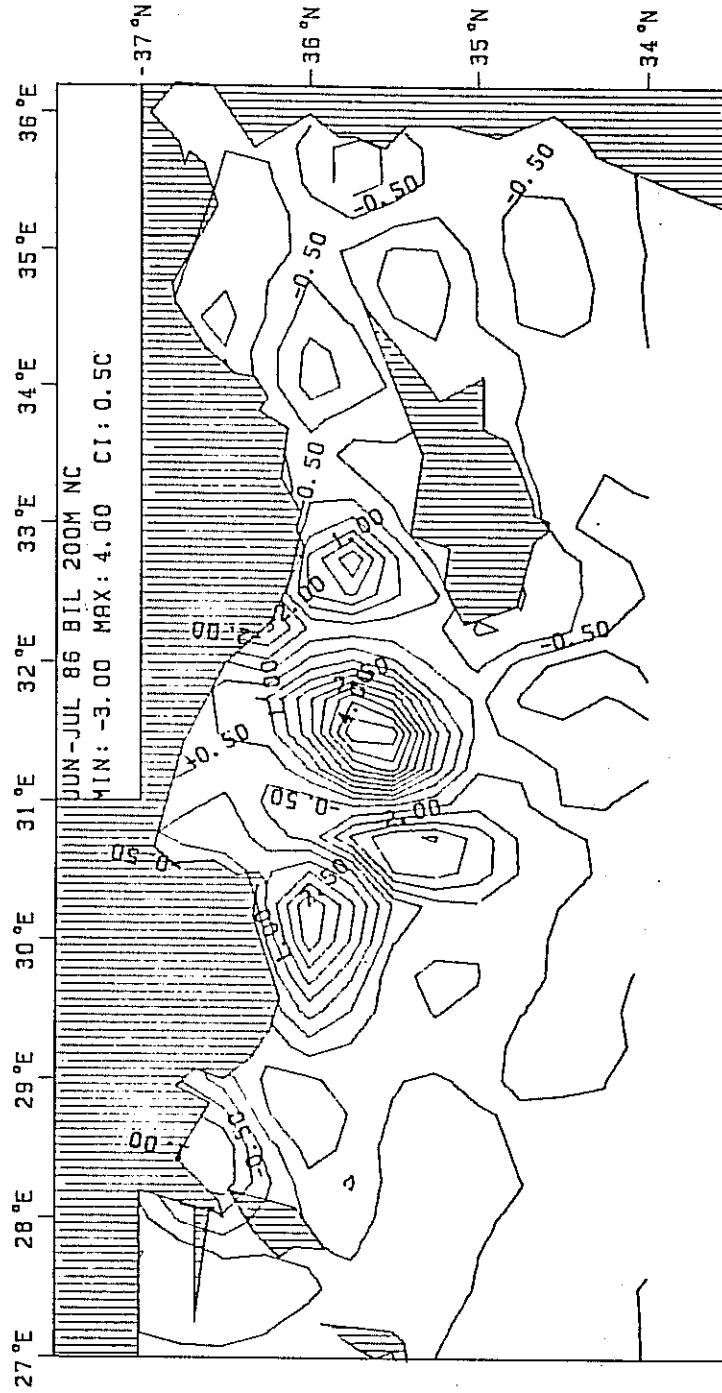
Şekil 4.11a 0 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



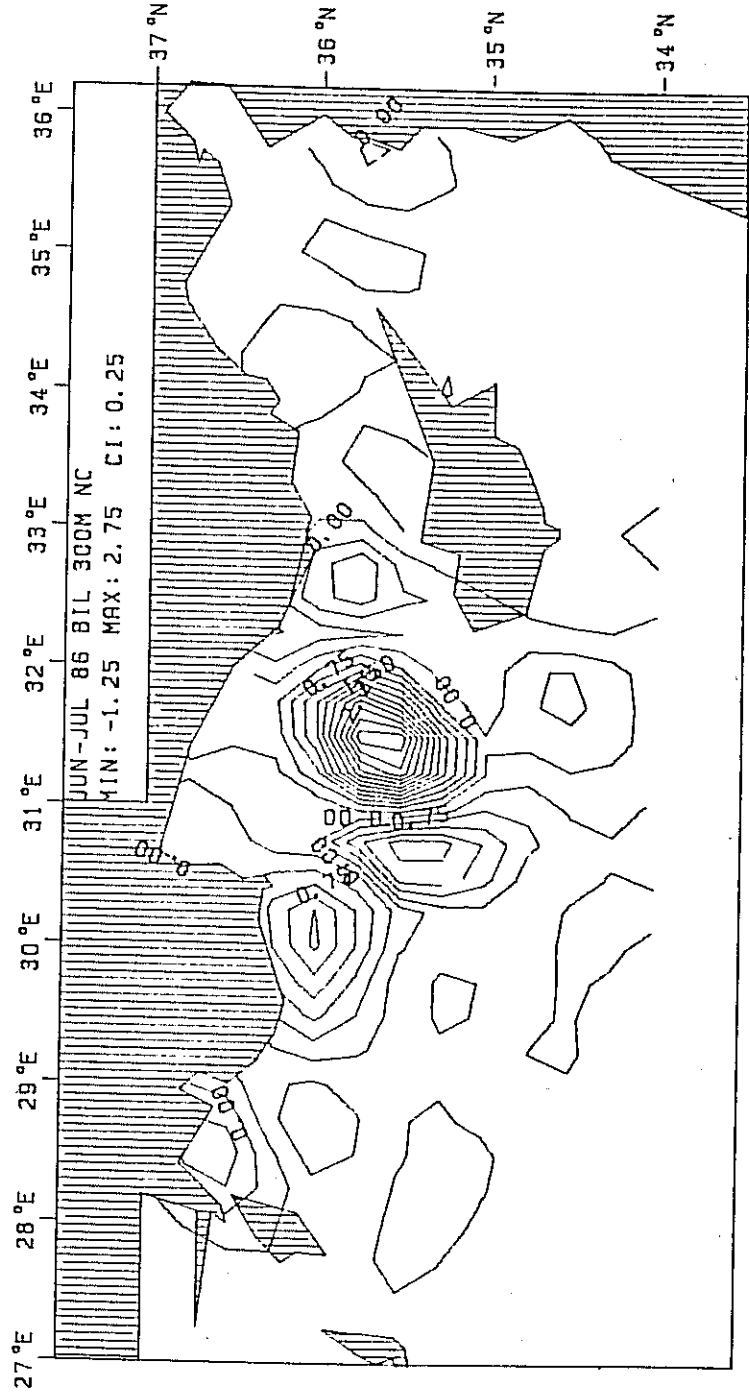
Şekil 4.11b 50 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yüksekti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



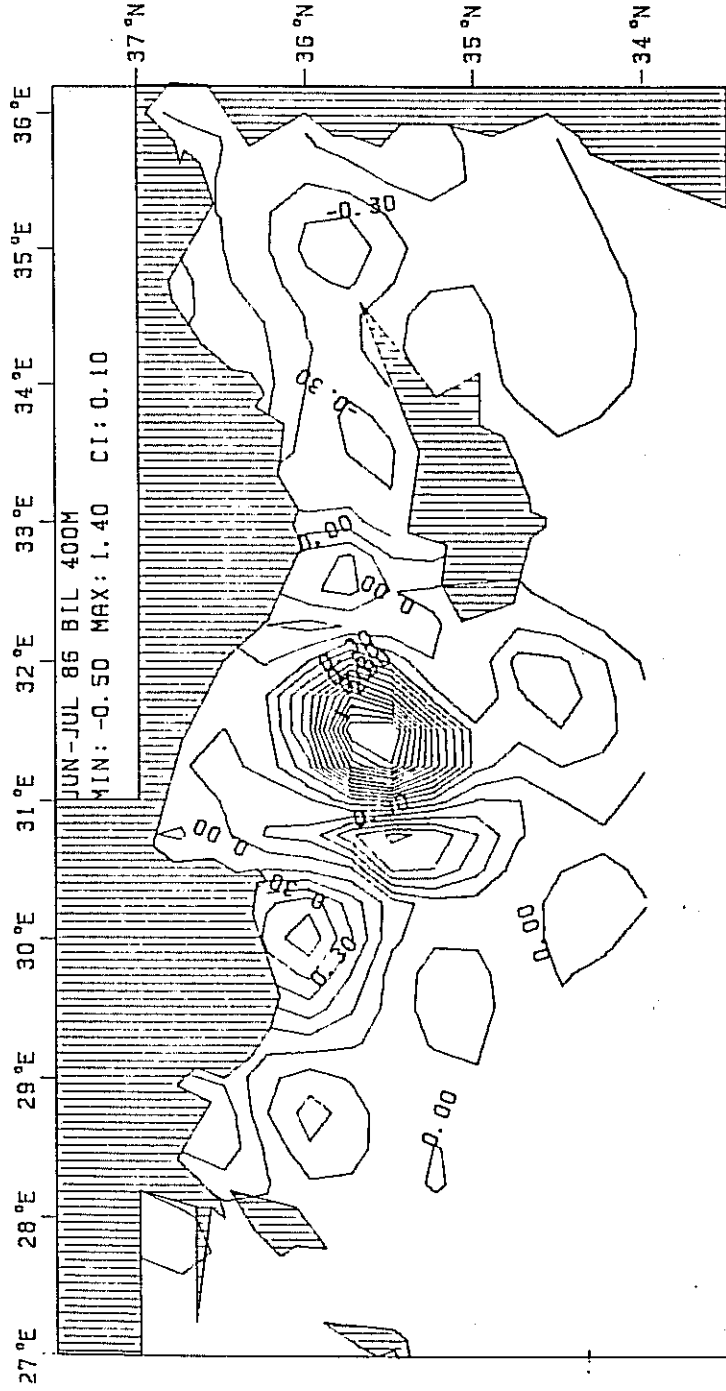
Şekil 4.11c 100 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yüksekti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



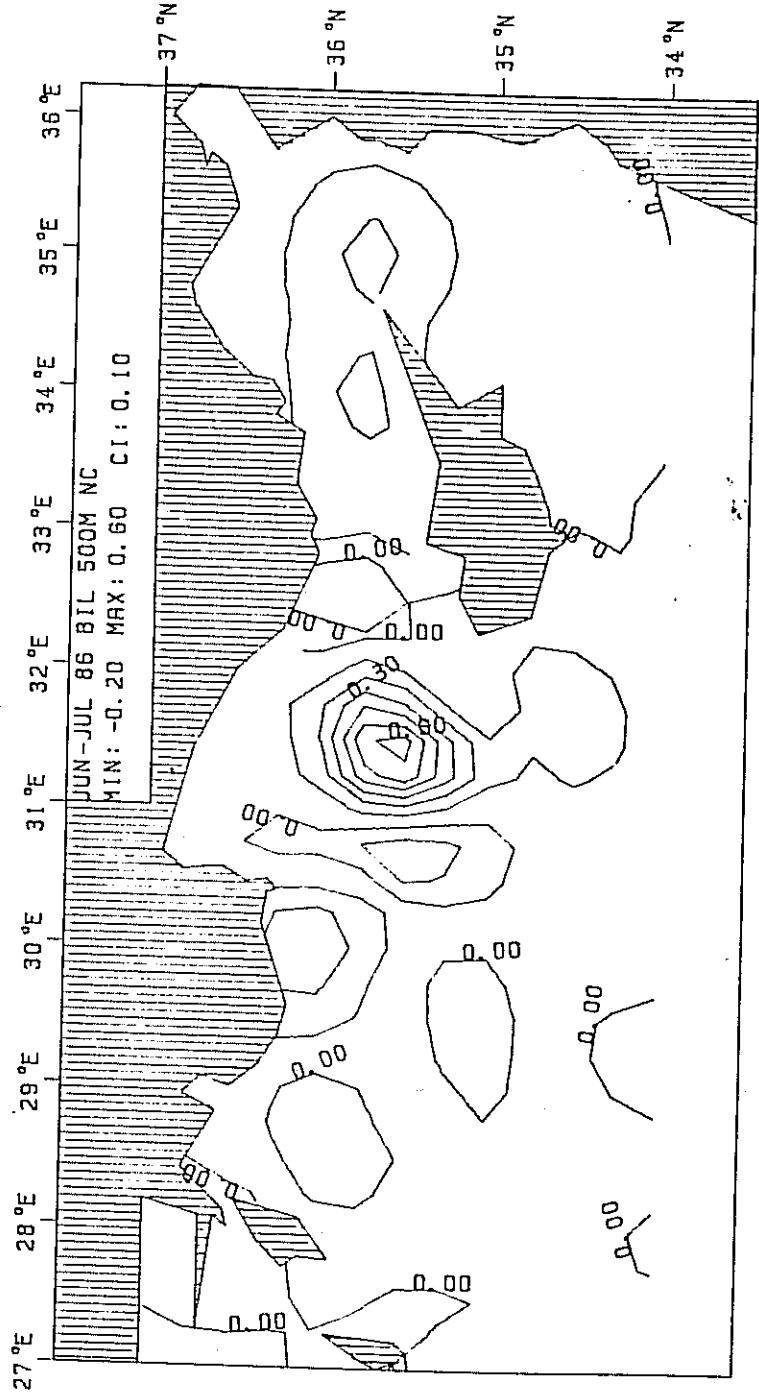
Şekil 4.11d 200 db standart basınç seviyesindeki dinamik
yüksekti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



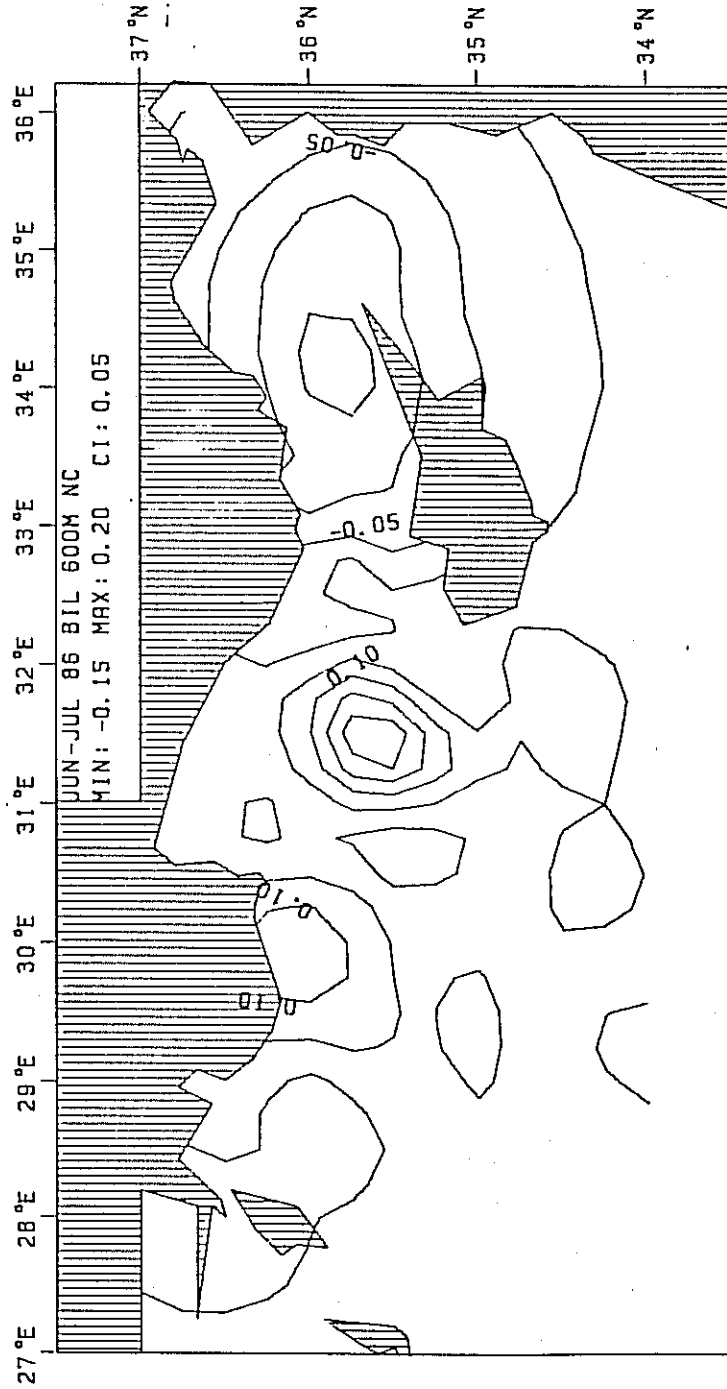
Şekil 4.11e 300 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



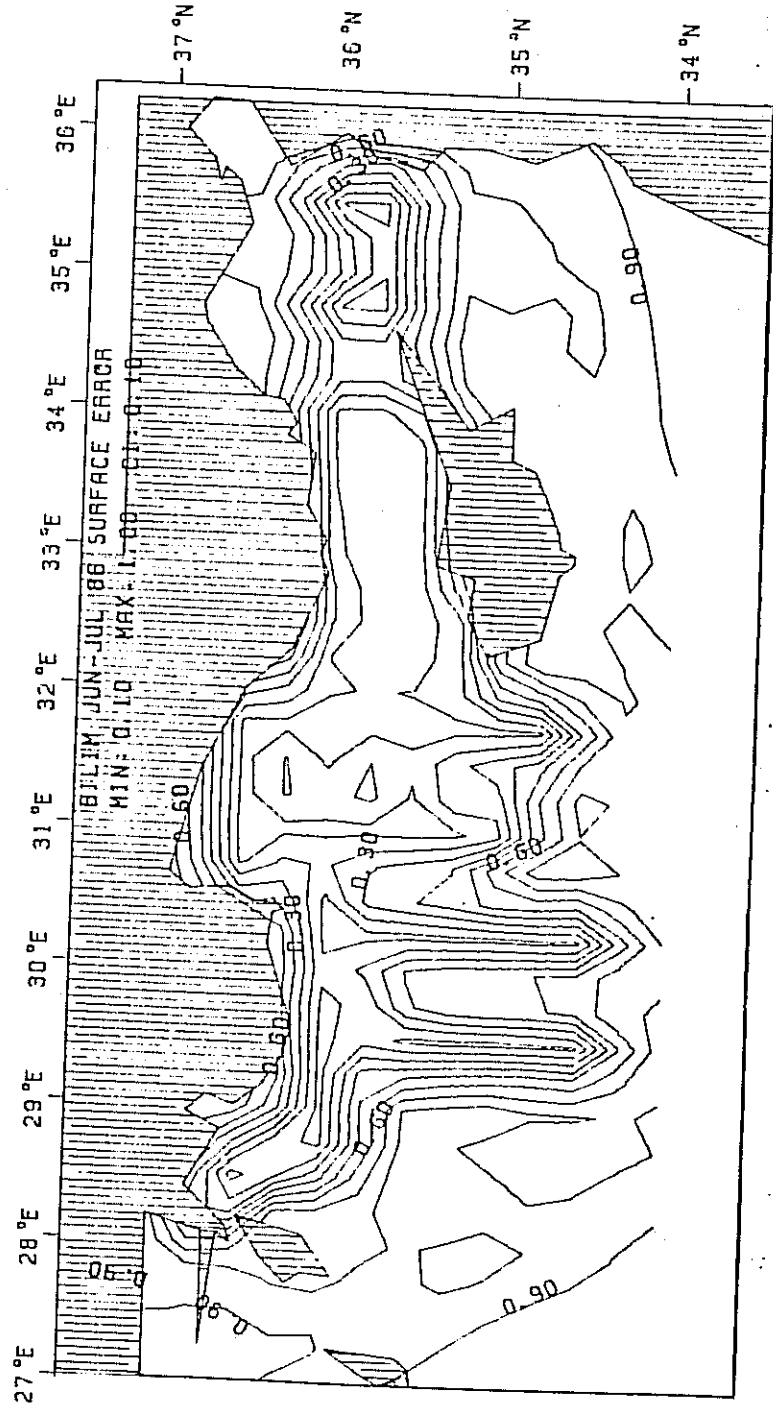
Şekil 4.11f 400 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



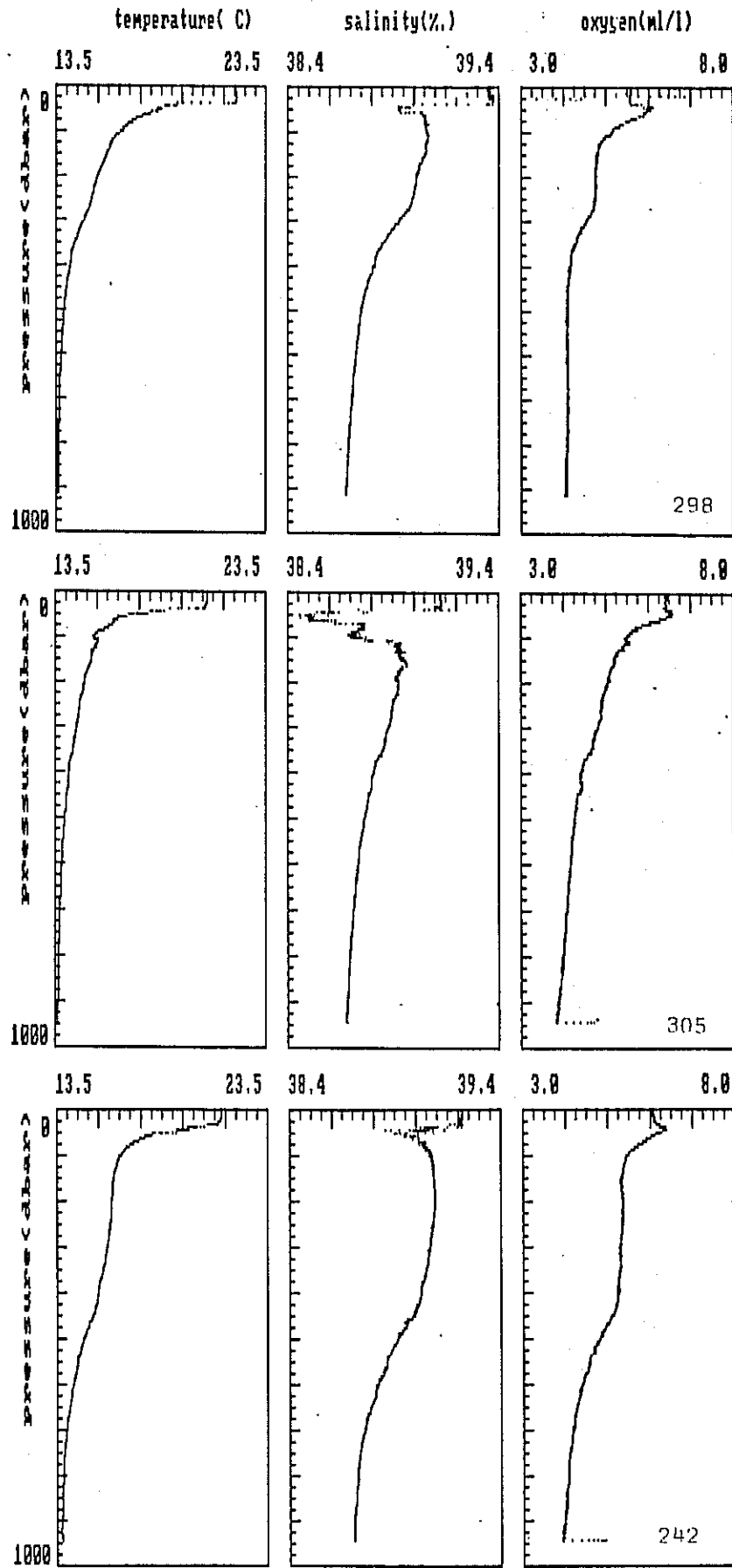
Şekil 4.11g 500 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



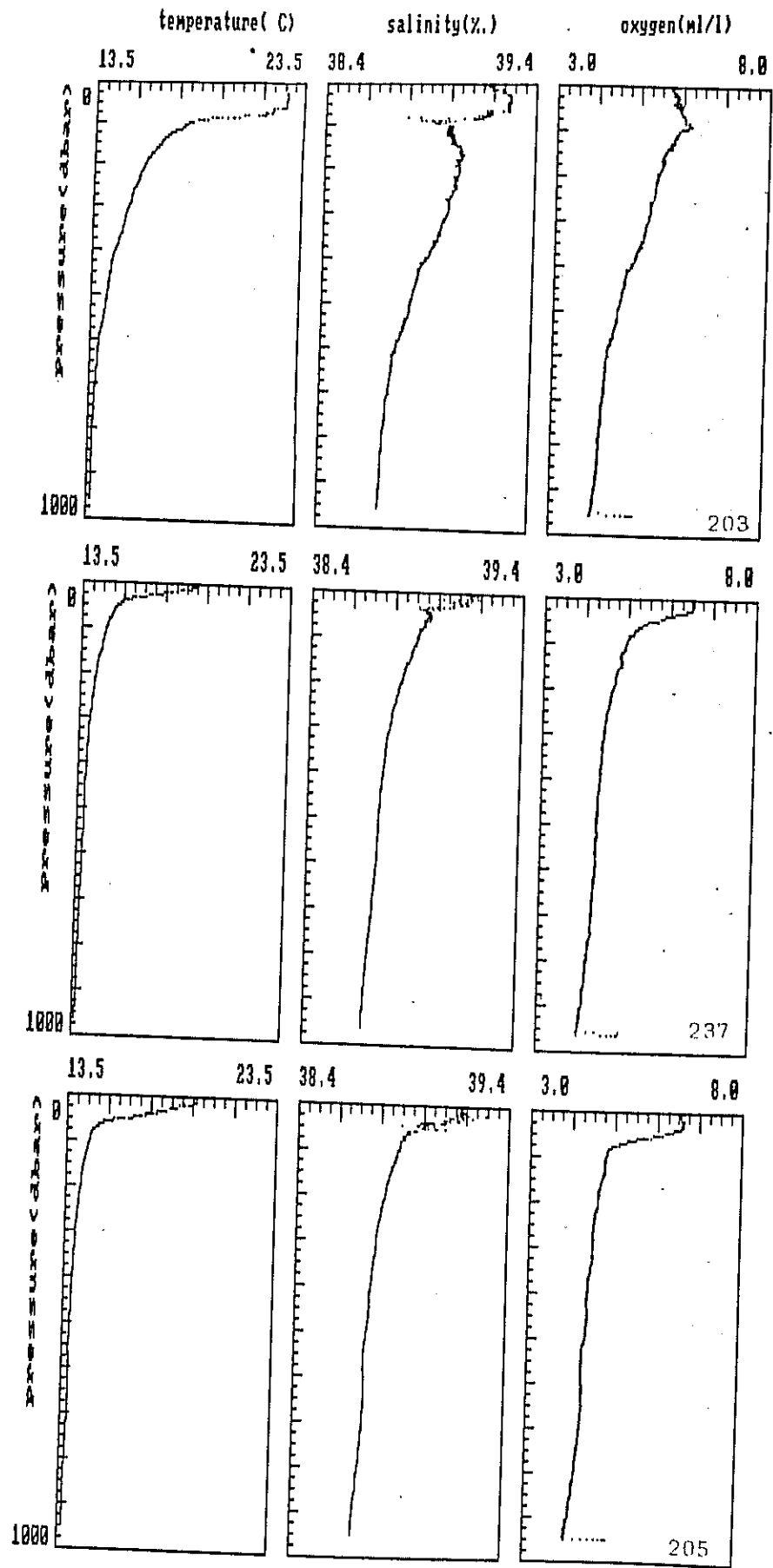
Şekil 4.11h 600 db standart basınç seviyesindeki dinamik yükselti anomalisi (Haziran-Temmuz 1986)



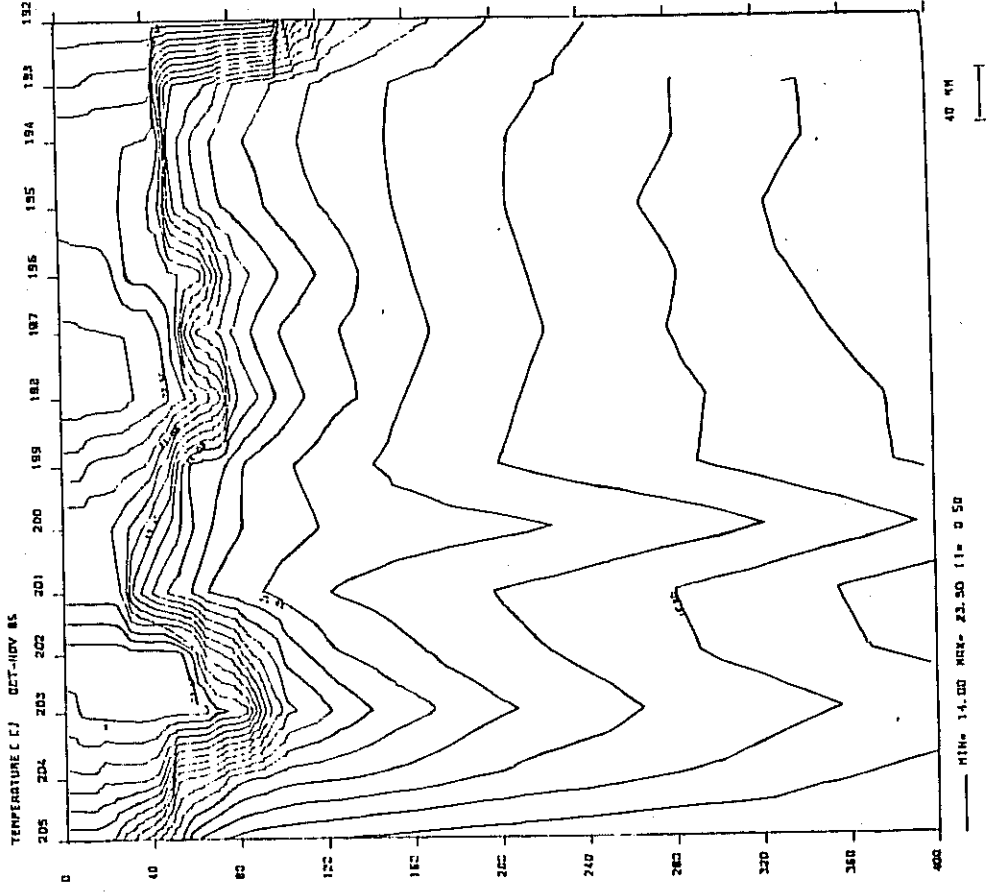
Şekil 4.12 Hata varyansı dağılımı (Temmuz 1986)



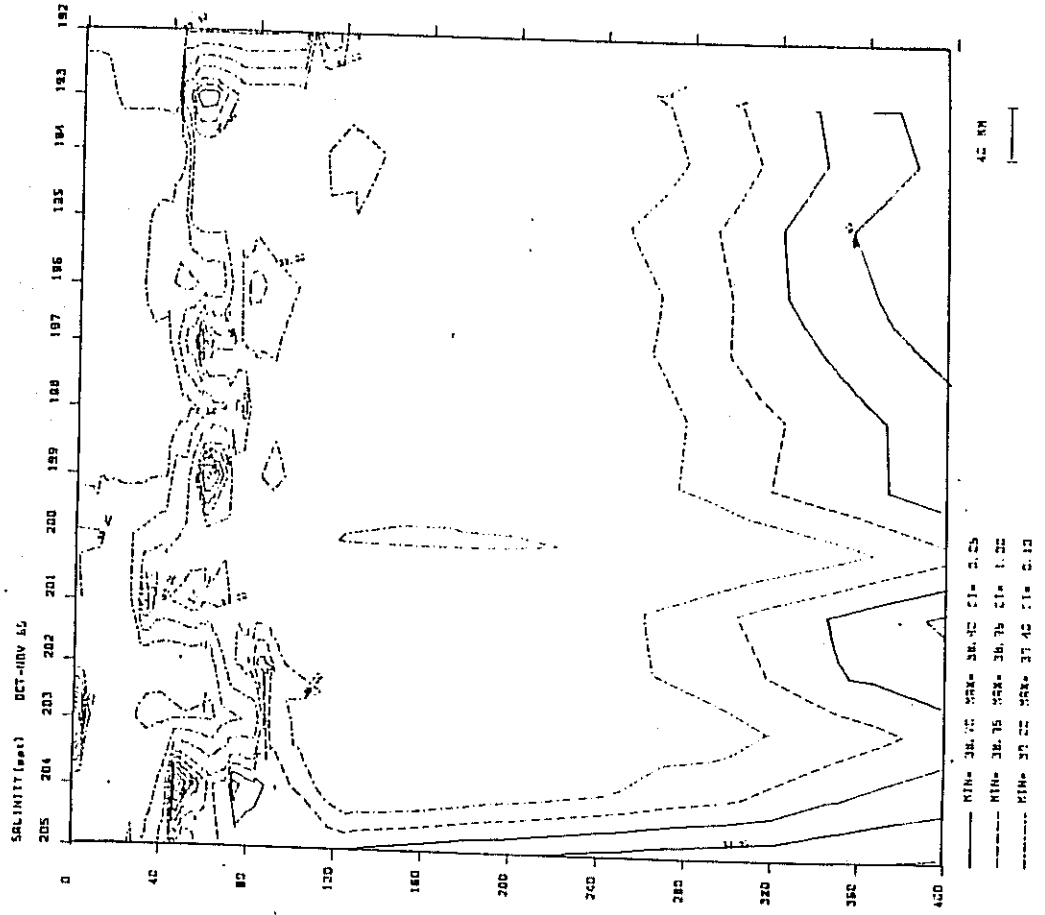
Şekil 5.1 Ekim-Kasım 1985 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller



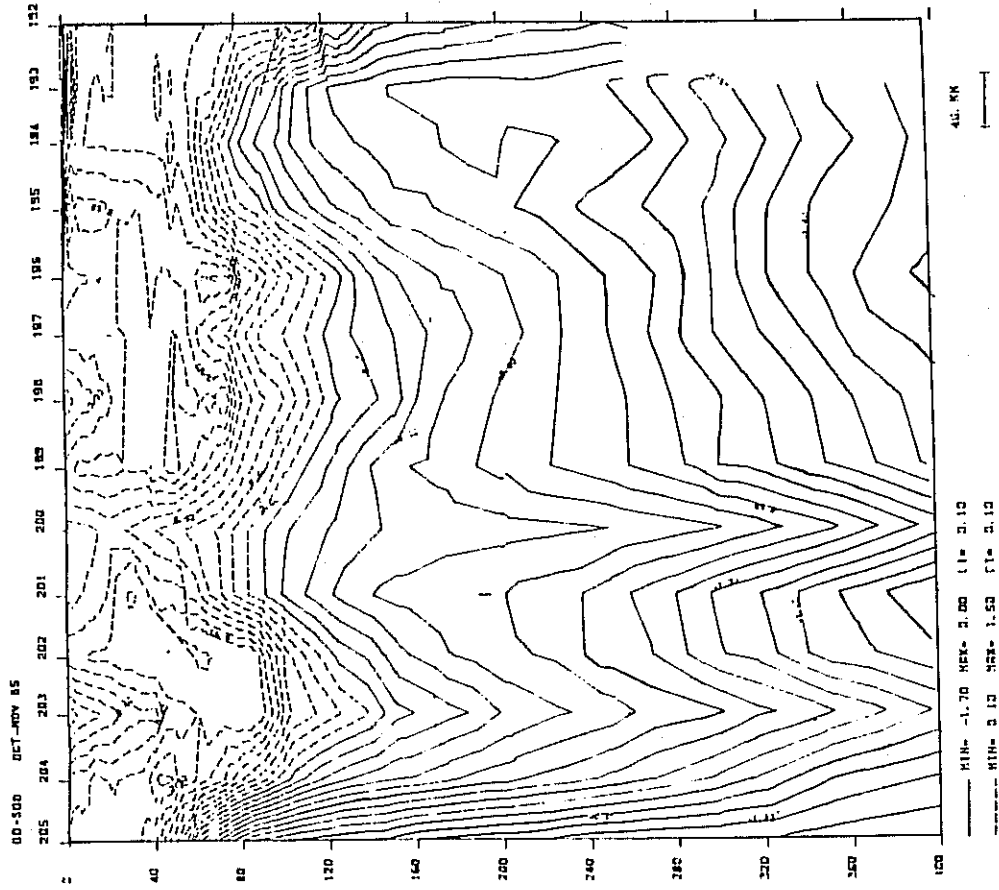
Şekil 5.1 (devam)



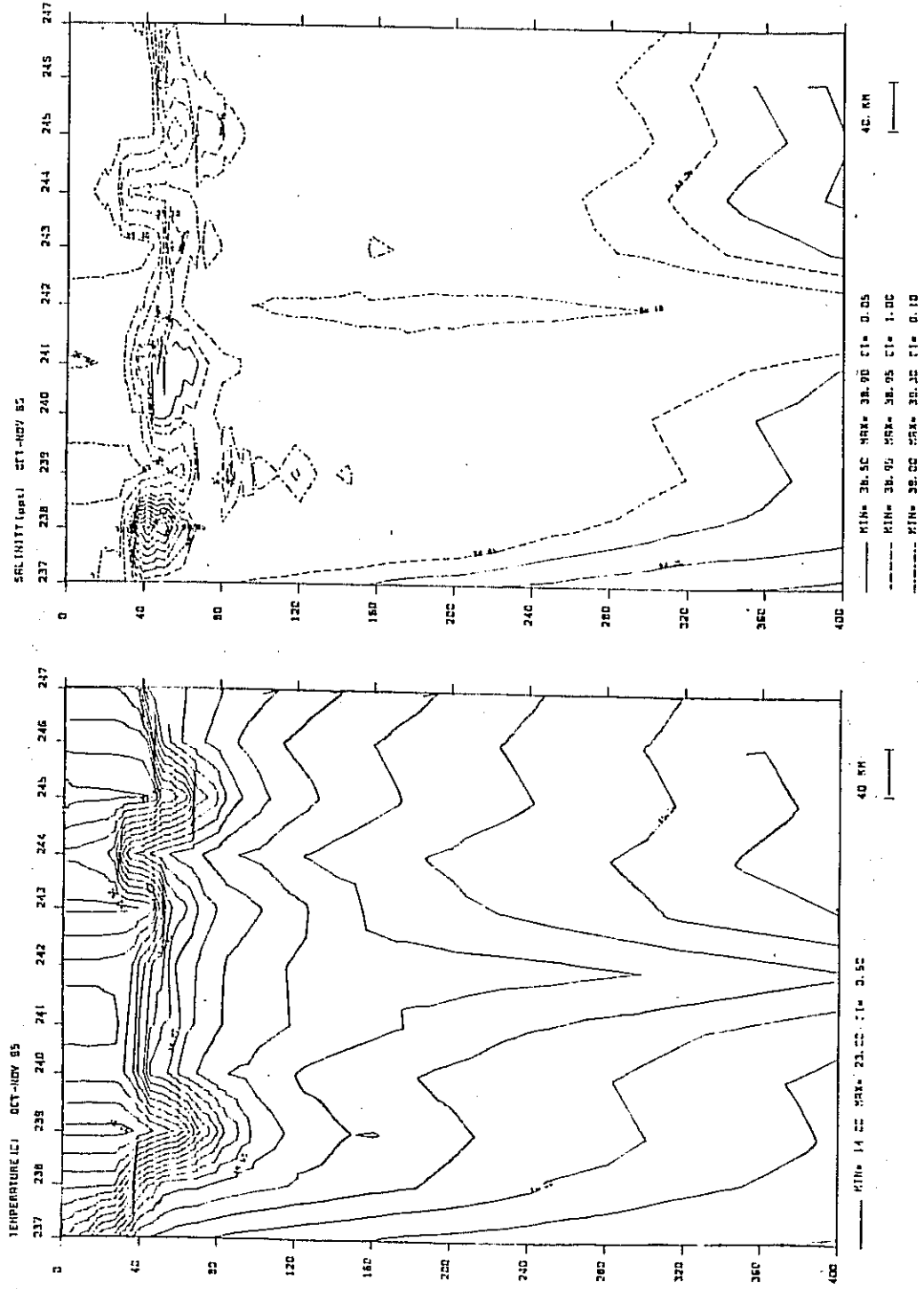
şekil 5.2a 205-192 Nolu istasyonlar arasındaki T (°C)
kesiti (Ekim-Kasım 1985)



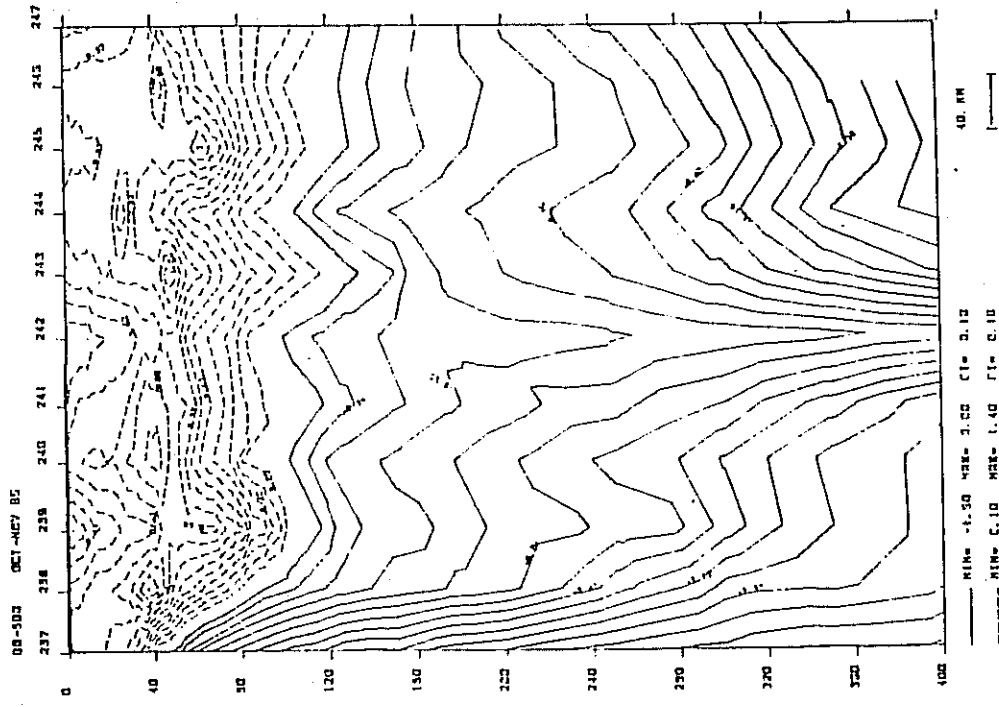
Şekil 5.2b 205-192 Nolu istasyonlar arasındaki S (‰) kesiti (Ekim-Kasım 1985)



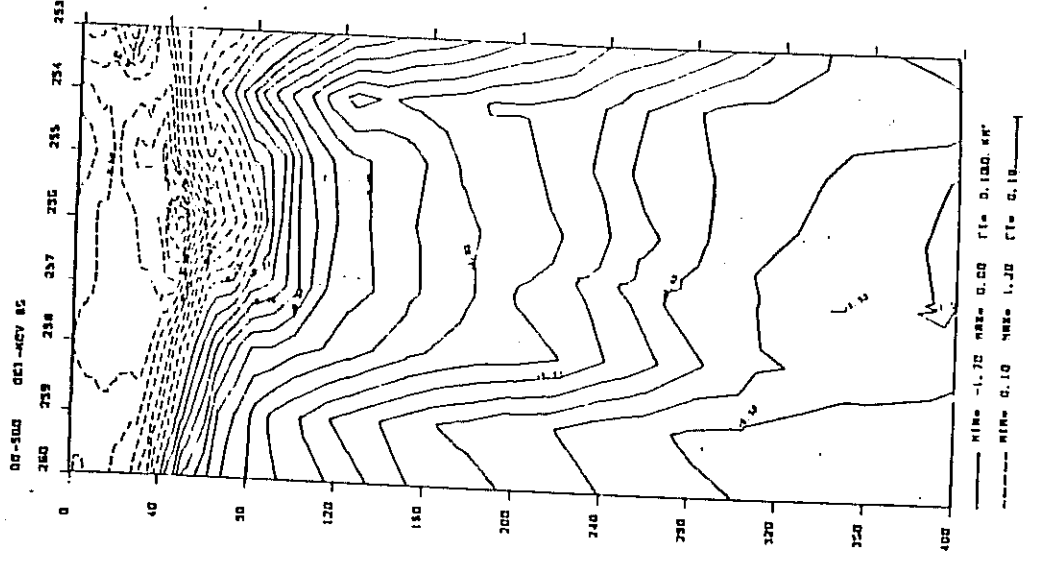
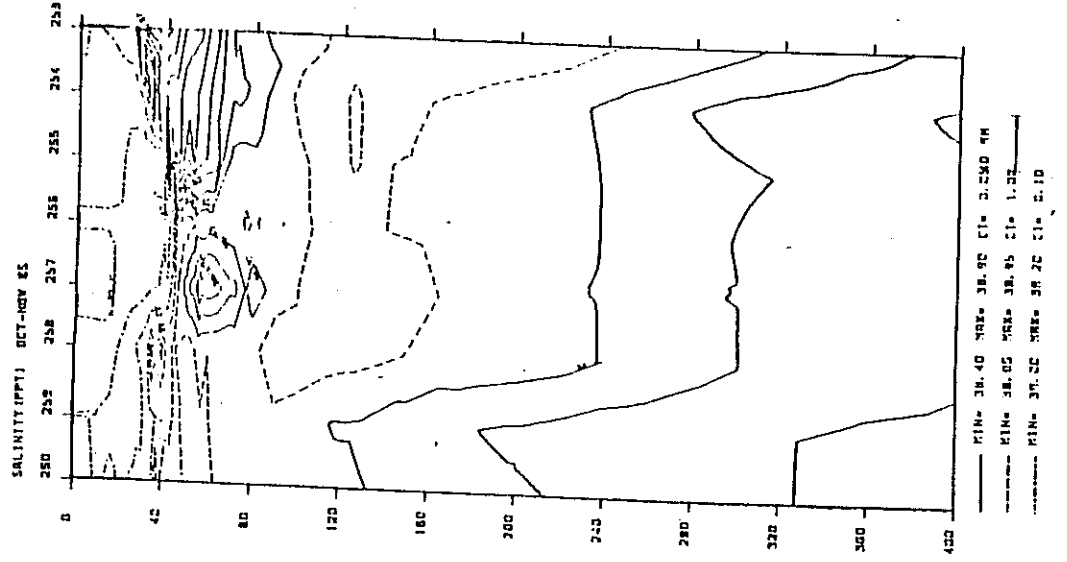
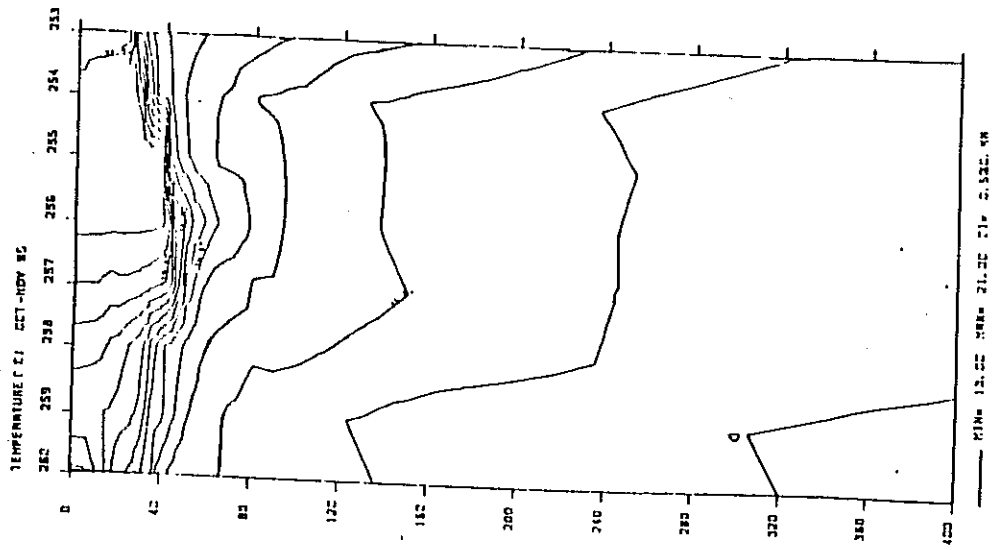
Şekil 5.2c 205-192 Nolu İstasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Ekim-Kasım 1985)

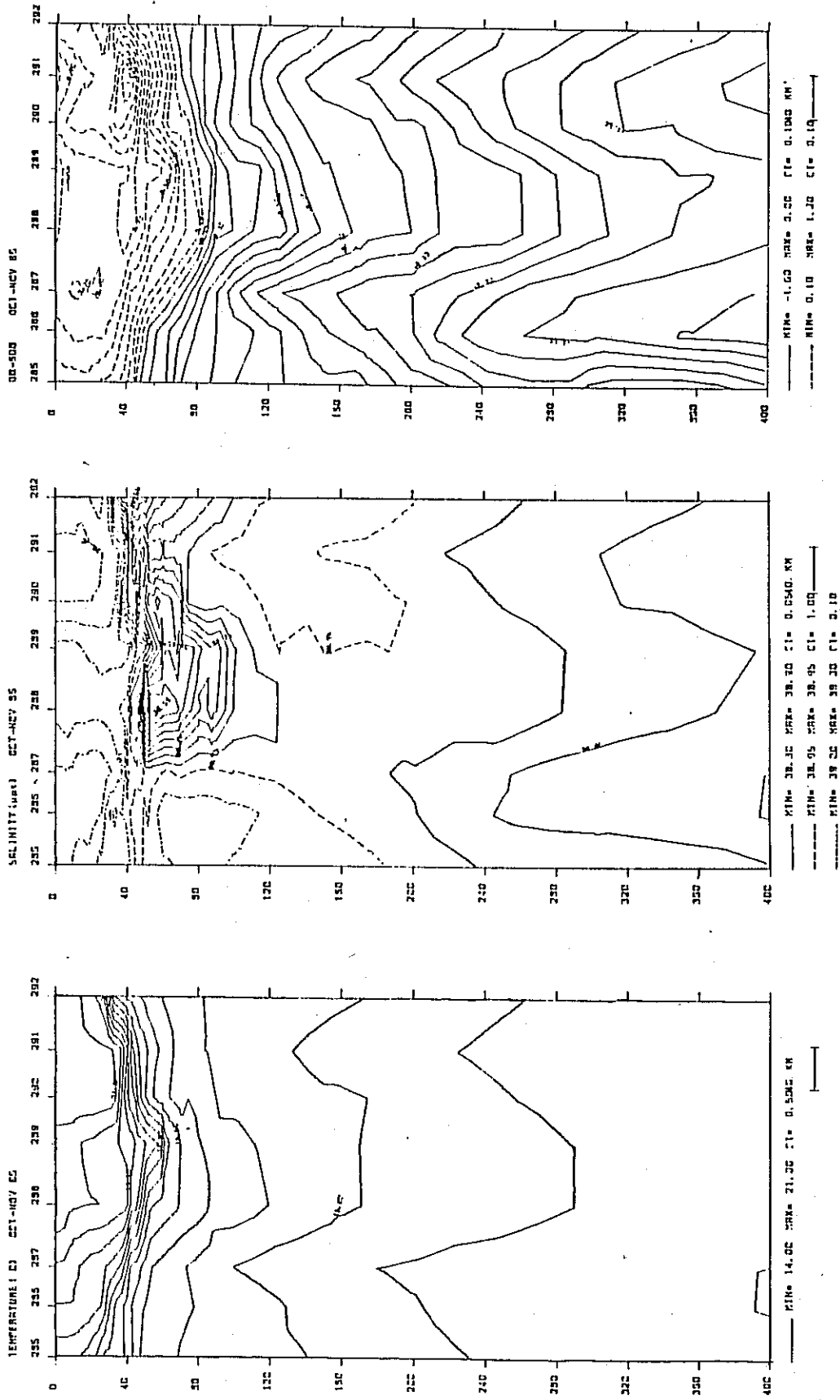


Şekil 5.3a, b 237-247 Nolu İstasyonlar arasındaki T (°C), S (‰) kesitleri (Ekim-Kasım 1985)

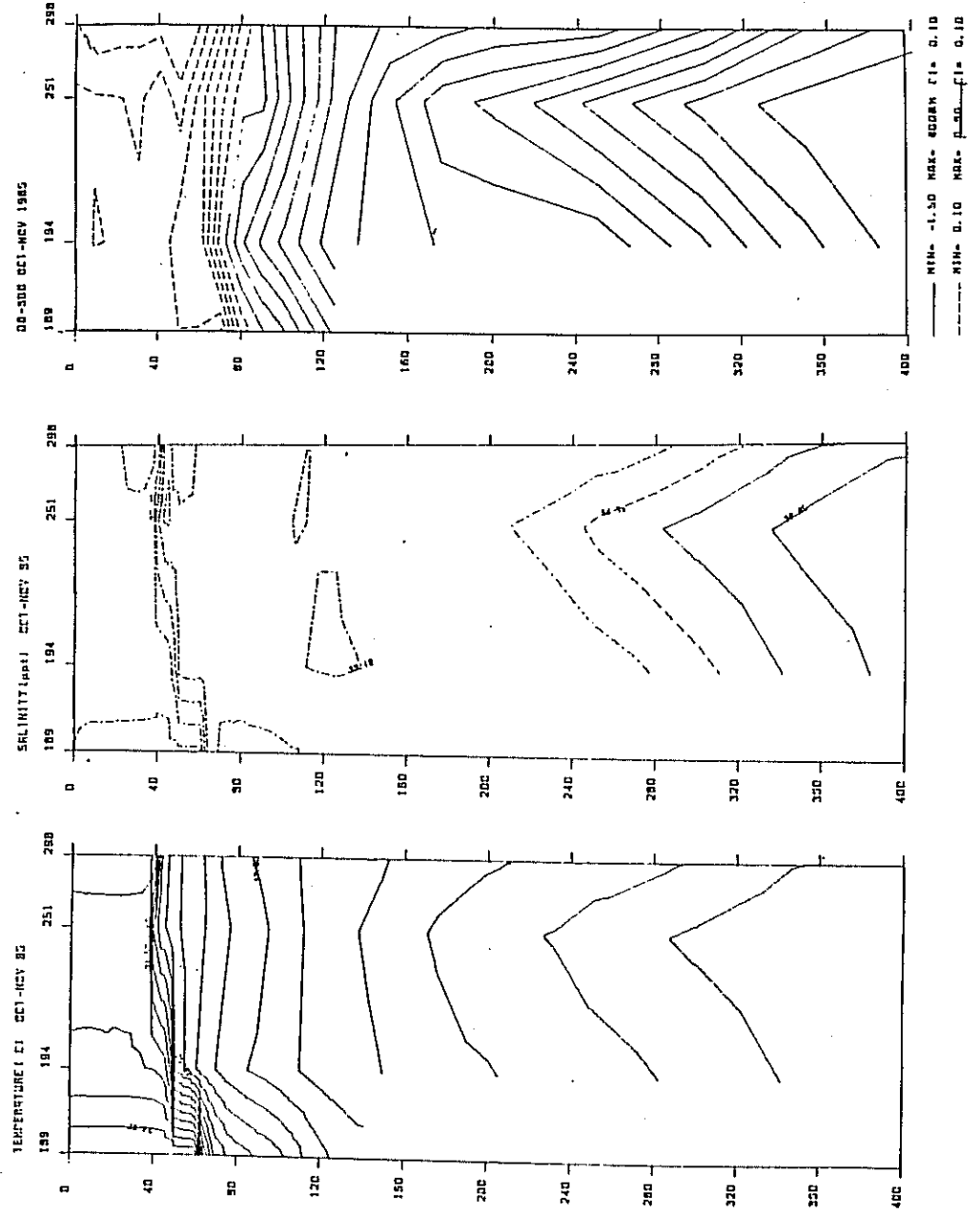


Şekil 5.3c 237-247 Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Ekim-Kasım 1985)

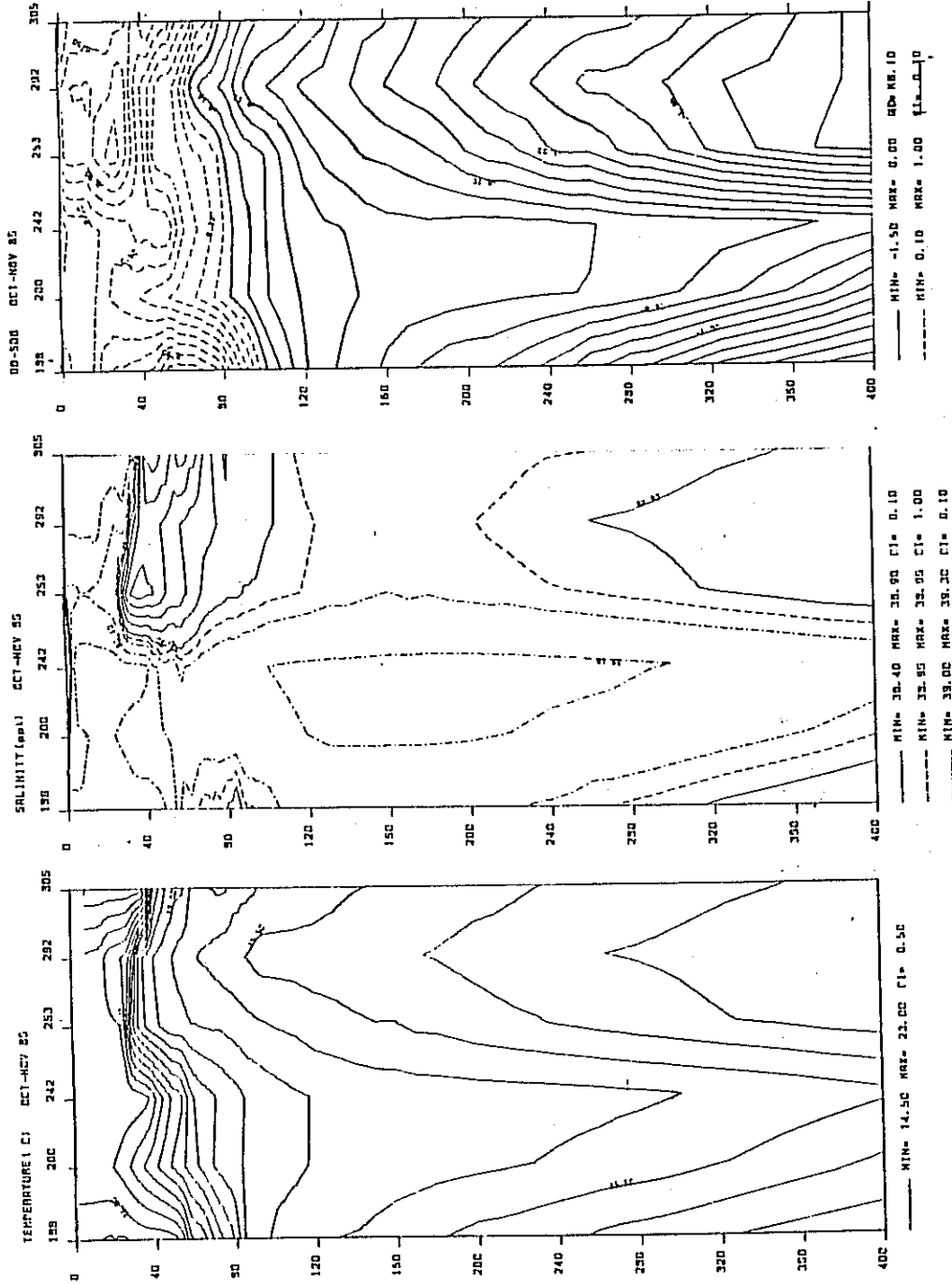




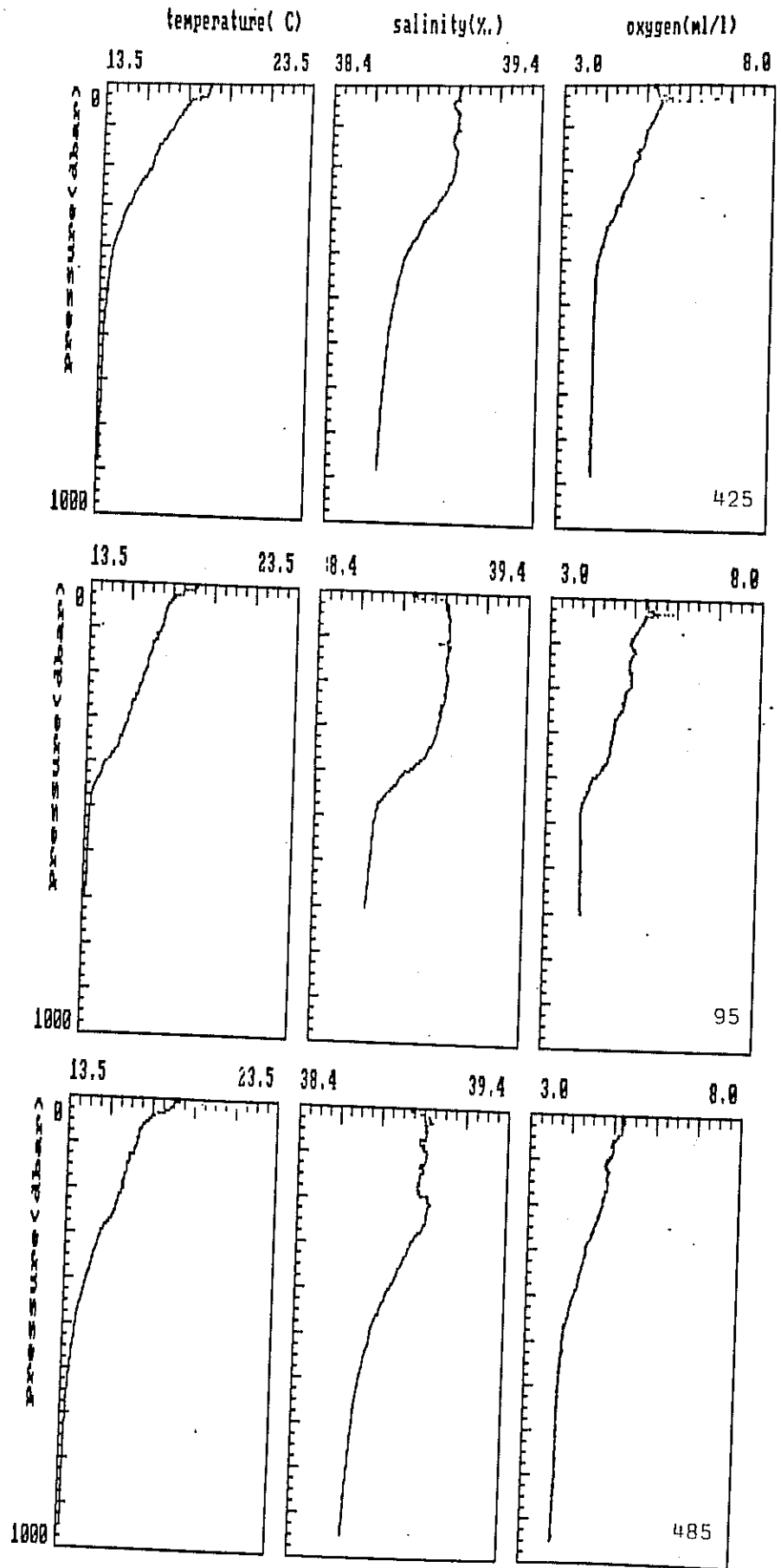
Şekil 5.5a-c 285-292 Nolu İstasyonlar arasındaki T, S,
DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)



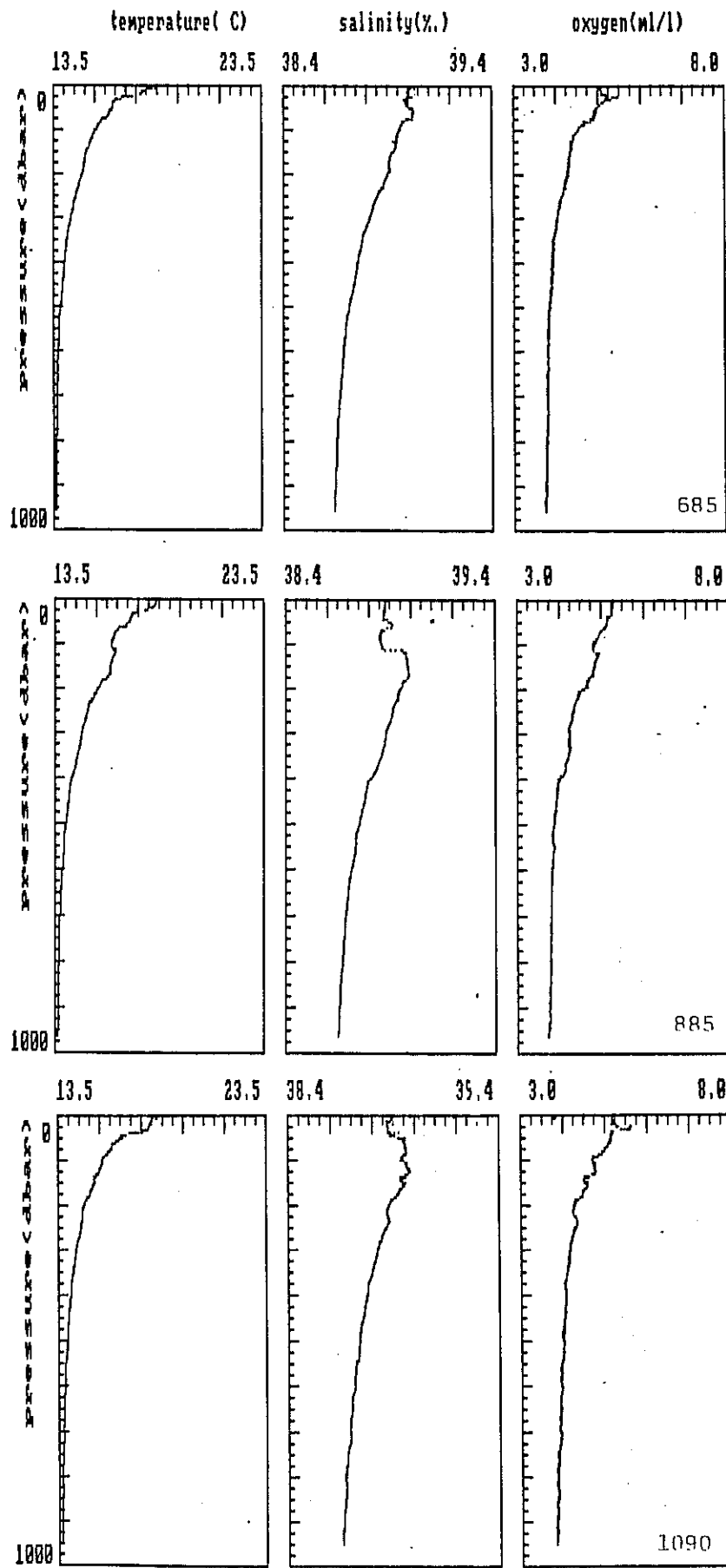
Şekil 5.6a-c 189-298 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)



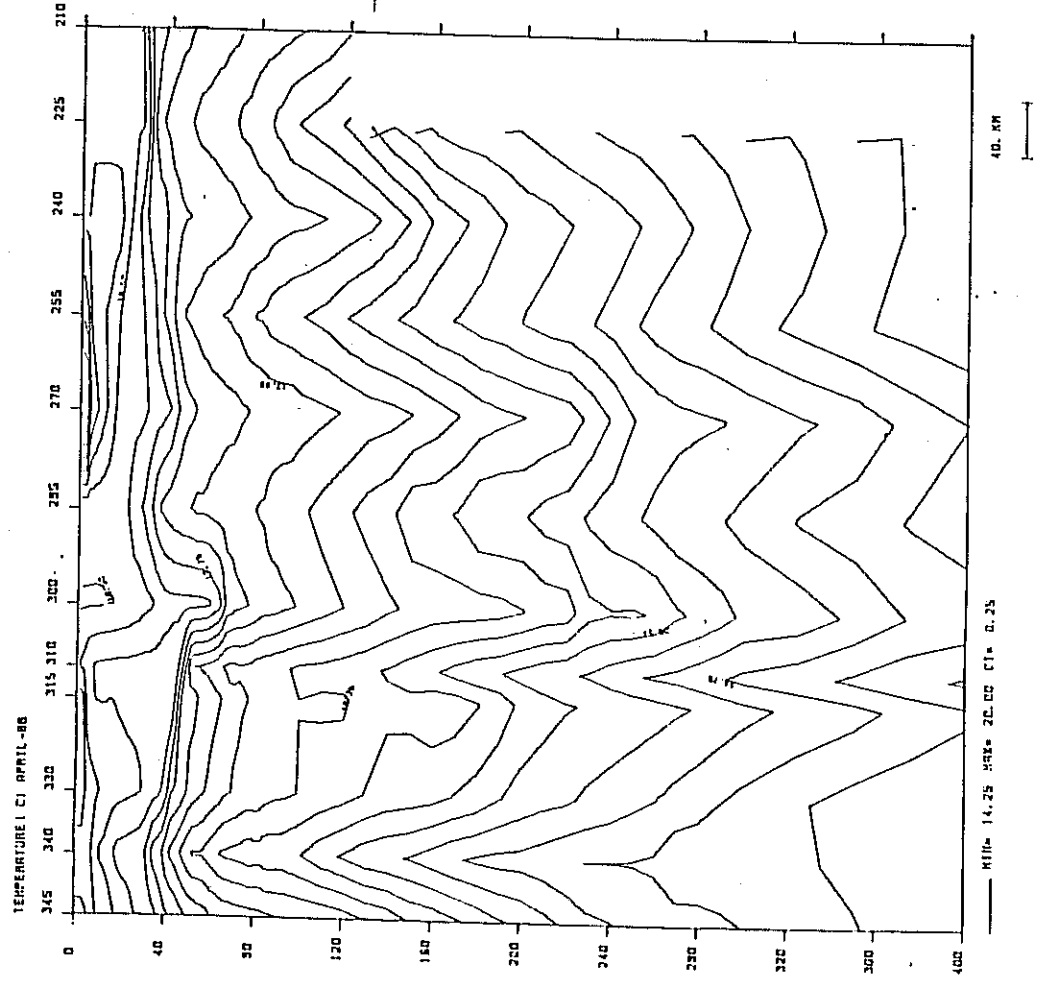
Şekil 5.7a-c 188-305 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Ekim-Kasım 1985)



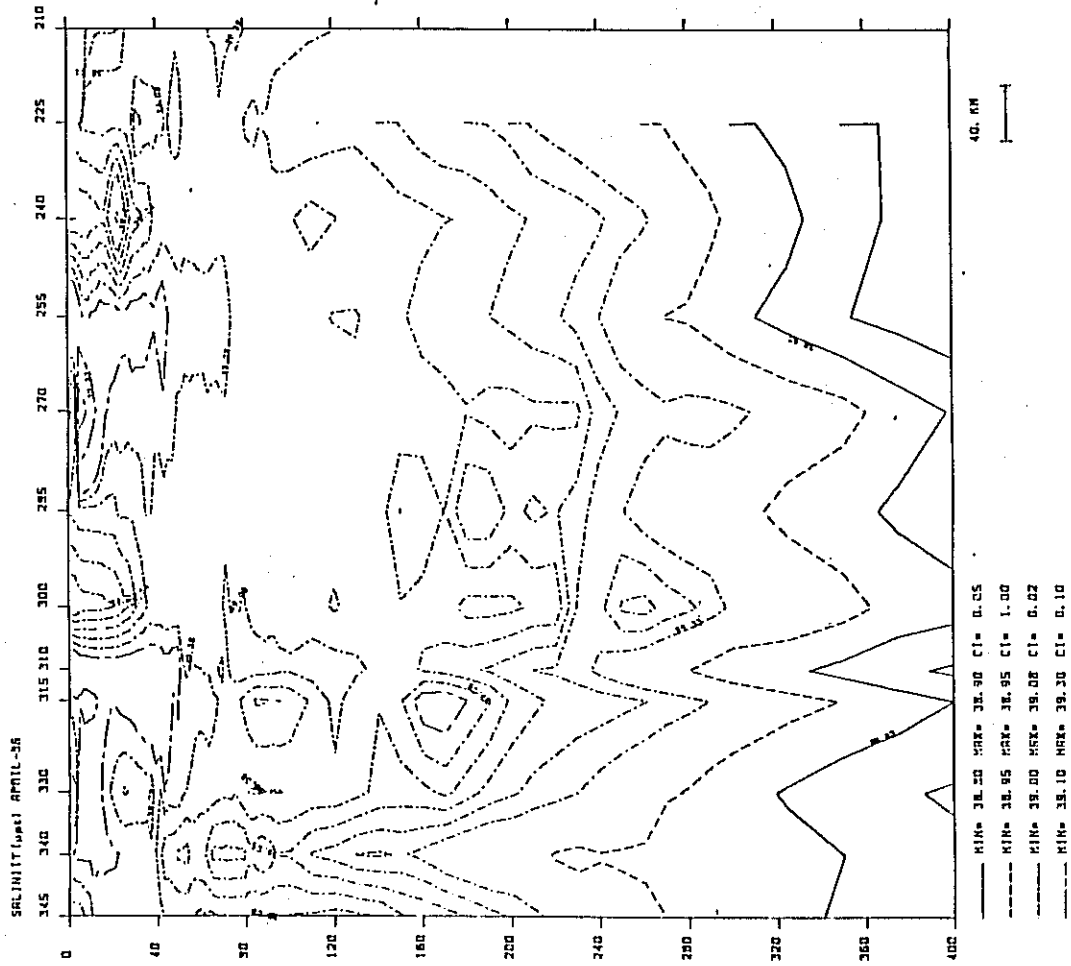
Şekil 5.8 Nisan 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller



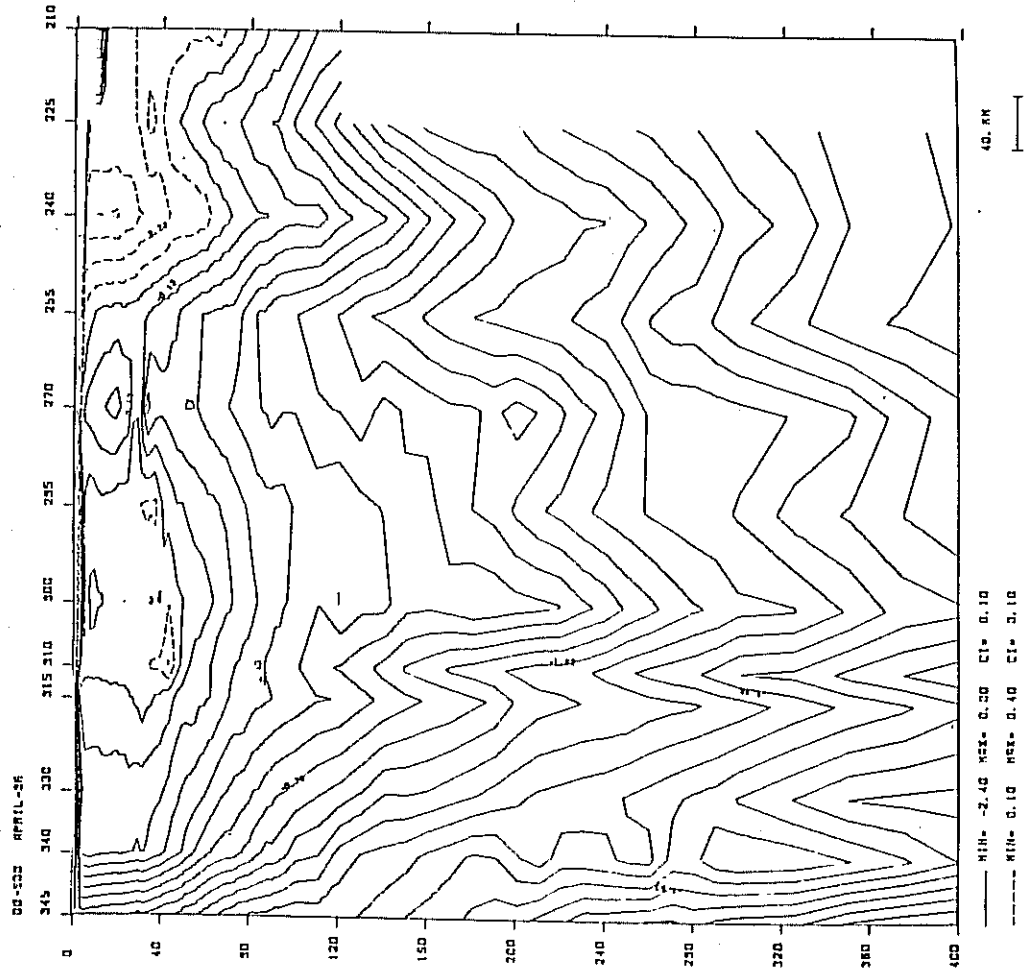
Şekil 5.8 (Devam)



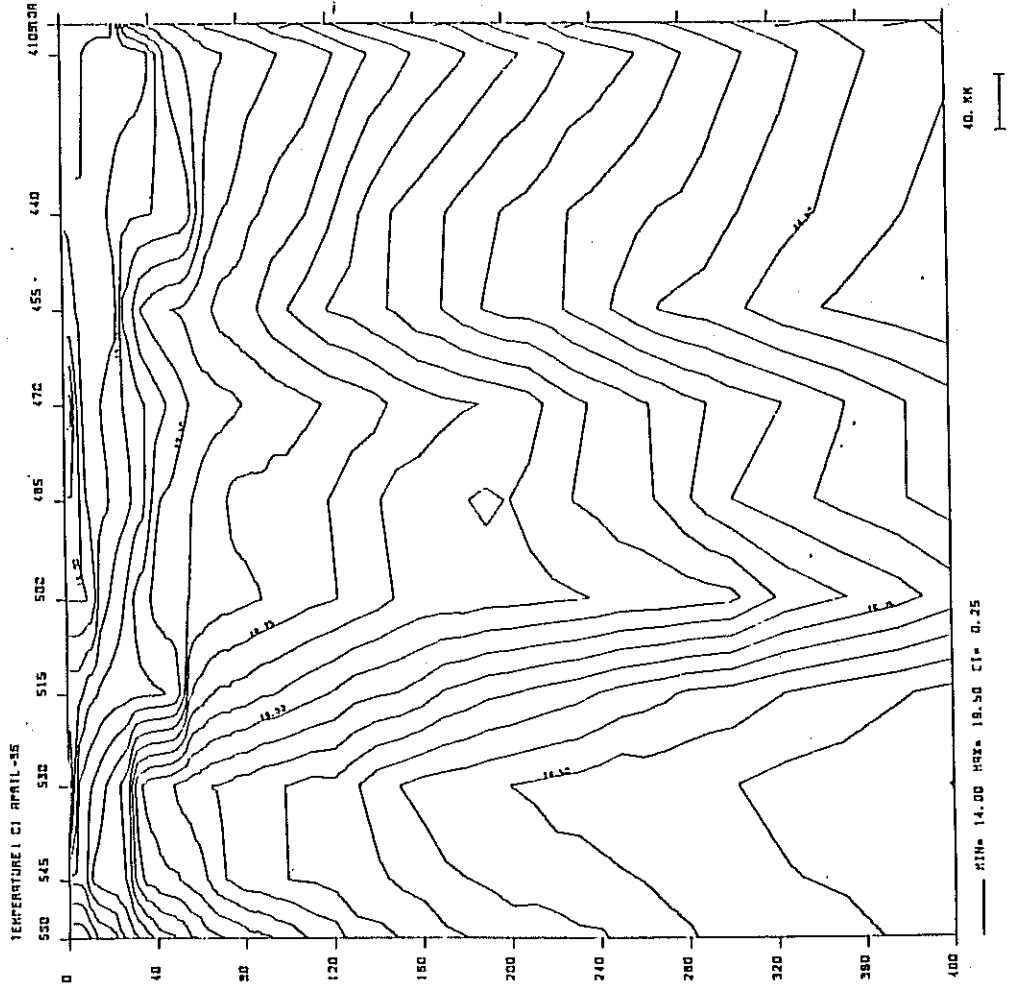
Şekil 5.9a 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki T (°C) kesiti (Nisan 1986)

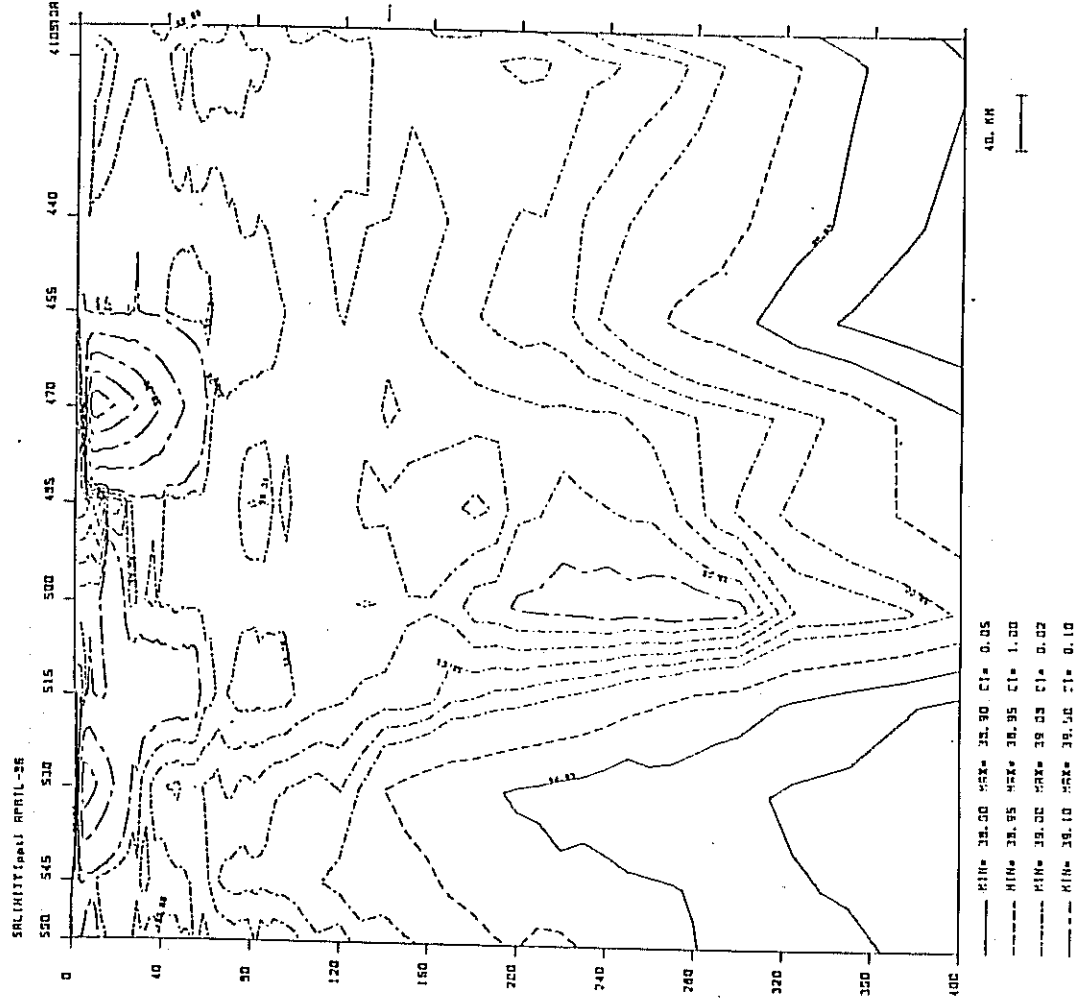


Şekil 5.9b 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki S (‰) kesiti (Nisan 1986)

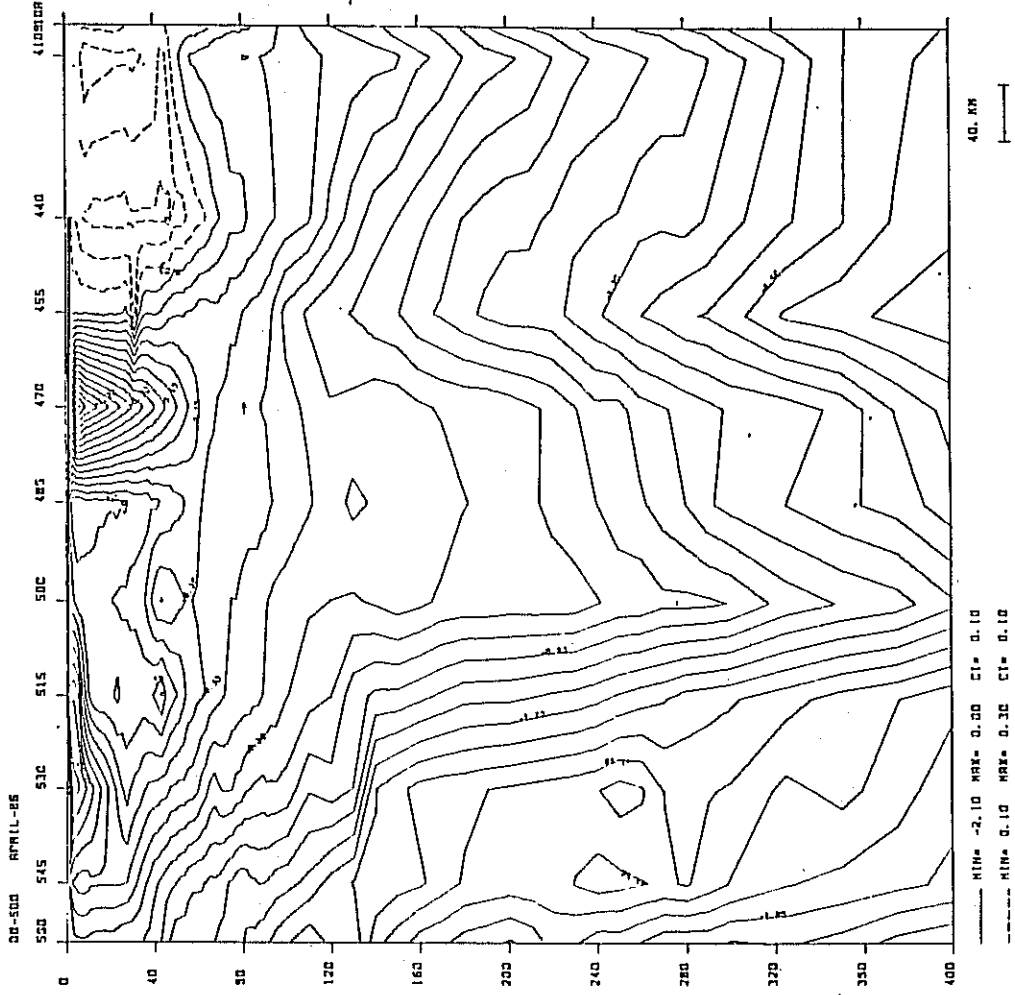


Şekil 5.9c 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Nisan 1986)

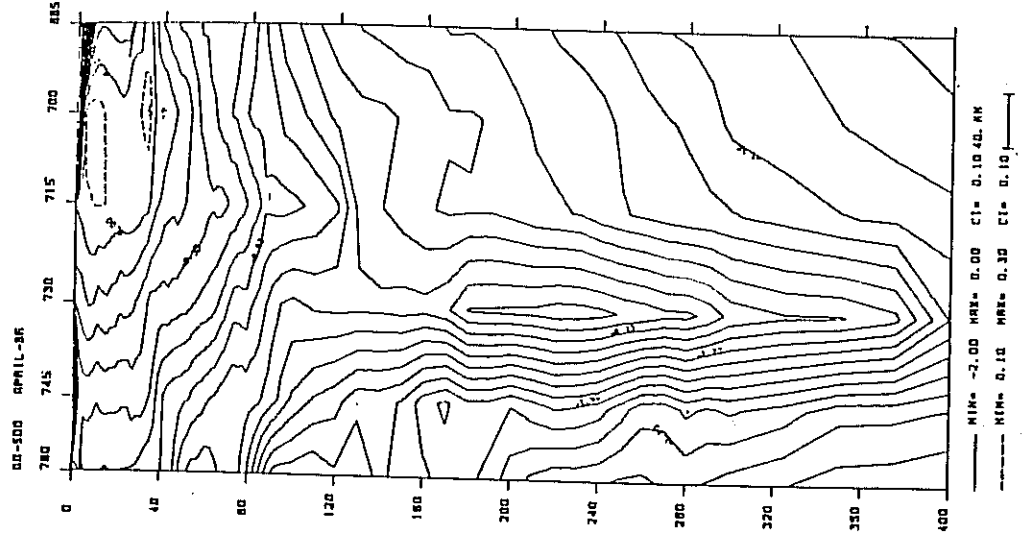
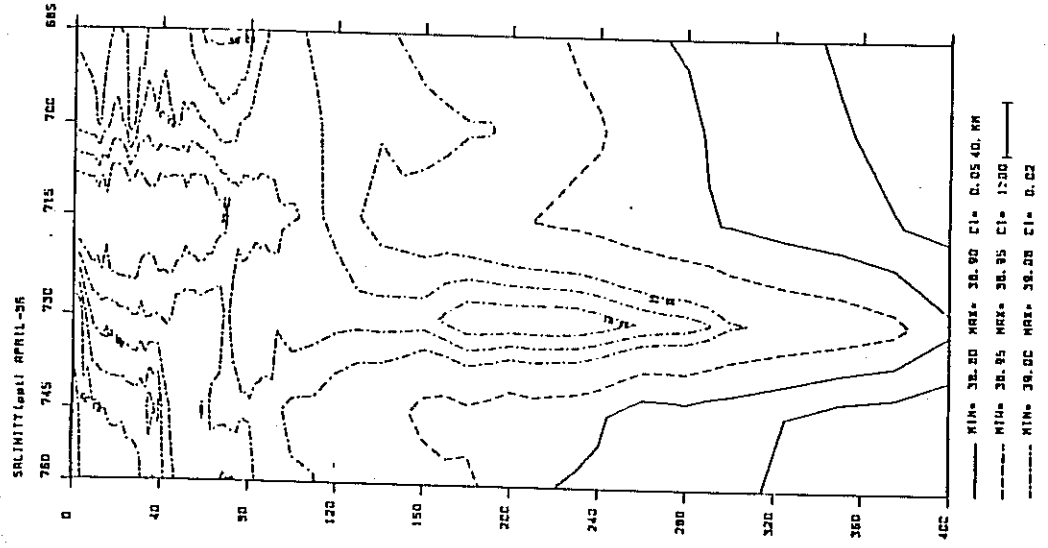
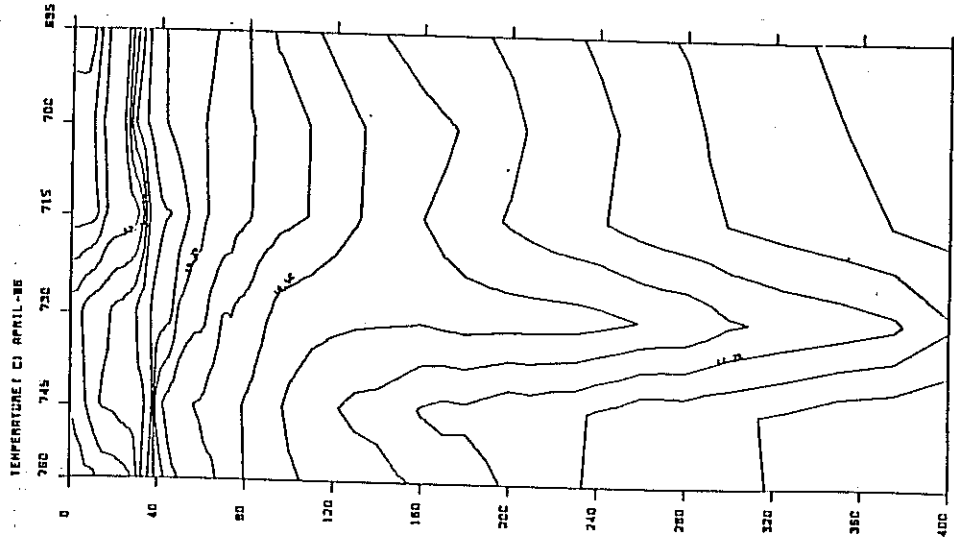




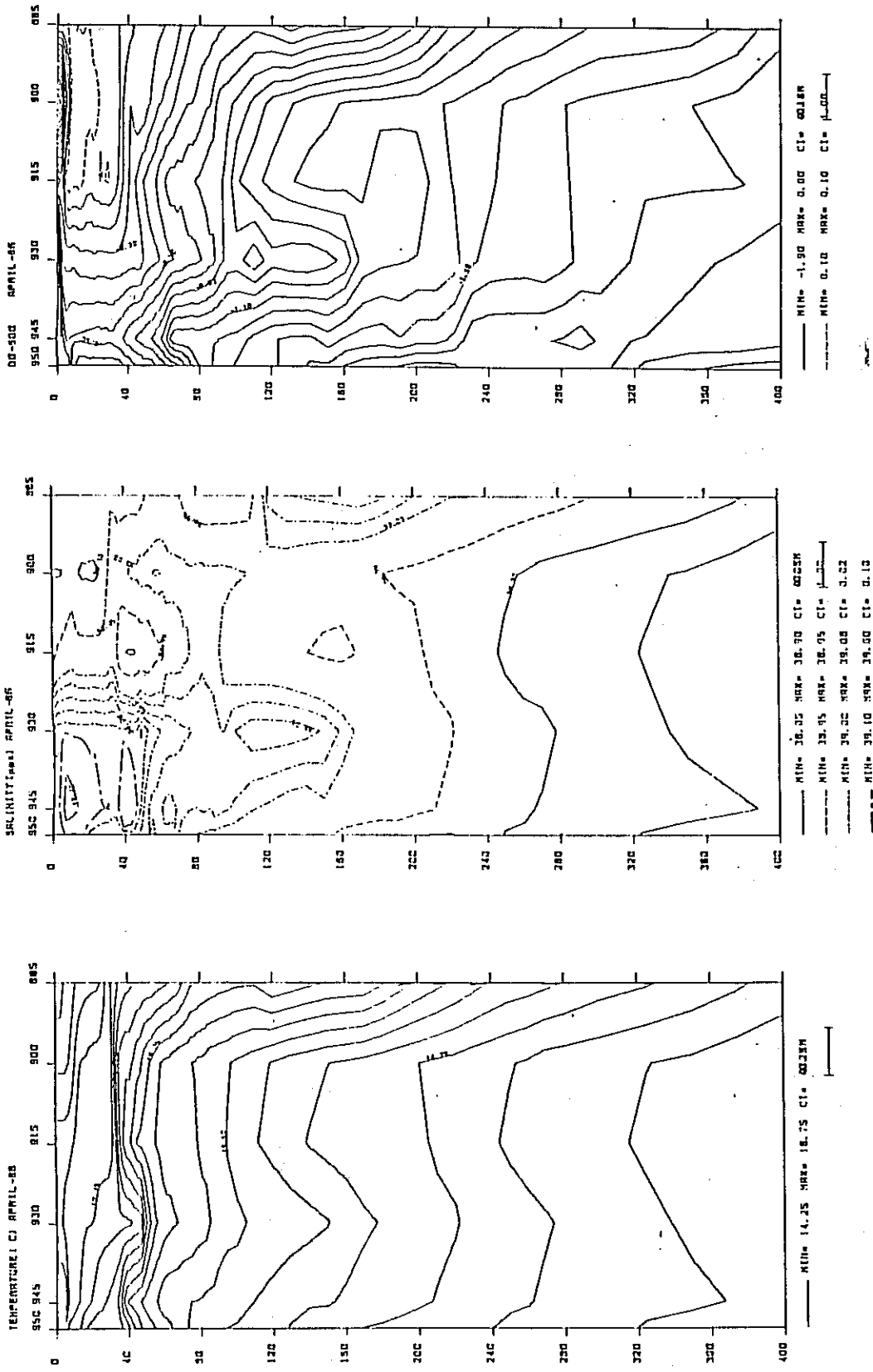
Şekil 5.10b 550-410A Nolu İstasyonlar arasındaki S (Z) kesiti (Nisan 1986)



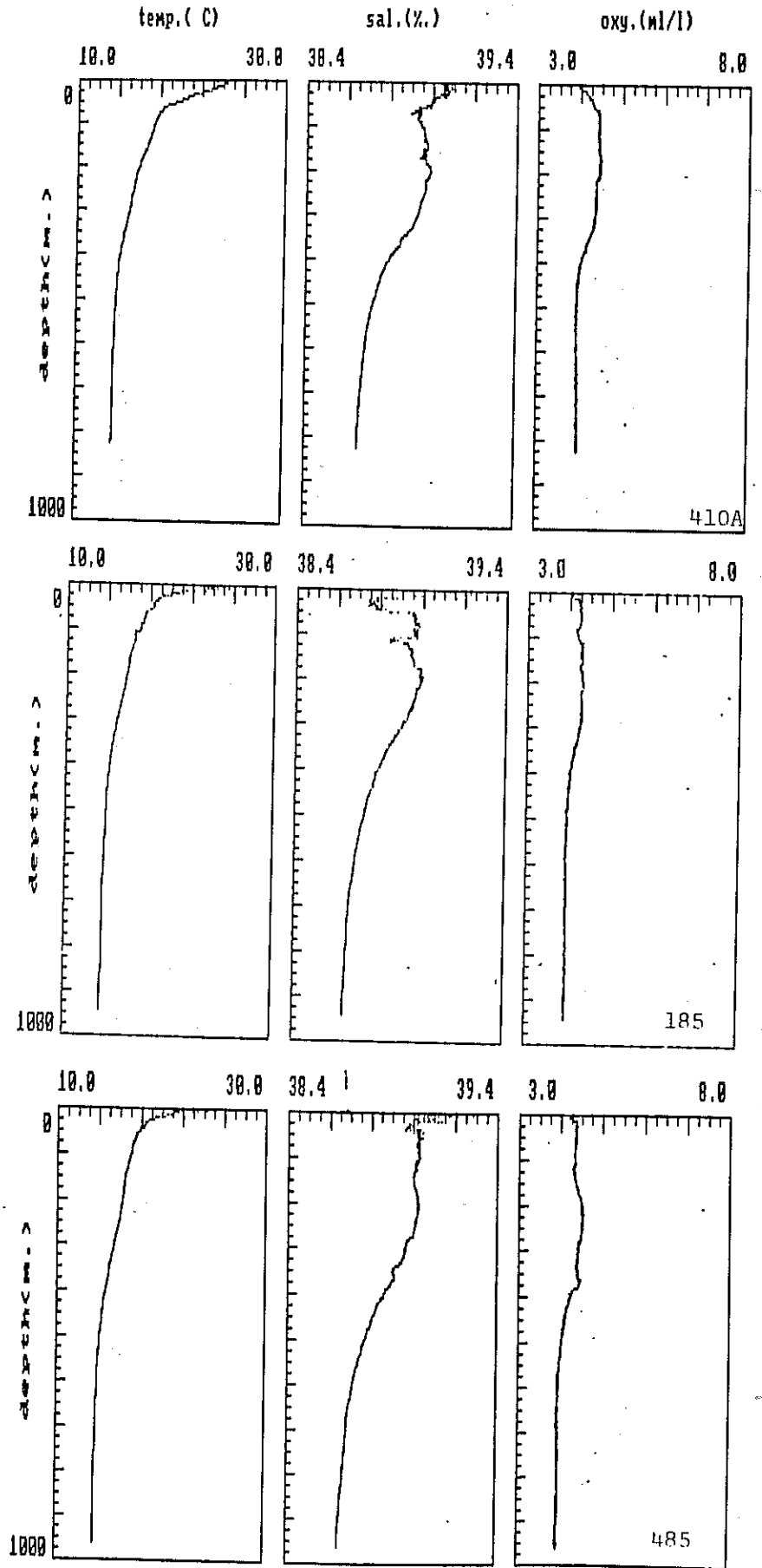
Şekil 5.10c 550-410A Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO (ml/l) kesiti (Nisan 1986)



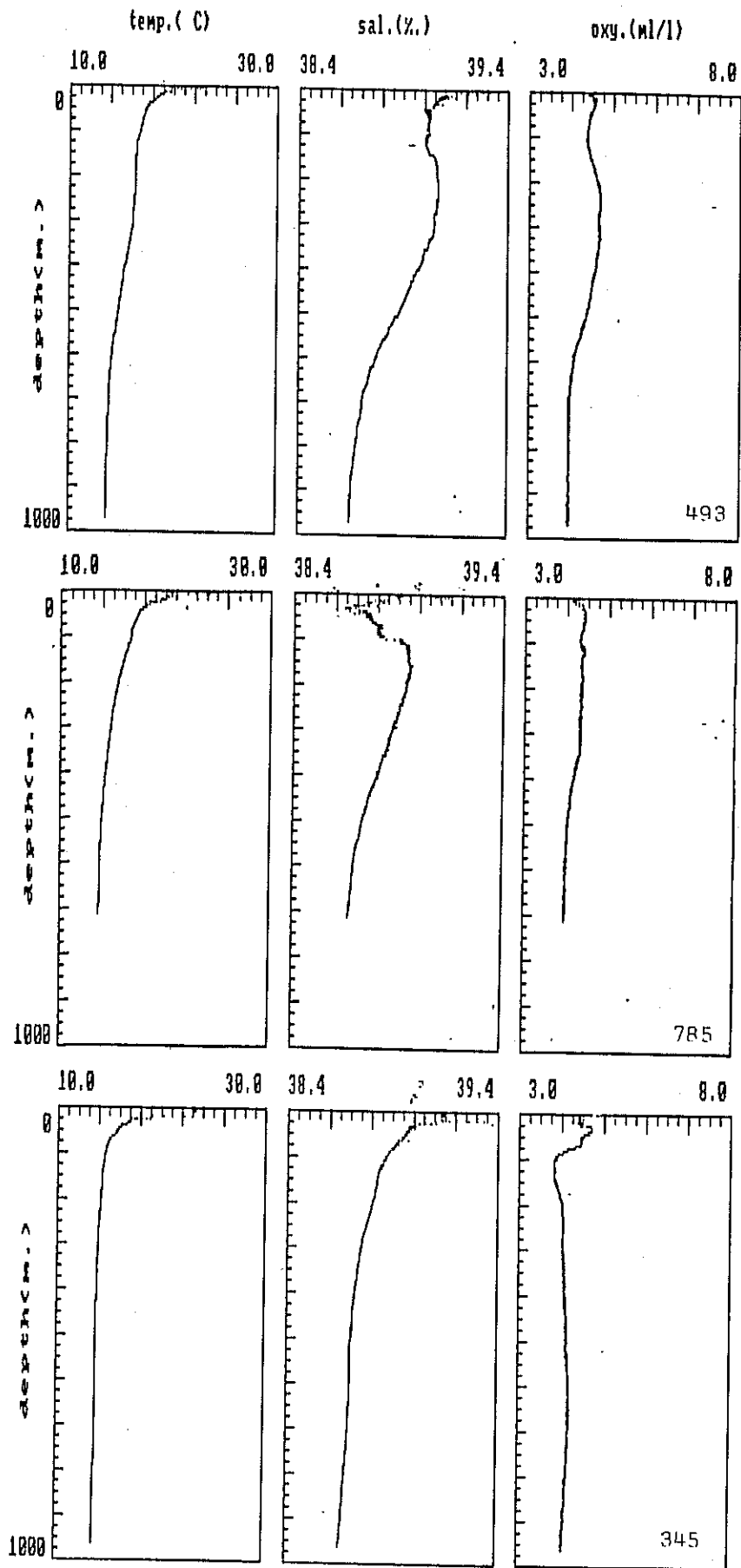
Şekil 5.11a-c 760-685 Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)



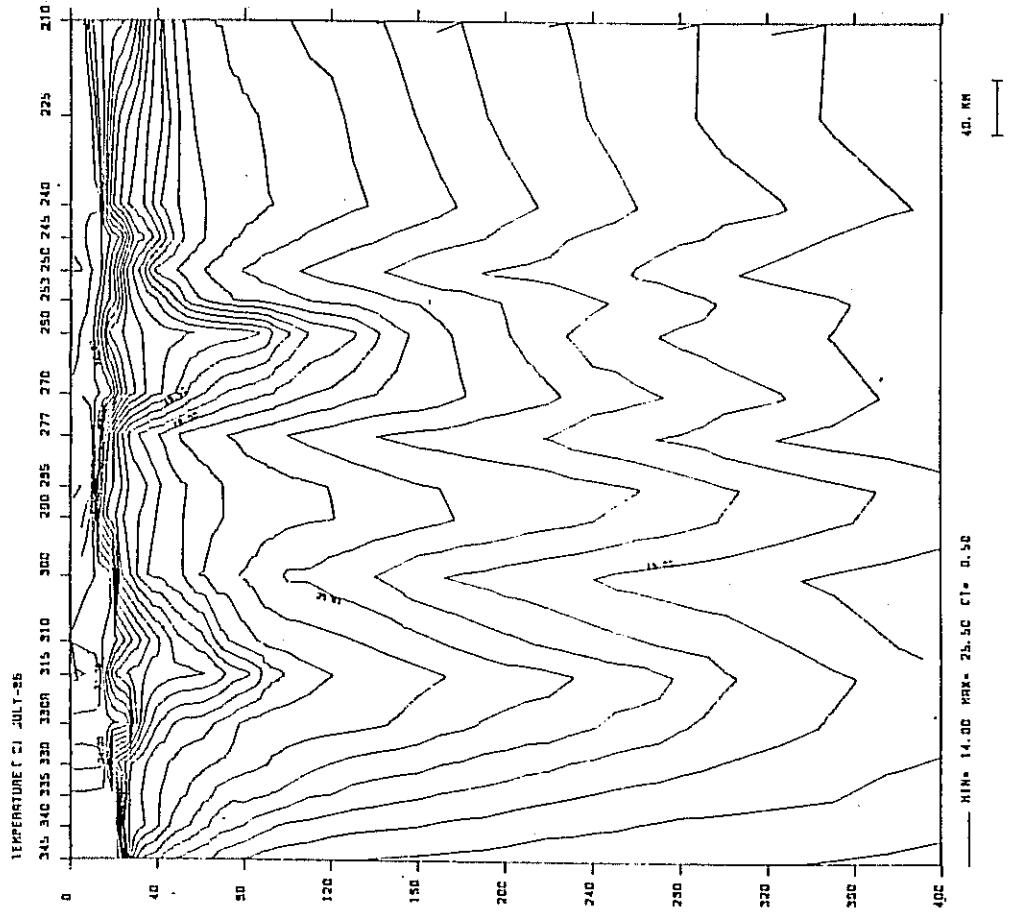
Şekil 5.12a-c 950-885 Nolu istasyonlar arasındaki T, S,
DO-SDO kesitleri (Nisan 1986)



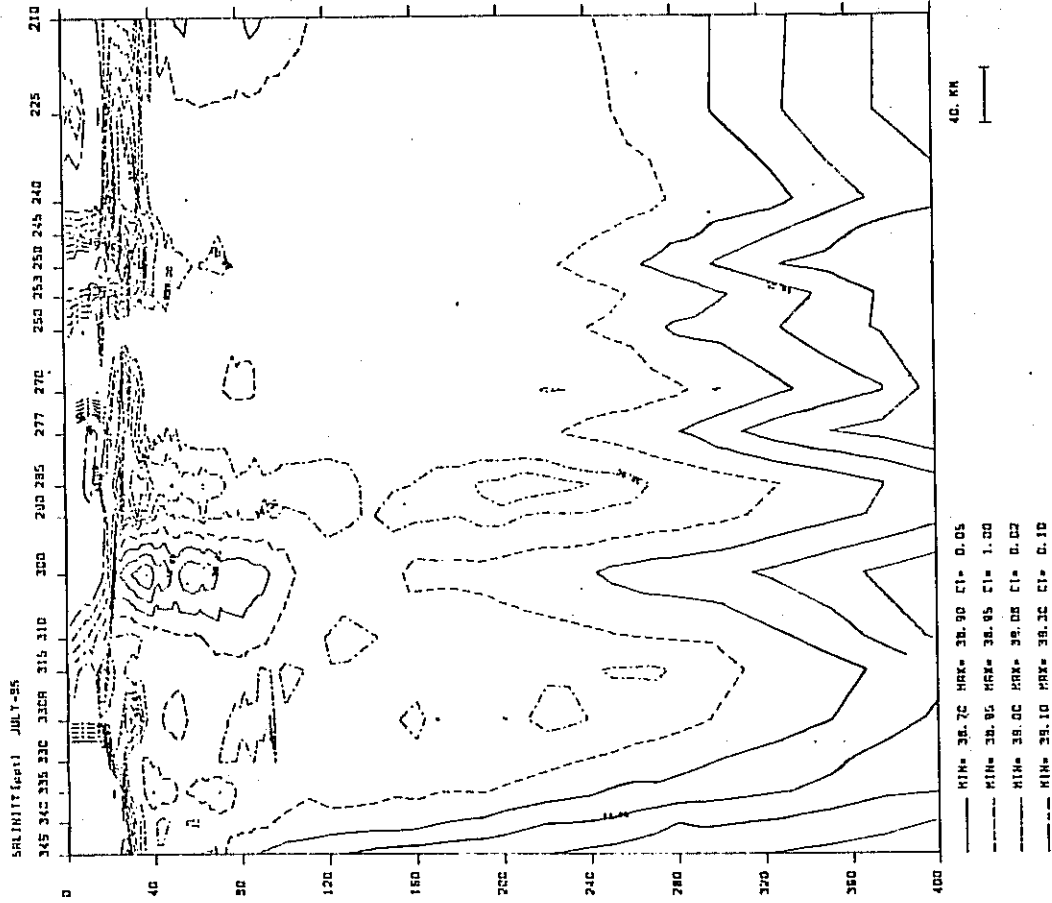
Şekil 5.13 Haziran-Temmuz 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller



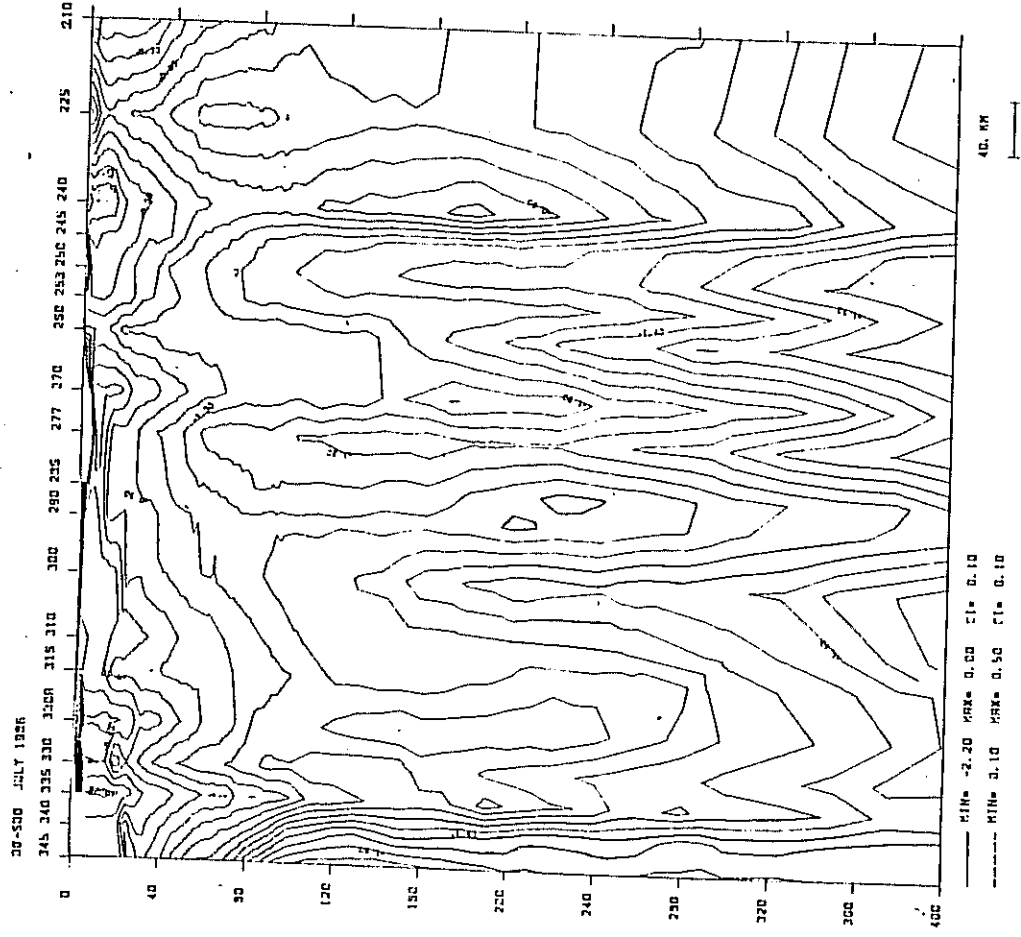
Şekil 5.13 (Devam)



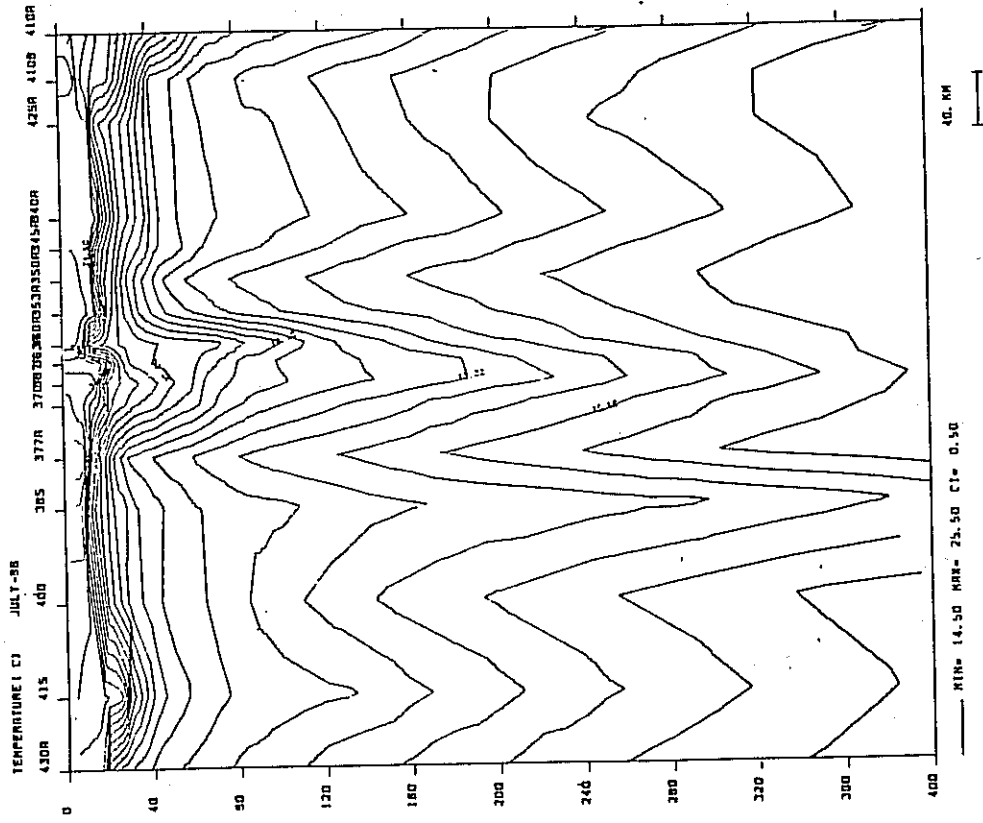
Şekil 5.14a 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki T (°C) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



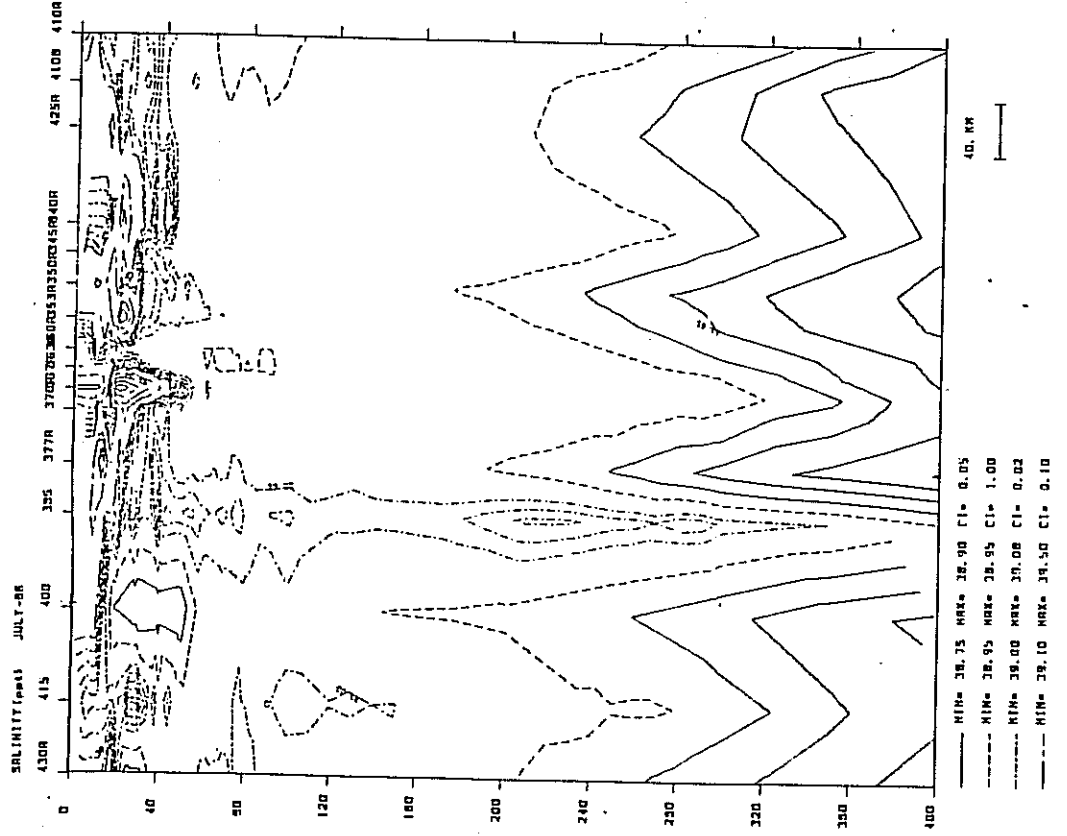
Şekil 5.14b 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki S (Z) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



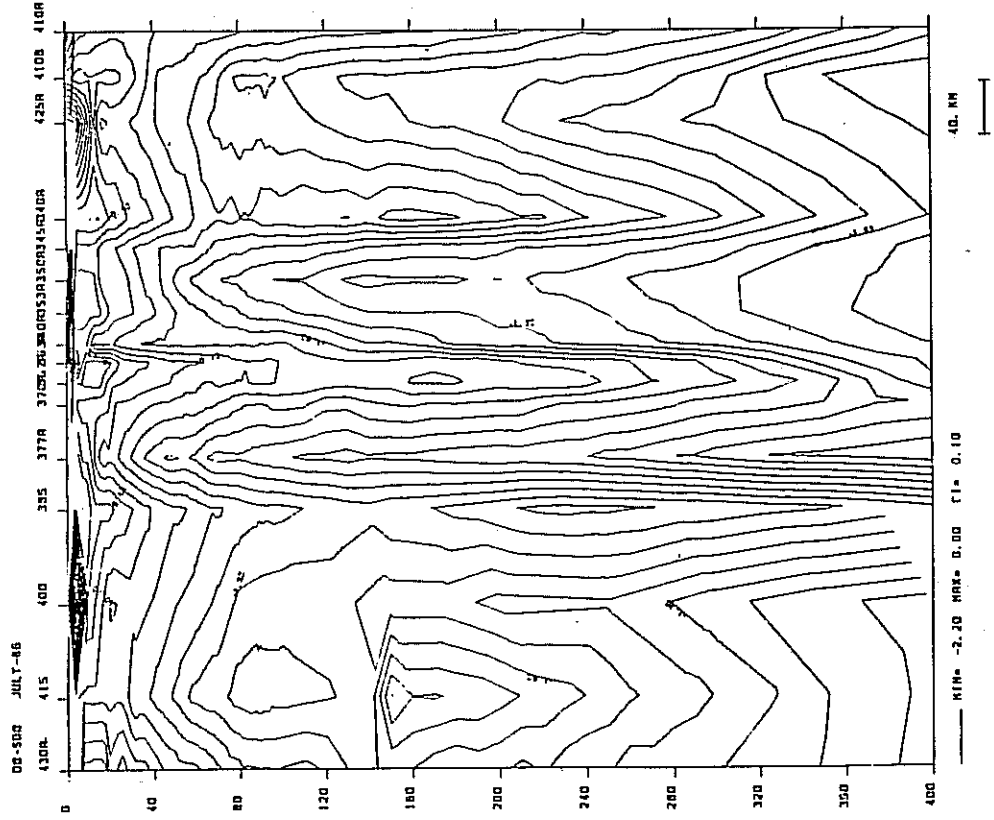
Şekil 5.14c 345-210 Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



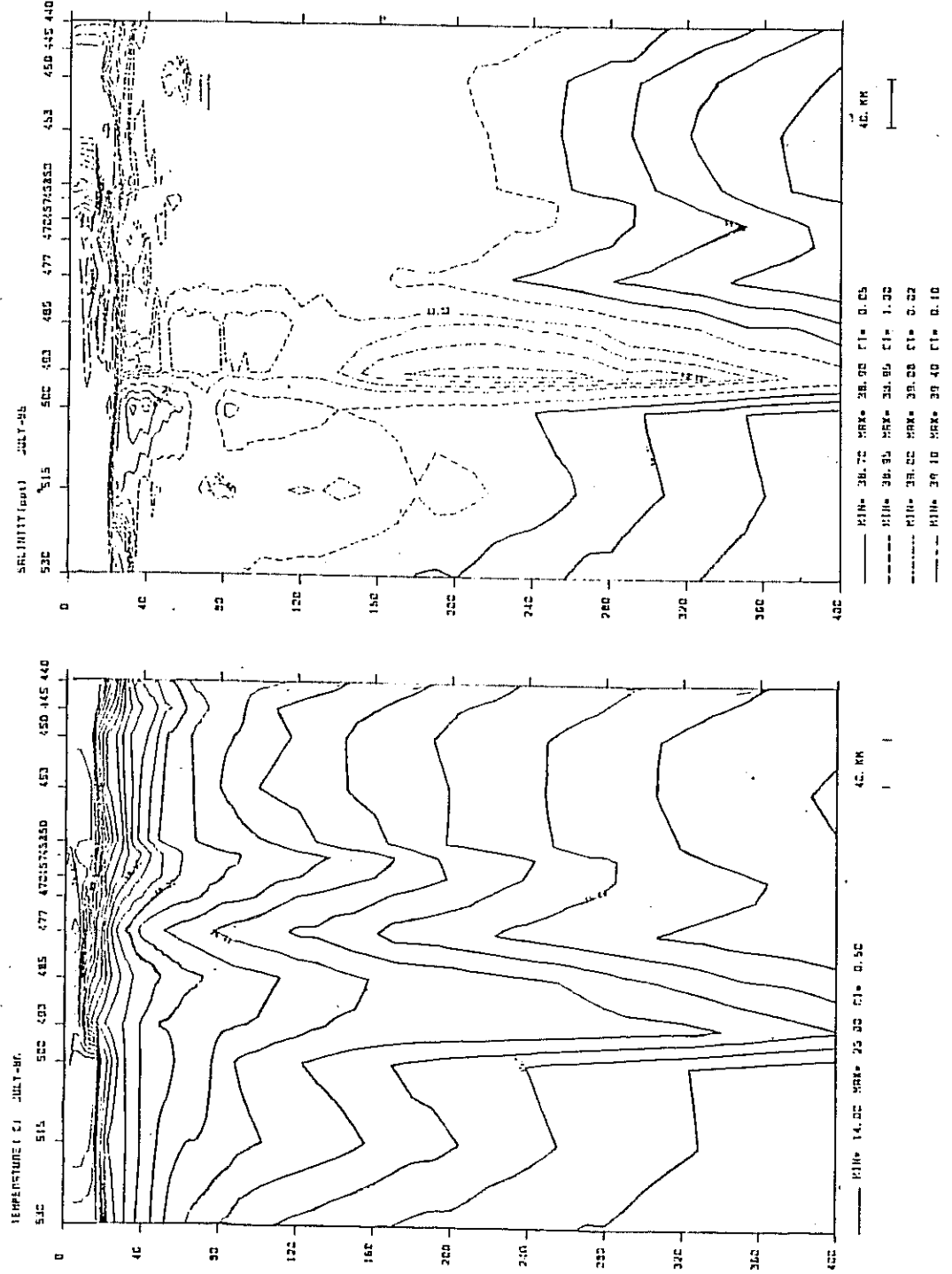
Şekil 5.15a 430-410A Nolu istasyonlar arasındaki T (°C) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



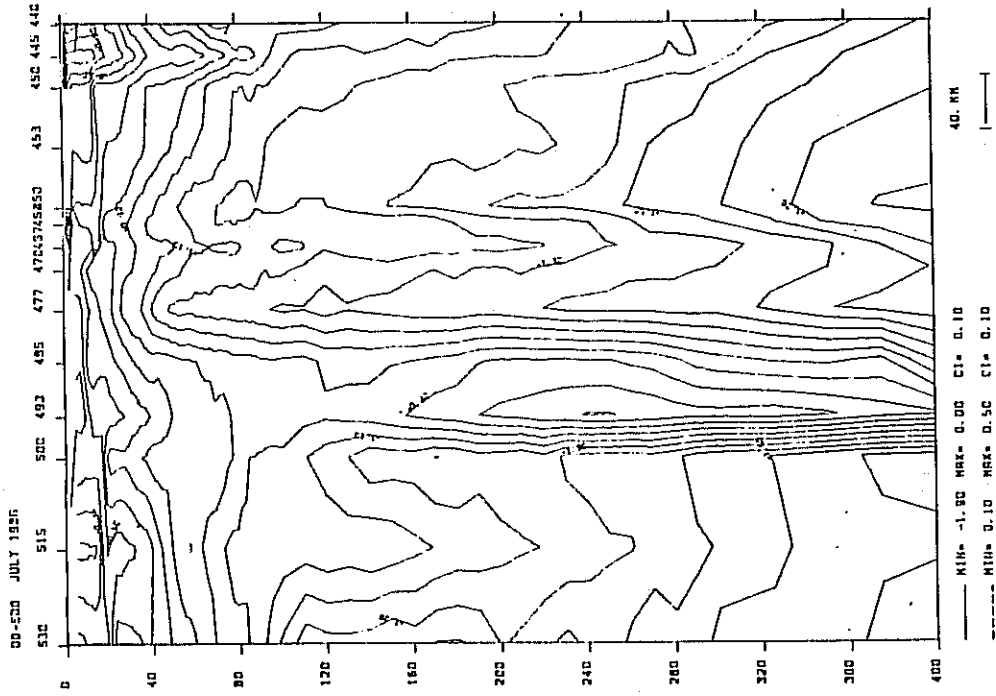
Şekil 5.15b 430-410A Nolu İstasyonlar arasındaki S (‰) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



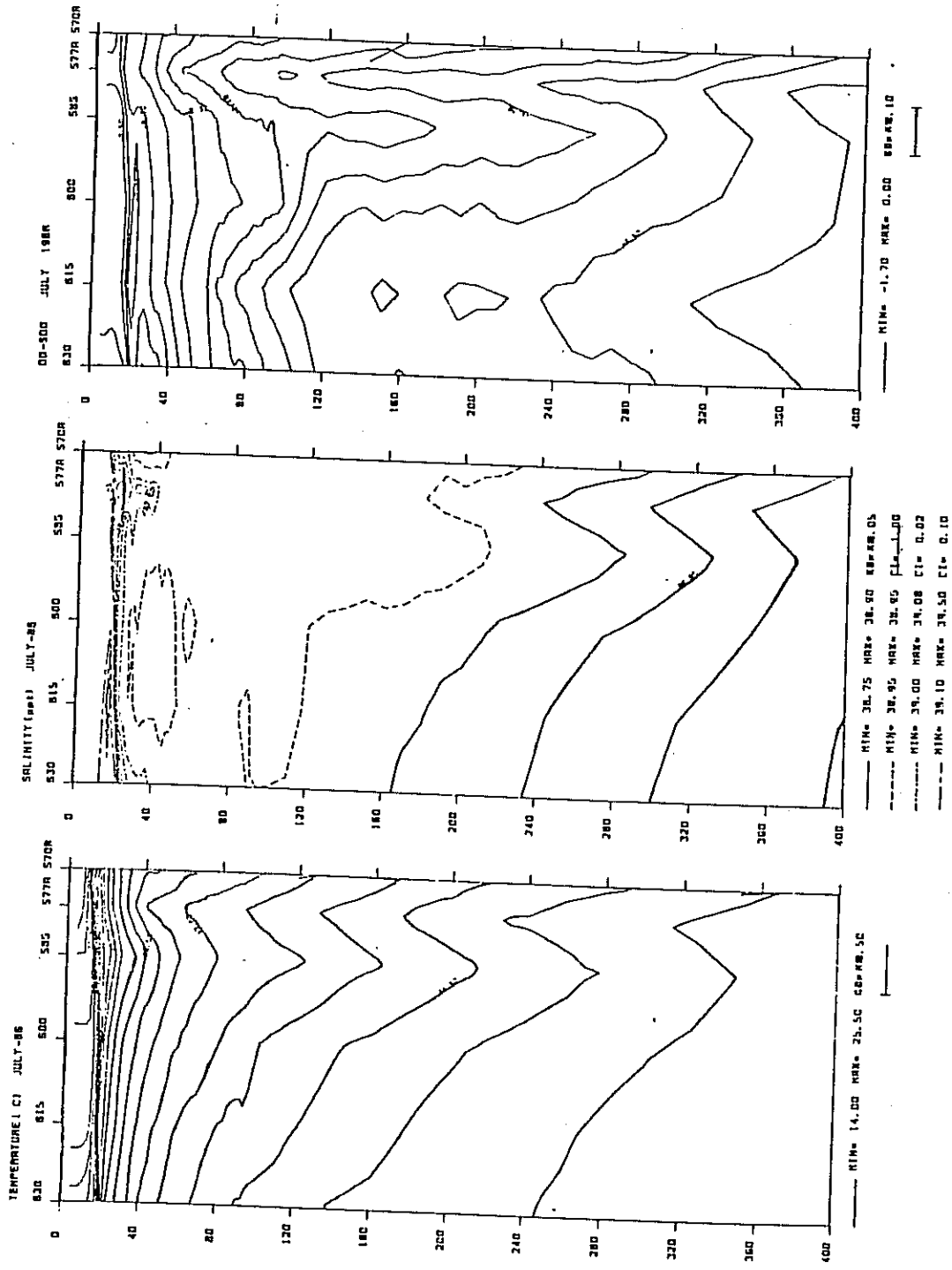
Şekil 5.15c 430-410A Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



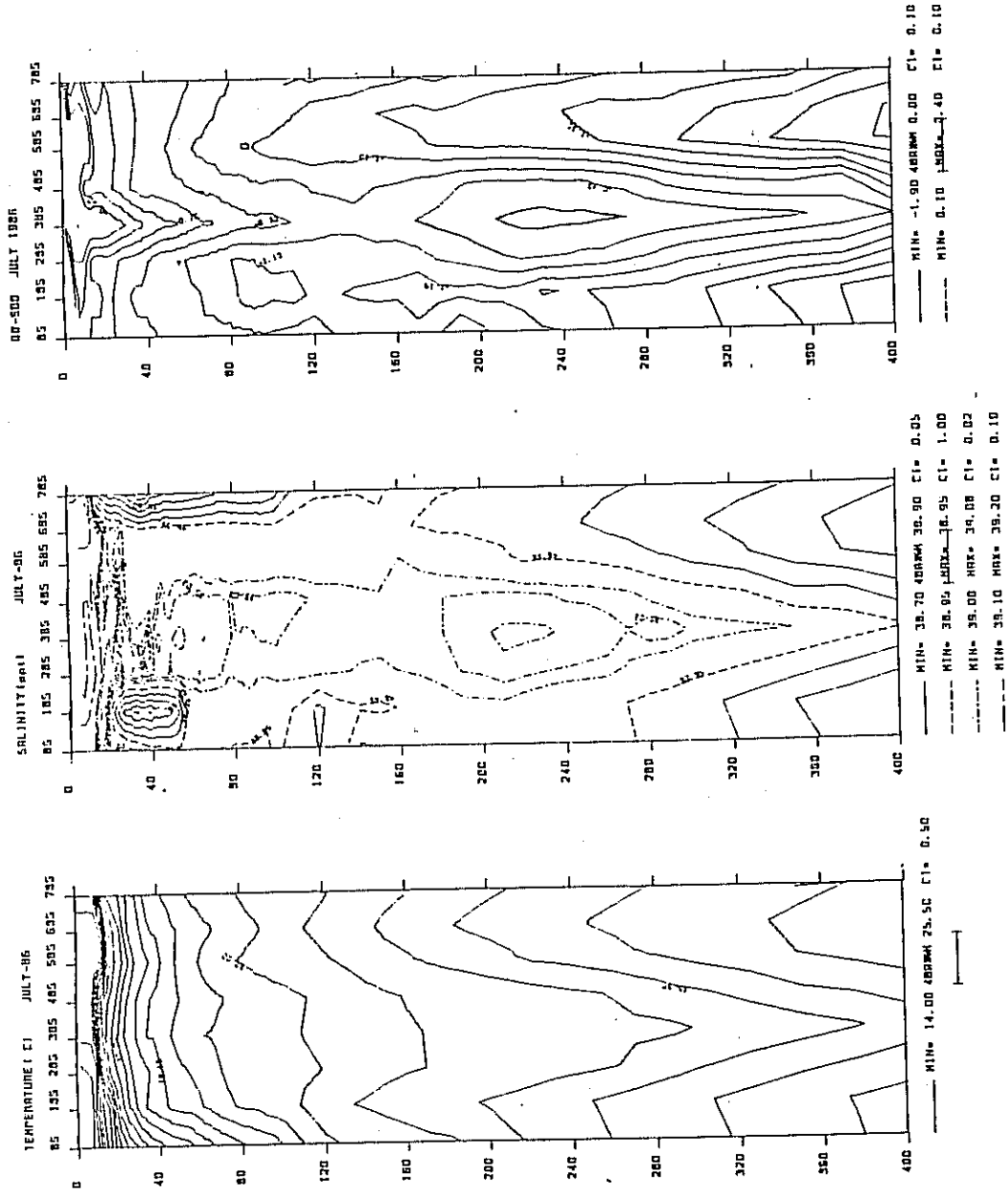
Şekil 5.16a,b 530-440 Nolu istasyonlar arasındaki T (°C) S (‰) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



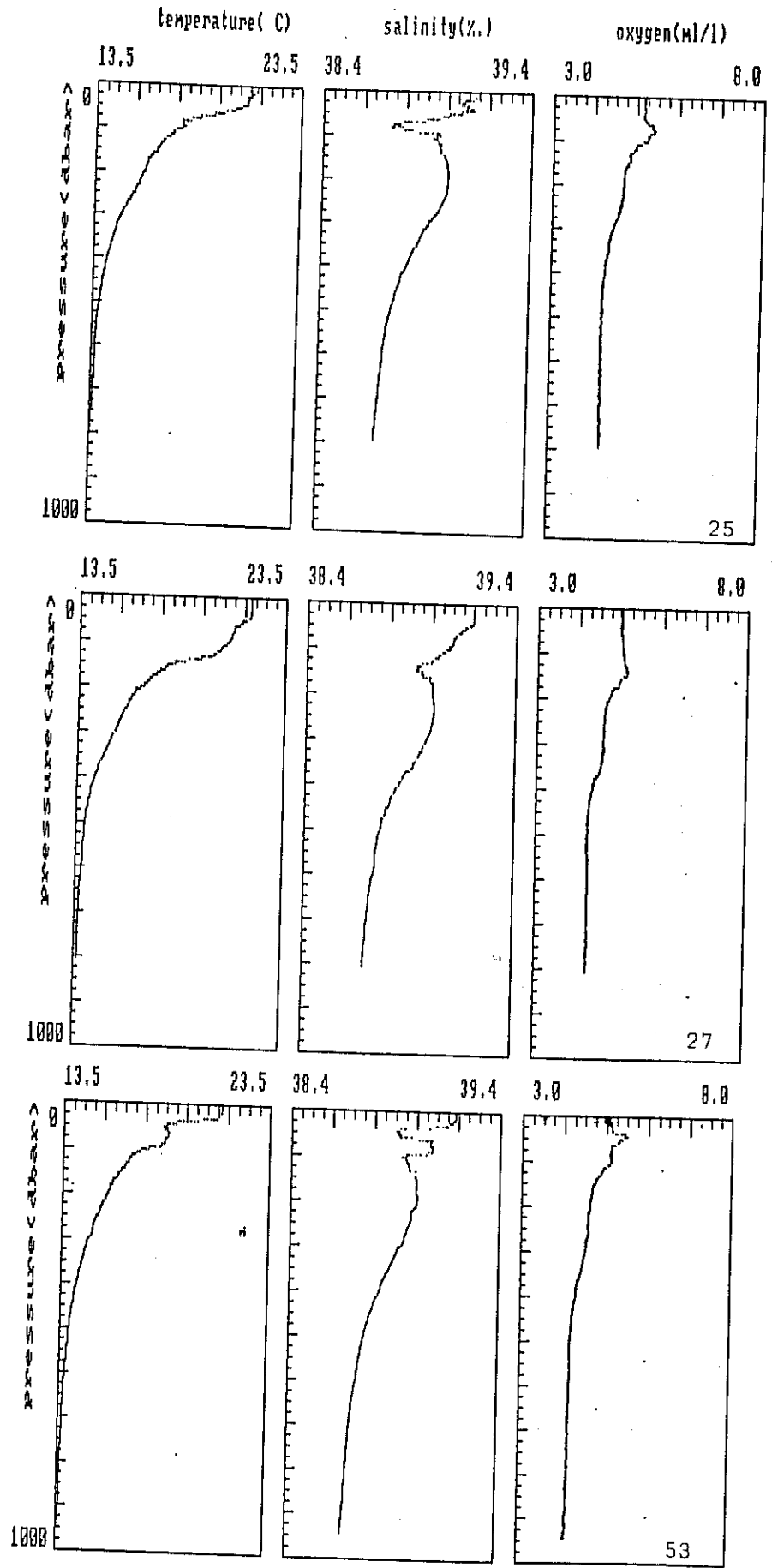
Şekil 5.16c 530-440 Nolu İstasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Haziran-Temmuz 1986)



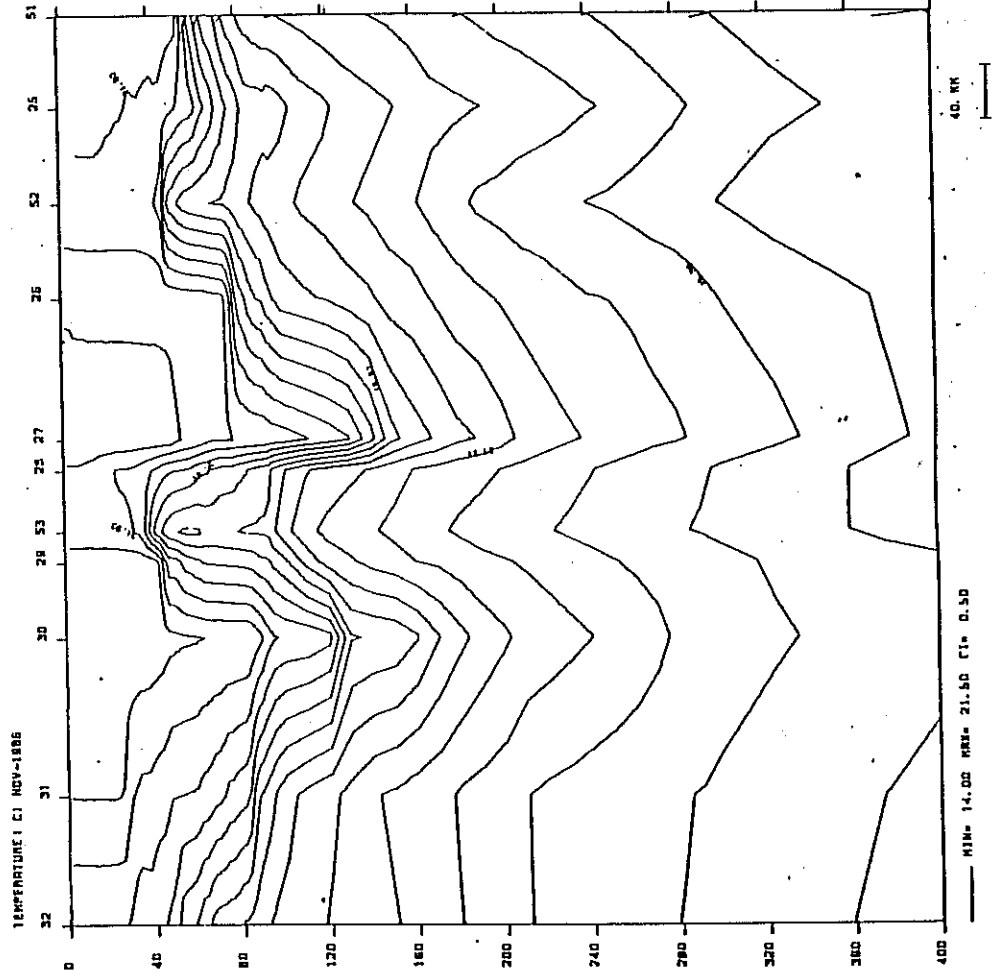
Şekil 5.17a-c 630-570A Nolu istasyonlar arasındaki T, S, DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)



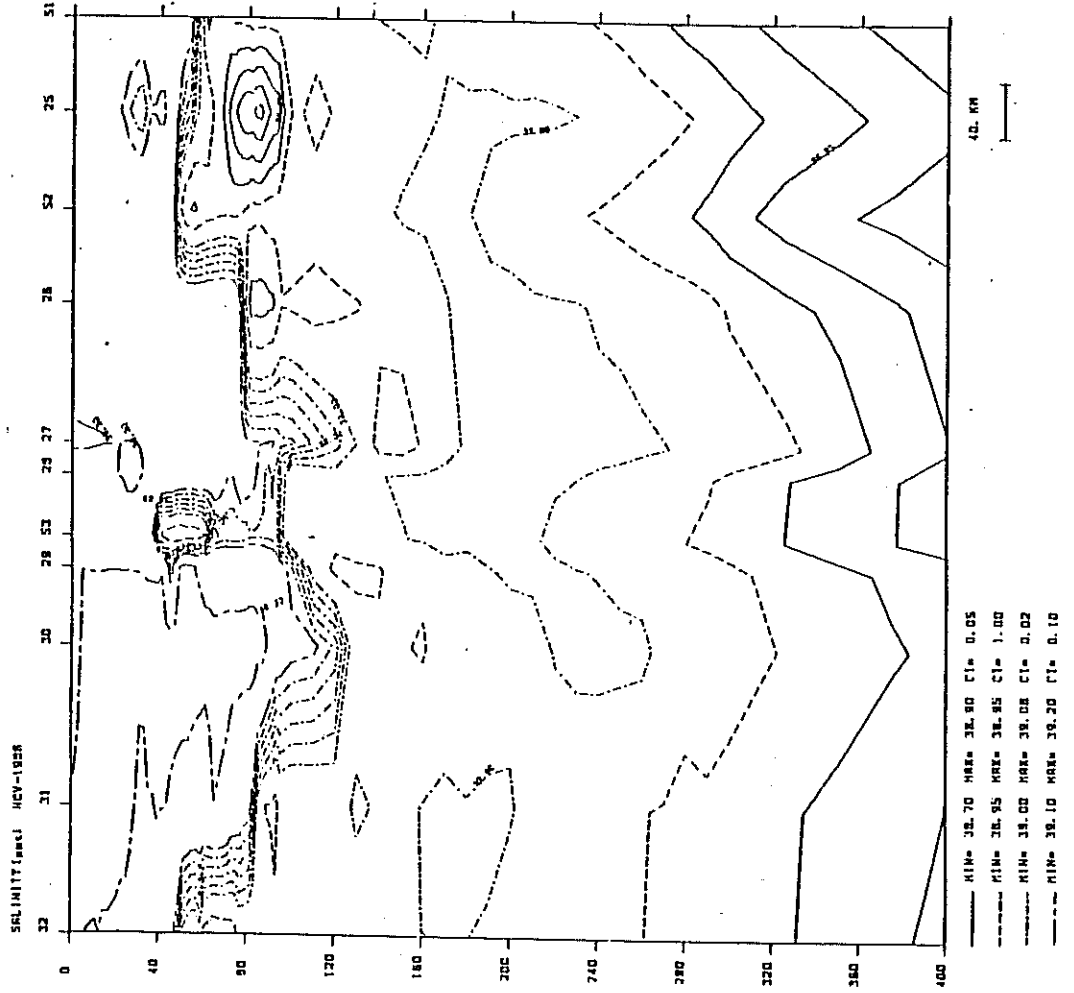
Şekil 5.18a-c 85-785 Nolu istasyonlar arasındaki T, S,
DO-SDO kesitleri (Haziran-Temmuz 1986)



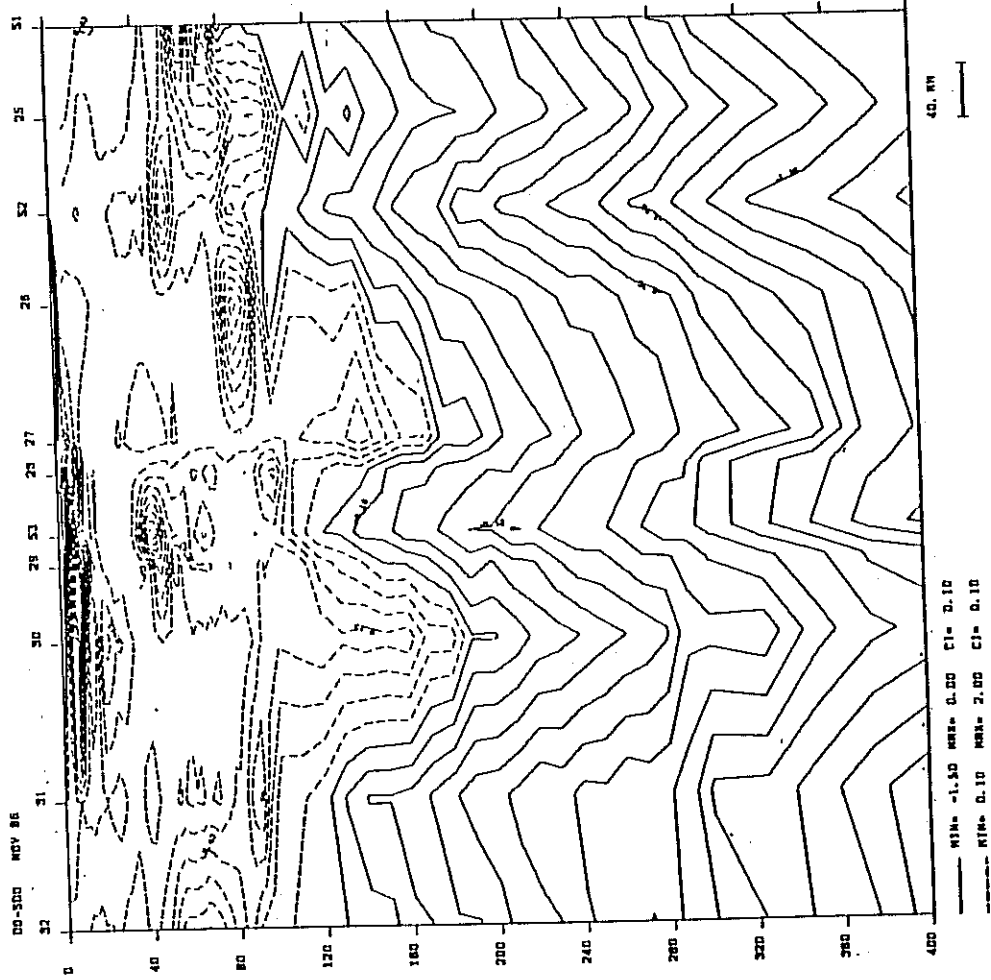
Şekil 5.19 Kasım 1986 seferinde seçilmiş istasyonlardaki hidrografik profiller



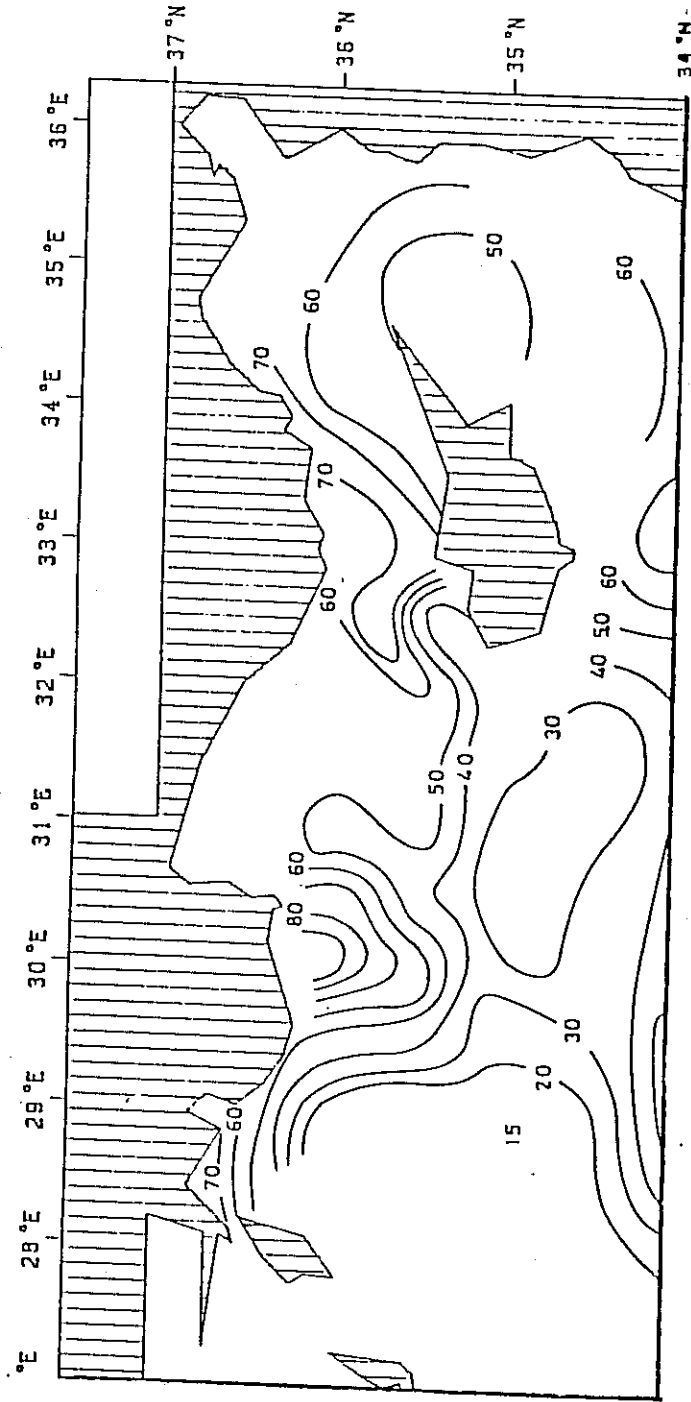
Şekil 5.20a 32-51 Nolu istasyonlar arasındaki T (°C)
kesiti (Kasım 1986)



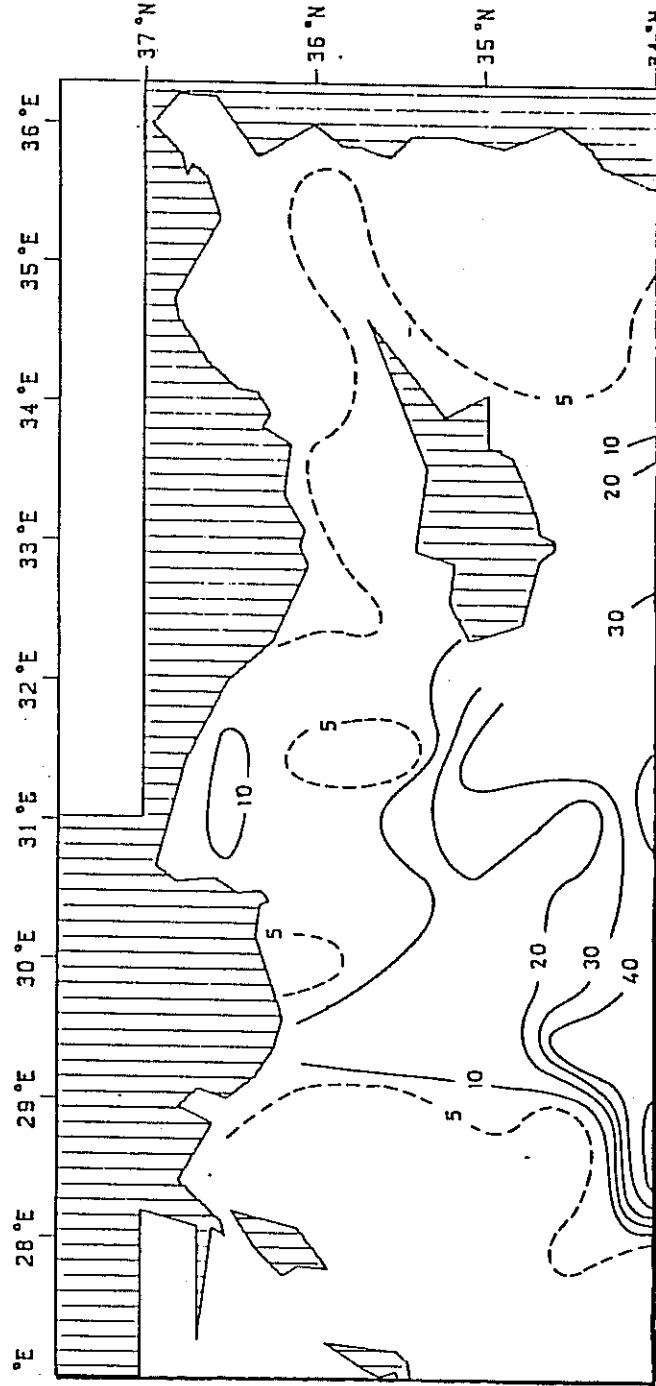
Şekil 5.20b 32-51 Nolu istasyonlar arasındaki S (‰) kesiti (Kasım 1986)



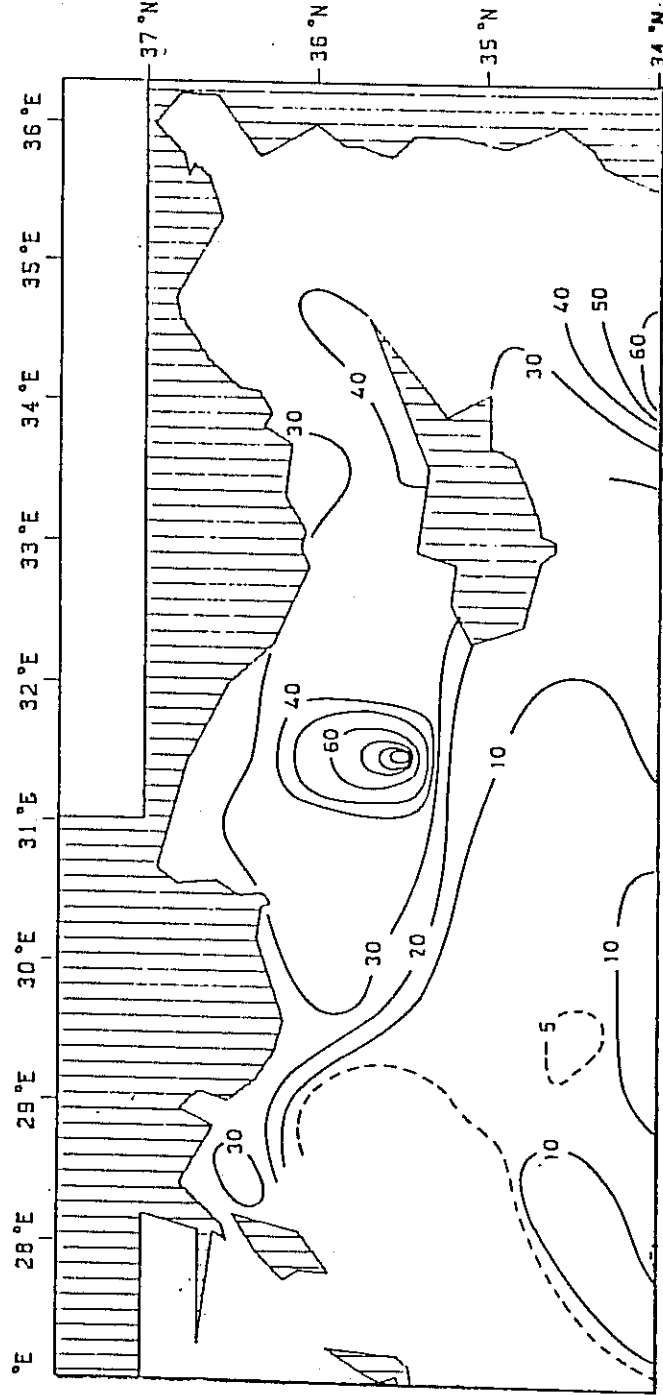
Şekil 5.20c 32-51 Nolu istasyonlar arasındaki DO-SDO
(ml/l) kesiti (Kasım 1986)



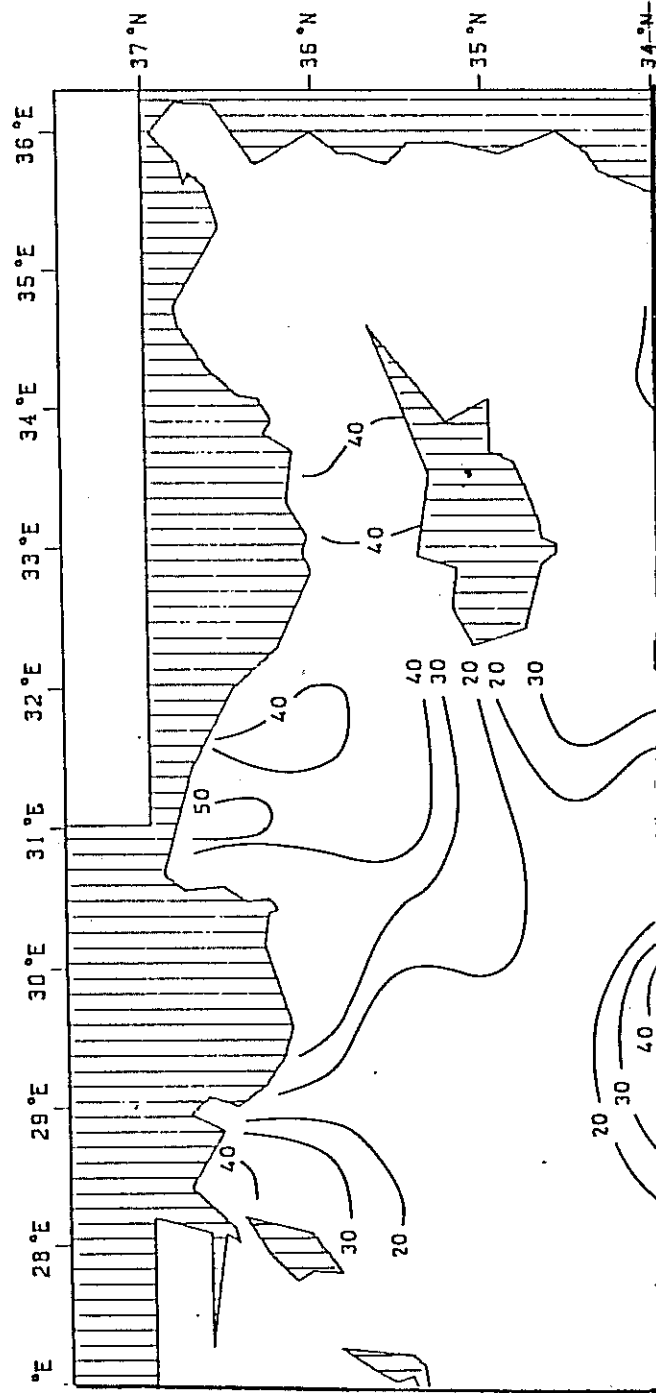
Şekil 6.1 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı
(kcal/cm²) (Ekim-Kasım 1985)



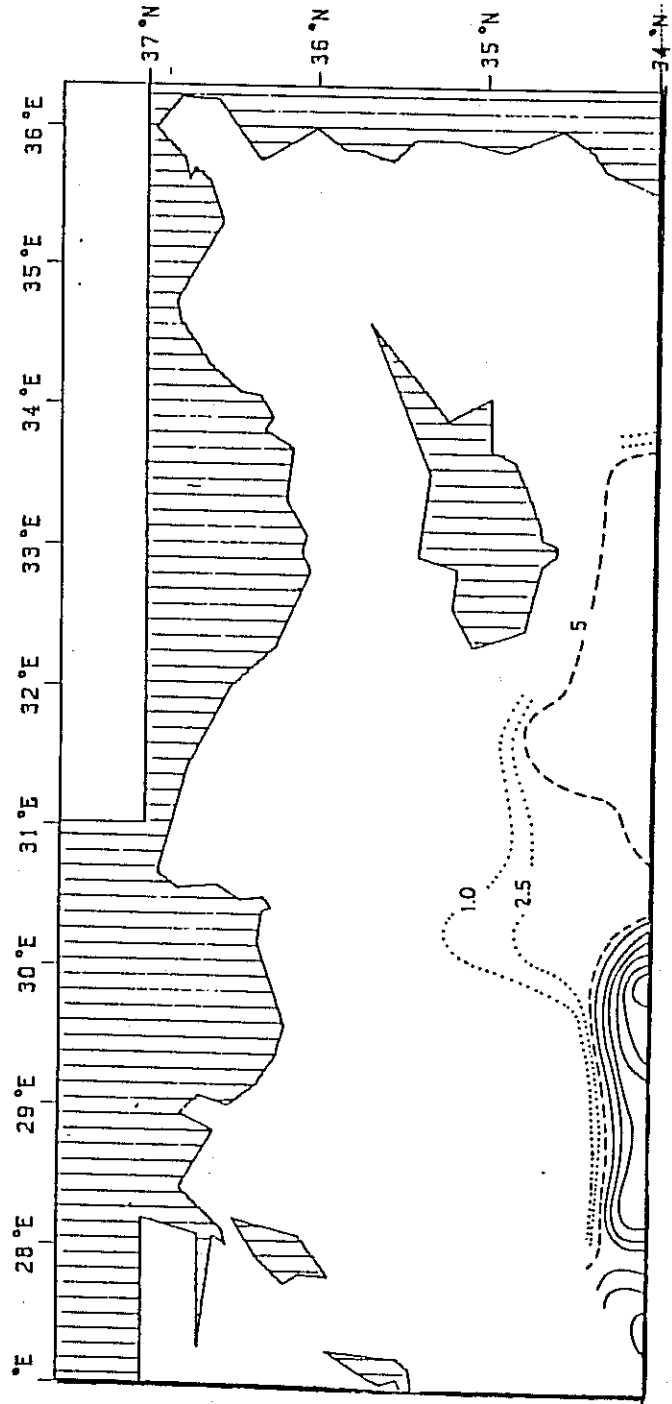
Şekil 6.2 Atlantik Sularının ‰ 39.1 değerine göre toplam tuz eksisi (kg/m^2) (Ekim-Kasım 1985)



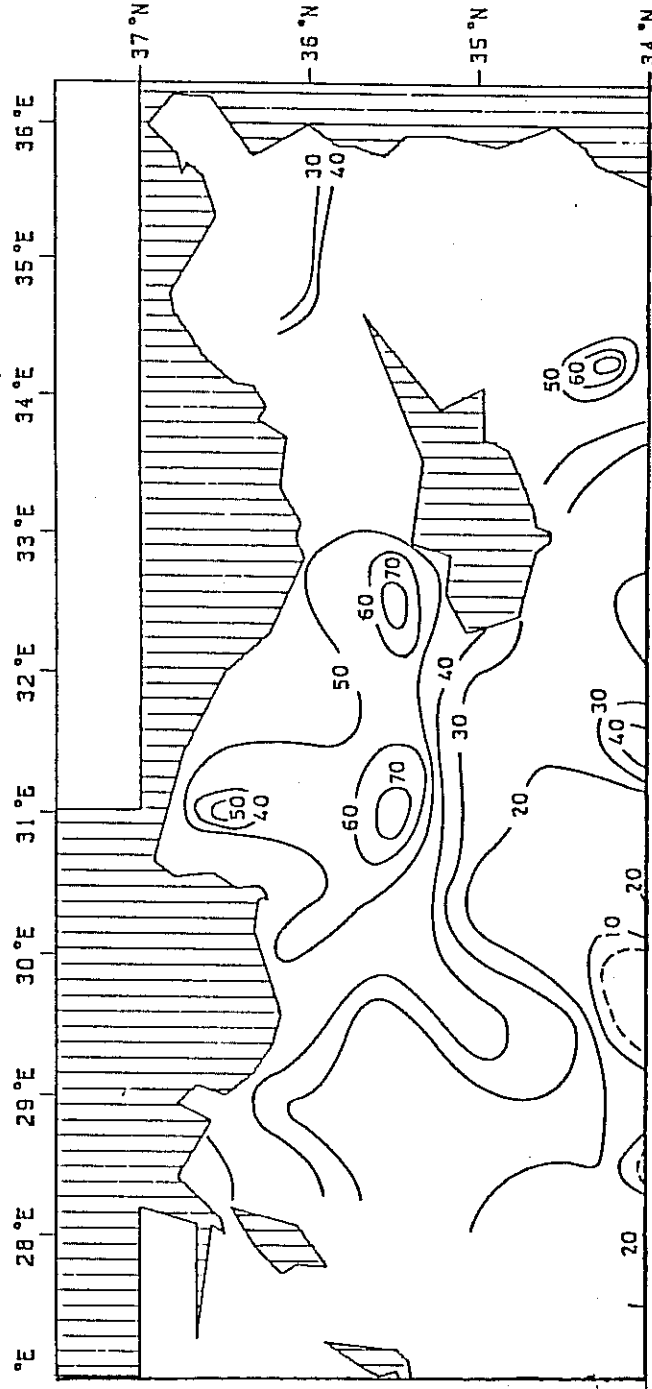
Şekil 6.3 Levant Ara Sularının ≈ 38.9 değerine göre toplam tuz eksisi (kg/m^3) (Ekim-Kasım 1985)



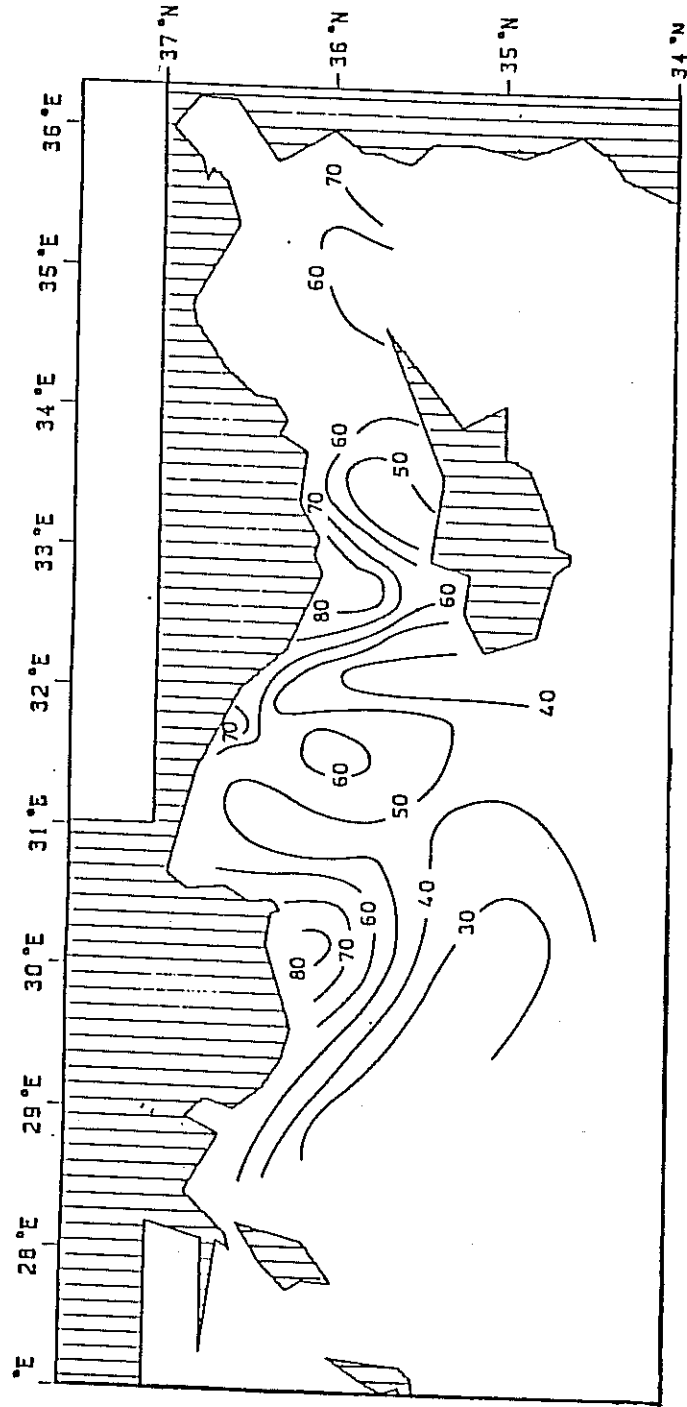
Şekil 6.4 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı
(kcal/cm²) (Nisan 1986)



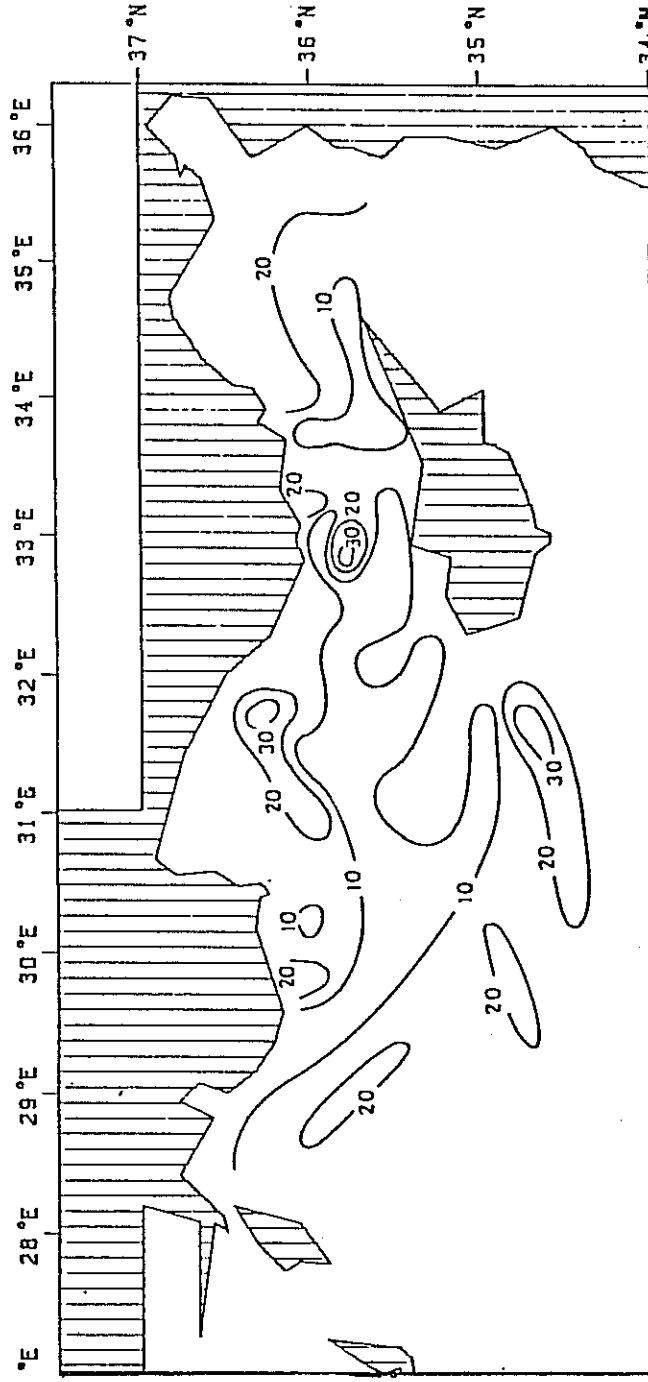
Şekil 6.5 Atlantik Sularının ‰ 39.0 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m^2) (Nisan 1986)



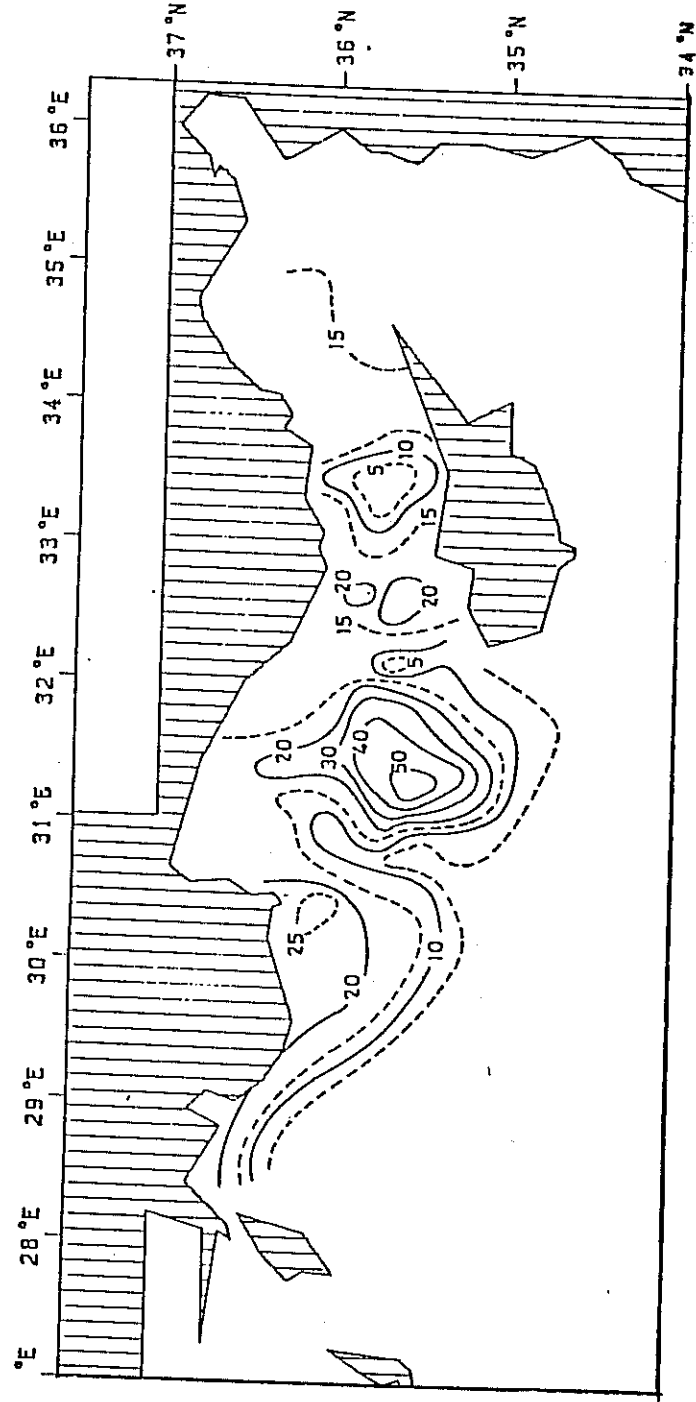
Şekil 6.6 Levant Ara Sularının ≈ 38.9 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m^2) (Nisan 1986)



Şekil 6.7 0-250 db arasında birim alandaki toplam ısı
(kcal/cm²) (Haziran-Temmuz 1986)



Şekil 6.8 Atlantik Sularının ∞ 39.1 değerine göre toplam tuz eksikliği (kg/m²) (Haziran-Temmuz 1986)



Şekil 6.9 Levant Ara Sularının ≈ 38.9 değerine göre toplam tuz artığı (kg/m^2) (Haziran-Temmuz 1986)

