

**KIBRIS YAYI VE ÇEVRESİNİN YAPISAL VE
TEKTONİK ÖZELLİKLERİ**

109577

Dokuz Eylül Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Seda OKAY

**T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**

109577

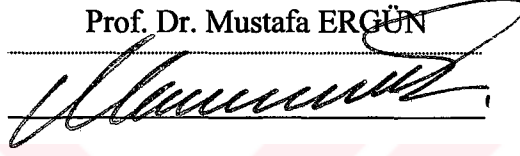
Eylül, 2001

İZMİR

Yüksek Lisans Tezi Sınav Sonuç Formu

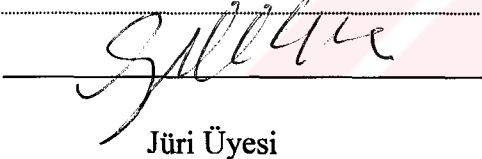
Seda OKAY, tarafından Prof. Dr. Mustafa ERGÜN yönetiminde hazırlanan “KIBRIS YAYI VE ÇEVRESİNİN YAPISAL VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mustafa ERGÜN



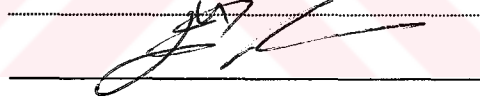
Yönetici

Doç. Dr. Günay ÇİFÇİ

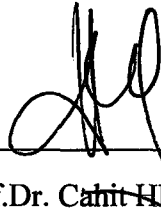


Jüri Üyesi

Doç. Dr. Erdeniz ÖZEL



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Projemin hazırlanması sırasında tecrübe ve bilgileriyle her zaman yanımda olan Sayın Hocam Prof. Dr. Mustafa ERGÜN'e, kişisel görüşlerinden yararlandığım Sayın Hocam Doç. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye, yoğun temposuna rağmen zaman ayırıp tezimin oluşumunda ve yazımında bana destek olan Araş. Gör. Derman DONDURUR'a, modelleme çalışmamda yardımını aldığım Araş. Gör. Şenol ÖZYALIN'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tüm hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen sevgili aileme, projemin hazırlanmasında beni yalnız bırakmayan sevgili arkadaşım Teslime EKİZ'e, her zaman yanımda olan dostum Arzu PİRBUDAK'a, sevgili arkadaşlarım Simge AKTUĞ, Senem AKTUĞ ve M.Gürkan UĞUZ'a ayrıca çok özel birine sonsuz teşekkürler.....

Seda OKAY

ÖZET

Doğu Akdeniz günümüzde Afrika ve Avrasya levhaları arasında yaygın çarpışmanın son evresi ve daha küçük Arap, Anadolu ve Ege mikro levhalarının yer değiştirmesiyle kontrol edilmektedir. Afrika ve Anadolu levhaları arasında sınır, batıda Girit ve Pliny-Strabo dalma-batma çukurları ve doğuda ise Kıbrıs Yayı ve Doğu Anadolu Fay zonu sistemi ile ortaya konmaktadır. Kıbrıs ile İsrail arasında yapılan sismik etüdlere bölgenin kabuk yapısı ortaya konulmuştur. Fazla bir deformasyona uğramaması ve güncel sedimantasyonun fazla olmaması nedeniyle jeolojik evrimin ortaya çıkartılması ve Messiniyen'e kolayca ulaşılabilmesi yapılan çalışmalarda ortaya konulmuştur. Ayrıca Eratosthenes denizdağı kuzeyde Kıbrıs'ın, güneyde Levantin baseninin ve batıda ise Akdeniz Sırtı'nın altına dalmakta olan kıtasal bir bloktur. Gravite verilerinde gözlenen en belirgin özellik Kıbrıs ve güneyindeki deniz bölgesinde gözlenen yüksek anomali değerleridir. Bu da Kıbrıs adası üzerinde gözlenen yüksek değerdeki gravite anomalilerinin ada üzerindeki Troodos Masifini oluşturan yüksek yoğunluğa sahip ofiyolitlerden kaynaklanmaktadır. Eratosthenes Denizdağı bölgesinde gözlenen yüksek anomali değeri ise okyanusal kabuğun bu bölgede yüzeye yakın olması nedeniyledir. Gravite verilerinden elde edilen diğer bir sonuç ise Herodot ve Rodos Basenleri'nin okyanusal (veya yarı-okyanusal) kabuk, Anaximander ve Eratosthenes Denizdağları ile Kıbrıs'ın altındaki kabuk yapısının ise kıtasal olduğudur. Doğu Akdeniz genel hatlarıyla manyetik anomalilerden yoksundur. Fakat Eratosthenes Denizdağı ve ayrıca ofiyolitlerle ilişkili olarak Kıbrıs'tan Antalya bölgesine doğru manyetik anomaliler mevcuttur. Gelendzhik TTR 1991 seferinden alınan yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerinden yararlanılmıştır. Doğu Akdeniz düşey hareketler sonucu birçok basenlere ayrılmıştır. Kıbrıs'ın doğusunda Anadolu levhasının güney sınırı en

az üç, dört basmağa ayrılmıştır. En güneydeki basmağı Batı Tartus Sırtı oluşturmaktadır. Bu sırtın kuzey ve güneyinde bulunan sığ ve derin yapıların farklılığı bu sırtın Anadolu levhasının güney sınırı olduğunu göstermektedir.



ABSTRACT

In present day, eastern Mediterranean is controlled by the collision of the African and Eurasian plates and displacements of Arabian, Anatolian and Eagean micro-plates. The boundary between African and Eurasian plates is delineated by the Hellenic arc and Pliny-Strabo trench in the west and the Cyprus arc and a diffuse fault system of the Eastern Anatolian Fault zone in the east. The seismic researches done between Cyprus and the coast of Israel have examined the structure of the crust of that region. In addition the Eratosthenes seamount is a continental crust subducting under Cyprus in the north, Levantine basin in the south and Mediterranean ridge in the west. High anomalies observed in Cyprus and the sea region at the south are prominent in the gravity data. The bouger anomaly reaches its maximum values over Cyprus, where it is most probably caused by high dense Troodos ophiolites. High Bouger anomaly also seen in the vicinity of Eratosthenes Seamount is caused by the uplifted oceanic crust. Another result obtained from gravity data is that the crust under Herodot and Rhodos basins is oceanic and Anaximander, Eratosthenes and Cyprus are continental fragments. There are no linear magnetic anomalies in the Mediterranean. But there are magnetic anomalies over the Eratosthenes seamount and as well as from Cyprus to the Antalya basin due to the ophiolitic bodies. High resolution seismic reflection data obtained from Training Through Research 1991 cruise add much available profiles in this area and enable its detailed examination. The interpretation of these data reveals that south edge of the Anotolian plate comprises three additional steps. Eastern Meditteranean is divided into several basins by vertical movements. The last step is delineated by the prominent West Tartus Ridge. The great difference in the shallow and deep geological structure north and south of the West Tartus Ridge leads us inevitably to the conclusion that this ridge is the modern southern boundary of the Anatolian.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İçindekiler.....	IV
Şekiller Listesi.....	1

Bölüm I GİRİŞ

1.1. ÇALIŞMA ALANI VE AMACI.....	1
----------------------------------	---

Bölüm II DOĞU AKDENİZ'İN OLUŞUMU VE TEKTONİK YAPISI

2.1 Doğu Akdeniz'in Batimetrişi	2
2.2 Doğu Akdeniz'in Tektoniği.....	8

Bölüm III DOĞU AKDENİZ'DE YAPILAN JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR

3.1 Doğu Akdeniz'in Sismolojisi	19
3.2 Doğu Akdeniz'in Gravite Anomalileri.....	24
3.3 Doğu Akdeniz'in Manyetik Özellikleri.....	29
3.4 Sismik Veriler.....	32
3.4.1 Sismik Veri I.....	32
3.4.2 Sismik Veri II.....	34

Bölüm IV SİSMİK KESİTLERİN YORUMLARI

4.1 Sismik Kesitlerin Yorumları I	36
4.2 Sismik Kesitlerin Yorumları II.....	55
SONUÇLAR	68
KAYNAKLAR.....	71

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1. Doğu Akdeniz'in konum haritası.	3
Şekil 2. Doğu Akdeniz batimetri haritası (Hall,1980, 1981).	4
Şekil 3. Doğu Akdeniz'in temel neotektonik yapılarını gösteren harita.....	9
Şekil 4. Doğu Akdeniz, Anadolu ve Ege bölgelerinin genel tektonik hatları (Aksu ve diğ., 1992'den).....	11
Şekil 5. Eratosthenes Denizdağı'nın K-G yapı kesiti (Limonov ve diğ.,1994'ten)...	14
Şekil 6. Kıbrıs ve Kuzey Levant kıyısı arasındaki yapısal elemanlar.	16
Şekil 7. Doğu Akdeniz'in sismisite haritası (Ergün M. ,Oral E. Z. ve Çifçi G., Doğu Akdeniz'in Yapısı ve Levha Tektoniğindeki Yeri, JEOFİZİK 9,10).....	23
Şekil 8. Doğu Akdeniz'in gravite haritası.	25
Şekil 9. Doğu Akdeniz'in batimetri haritası.	26
Şekil 10. 32.5° K-G Yönünde alınan kesitin gravite , manyetik ve batimetri anomalileri.	28
Şekil 11. 32.5° K-G yönünde alınan kesitin iki boyutlu gravite modellemesi (Türkiye-Kıbrıs-Eratosthenes-Nil Konisi arası).	28
Şekil 12. Doğu Akdeniz'in manyetik haritası.....	31
Şekil 13. R/V Akademik Nikolaj Strakov araştırmasındaki çalışma alanı ve profillerin konumlarını gösteren harita.	33
Şekil 14. Gelendzhik (TTR) 1991 Çalışmalarında alınan profilleri gösteren konum haritası.	35
Şekil 15. Profil 1 Finike Baseni'nin sediman yapısı ve Baltim Hecataeus Makaslama Zonu.....	38
Şekil 16. Profil 2 Kıbrıs Çöküntüsü ve Hecataeus Sırtı'nı kesen fay blokları.....	40
Şekil 17. Profil 3 Kıbrıs kıta yamacı üzerindeki deformasyonlar ve Hecataeus Sırtı'nın doğu kısmı, Baltim Hecataeus Makaslama Zonu.....	42
Şekil 18. Profil 4 Batı Tartus Sırtı ve Mesinyen evaporitleriyle ilgili deformasyonlar.	44

Şekil 19. Profil 6 Faylarla kesilmiş Suriye kıta yamacı ve Batı Tartus Sırtı'nın kuzey yamacı.	46
Şekil 20. Profil 8-1 Makaslama zonları arasına sıkışmış Eratosthenes Denizdağı. ...	49
Şekil 21. Profil 8-2 Giermann Fay Zonu.	50
Şekil 22. Profil 8-3 Faylı Kıbrıs kıta yamacı.	51
Şekil 23. Profil 10 Doğu Latakya Baseni'ndeki sıkışmış sediman yapısı ve Hecataeus Sırtı.	53
Şekil 24. Profil 10 Batı: Eratosthenes Denizdağı üzerindeki faylarla ilgili deformasyonlar.	54
Şekil 25. Profil 59-1 Klikya-Adana Baseninde Türkiye şelfinin Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının progradasyonel yapısı,asimetrik bükülmüş blok deformasyonları ve tektonik yükselimin eğimine onlap yapan Messiniyen evaporitleri.	56
Şekil 26. Profil 59-2 Mesaoria Çöküntüsü'nün denize uzanımının KD kanat yapısı ve Latakya Baseni.	57
Şekil 27. Profil 59-3 Batı Tartus Sırtı'nın yapısı.	58
Şekil 28. Profil 67 Üçüncü. tektonik basamak ve onu kesen Hecataeus Sırtı.	60
Şekil 29. Profil 64-1 İkinci yapısal basamağın doğu kısmındaki deformasyon şekli.	62
Şekil 30. Profil 64-2 Batı Tartus Sırtı'nın yapısı.	63
Şekil 31. Profil 62-2: Batı Tartus Sırtı'nın güney sırt eğimi, sırt uzanımı boyunca sırtı parçalara ayıran bir normal fay sistemi.	64
Şekil 32. Profil 62-1 Kuzey Levantine Baseni'nde Pliyosen Kuvaterner sedimanları, Mesinyen tuzlarının ilk diyapirleşmesiyle oluşan zayıf deformasyonlar. ...	65
Şekil 33. Profil 58'in Güney ucu: Latakya Baseni'ndeki tuzla ilgili deformasyonlar ve daha güneyde fay bloğu deformasyonları.	66
Şekil 34. Profil 70: Tektonik yükselimi üzerinde Mesinyen evaporitlerinin Kıbrıs Çöküntüsü'ne doğru eğim aşağı kamalanması.	67

BÖLÜM I

GİRİŞ

1.1. ÇALIŞMA ALANI VE AMACI

İlginç jeolojisi, tektoniği ve gelişimi dolayısıyla Doğu Akdeniz ve içerdiği basenler değişik jeolojik ve jeofizik çalışmalara konu olmuştur. Doğu Akdeniz, doğu Akdeniz'deki basenler ve onları çevreleyen karaların yapısı ve jeolojik evrimi hakkında birçok tartışma devam etmektedir (Dixon & Robertson,1984, Biju-Duval ve diğ.,1979).

Doğu Akdeniz ile Kıbrıs ve çevresinin yapısal, jeoloji ve tektoniği hakkında bilgi gravite, sisimik ve manyetik verilerin yardımıyla yorumlanmaya çalışılmıştır. Doğu Akdeniz'de manyetik anomaliler pek fazla görülmediği için manyetik veriler değerlendirmede pek fazla kullanılamamıştır. Jeolojik problemlerin çözümlenmesinde tek bir jeofizik yöntemle çözüme gitmek zor ve problemlerin karmaşık olduğu bölgelerde yanıltıcıdır. Bu nedenle değişik jeofizik yöntemler kullanılarak daha güvenilir sonuçlar elde edilir.

Çalışmalar Kıbrıs'ı güney kıyısı boyunca çevreleyen Kıbrıs Yayı ve Kıbrıs'ın doğusunda yoğunlaştırılmıştır. Kıbrıs Yayı Doğu Akdeniz'in litosferik levha dinamiği açısından en karmaşık bölümüdür. Karadaki ana tektonik birimler denizin altında da devam etmekte ve hem topoğrafik hem de deniz altı yapısı olarak iyi tanımlanmaktadır.

Bölgenin karmaşıklığı ve problemlerin çözümü için değişik bilim adamları tarafından farklı modellerin öne sürülmesi, mevcut bilgilerin gözden geçirilmesi ve eldeki verilerin ilişkilendirilerek yorumlanmasını gerektirmiştir. Bu nedenle çalışmada iki farklı sismik yansıma profillerinden yararlanılmıştır. Burada kullanılan veriler R/V Akademik Nikolaj Strakov 1987 ve R/V Gelendzhik TTR 1991 çalışmaları sırasında alınan profillerdir.

BÖLÜM II

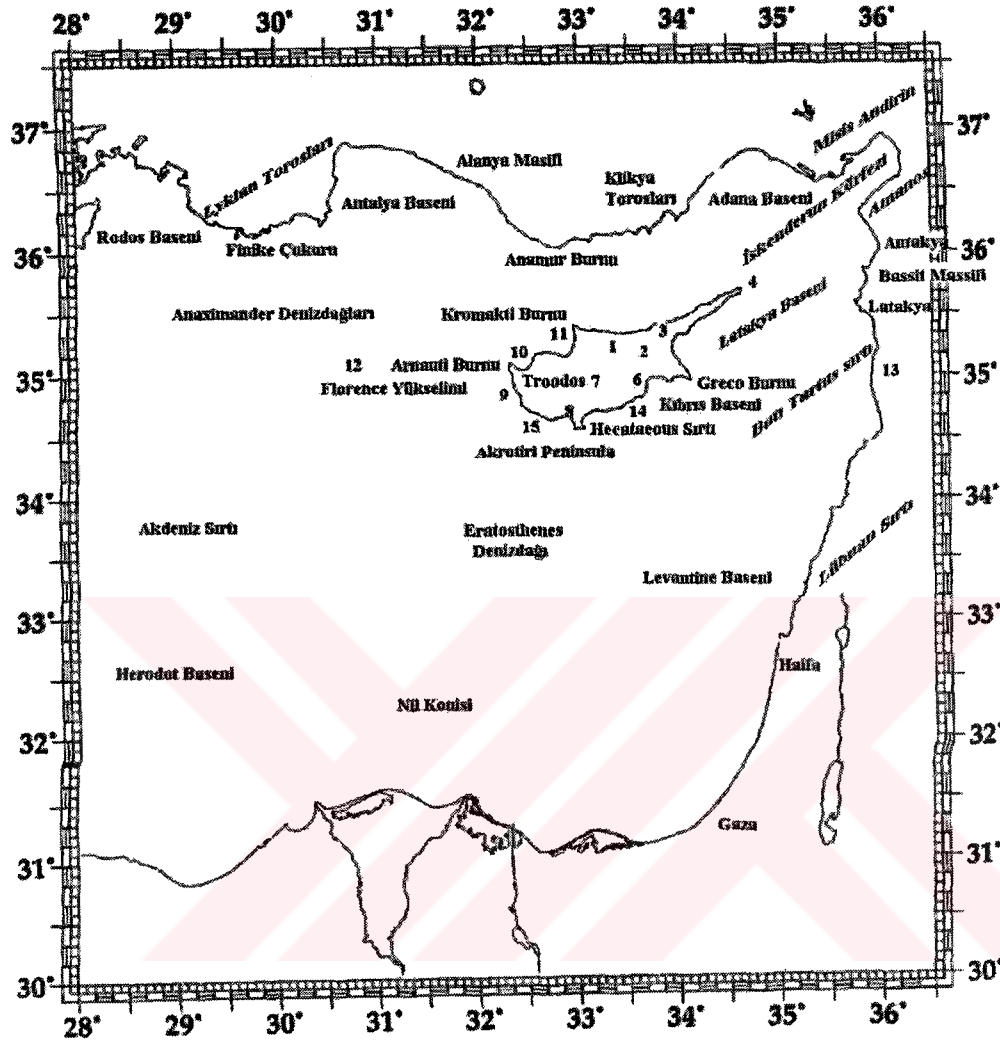
DOĞU AKDENİZ'İN OLUŞUMU VE YAPISI

2.1 Doğu Akdeniz'in Batimetri

Kıbrıs Yayı, Levantin Baseni, Herodot Baseni, Erasthenes Denizdağı, Adana Baseni, Antalya Baseni ve Latakya Baseni Doğu Akdeniz'i oluşturan ana yapılarıdır. Bu basenleri çevreleyen denizaltındaki kıta sınırları ise güneyde Afrika, doğuda Arabistan ve kuzeyde Avrasya'dır (Şekil 1).

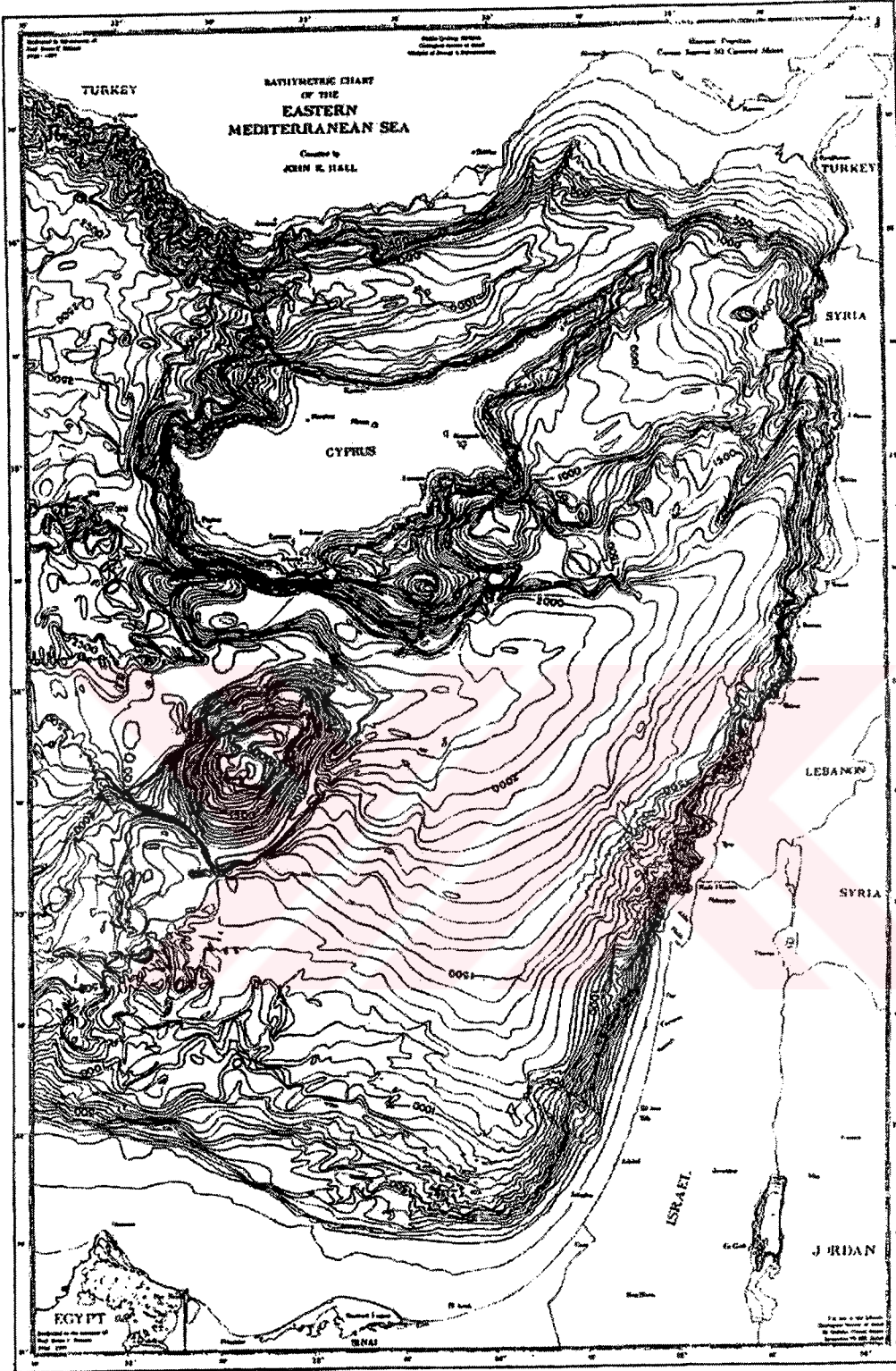
Doğu Akdeniz'in morfolojisi ve yapısının temel özelliklerine ilişkin ilk bilgileri batimetrik konturları vermektedir (Şekil 2). Güney Türkiye, Suriye, Lübnan, İsrail ve Kıbrıs kıyı çizgisinin büyük bir bölümünde 1000 m derinliklere sahip dar bir şelf bölgesi bulunmaktadır. Levantin, Antalya ve Latakya Basenleri'ndeki su derinlikleri 1 ile 3 km arasında değişerek büyük olasılıkla sığlık, kıyının üzerinde çeşitli sediman örtülerinin kıtasal kabuğa dayanması ile olan normal ve anormal kabuk bloklarını temsil etmektedir.

Antalya baseni izometrik olarak şekillenmiş bir basen olup güneybatı tarafında Kıbrıs Yayı'nın denizaltı uzantısı olan küçük tepeler yer almaktadır.



1: Girne Sirtı; 2: Mesarya Baseni; 3: Karpas Peninsula; 4: Apostolos Andreas Burnu; 5: Magosa Körfezi; 6: Larnaka; 7: Stavrovouni Masifi; 8: Episkopi Bay; 9: Papos burnu; 10: Akamas Peninsula; 11: Morphou Körfezi; 12: Aphrodite Yükselimi; 13: Lataya; 14: Gelincik Yükselimi; 15: Giermann Çukuru.

Şekil 1. Doğu Akdeniz'in konum haritası.



Şekil 2. Doğu Akdeniz batimetri haritası (Hall,1980, 1981).

Basenin tabanı düz olup 2500 m derinliğe sahiptir. Bu basenin batısında Anaximander dağlarını Lykian Torosları'ndan ayıran Finike Çukuru yer alır. Yaklaşık 2500-3000 m'lik derinliğe sahiptir. Antalya baseninin doğu sınırında Klikya Baseni yer almaktadır. D-B uzanımlı bu çukur 2000 m derinliğinde ve 28 km uzunluğunda dar bir kanyonu andırır. Doğuya doğru bu derinlik 1000 m'ye düşer. Bu basen sığ derinliğinden dolayı düzlük olarak da adlandırılır. Bu basenden sonra doğuda Klikya Baseni'nden daha sığ Adana Baseni yer almaktadır. Daha da doğuda izometrik bir şekle sahip 1200m derinliğinde Latakya Baseni yer almaktadır. Bu basen Latakya'nın kuzeyinden Kıbrıs'ta Magosa Körfezine doğru uzanır.

Kıbrıs Yayı'nın güney kısmının doğusunda Herodot Baseni ve güneydoğusunda Levantin Baseni yer alır. Bazı bilimciler bu iki baseni tek isim altında Levant Baseni olarak birleştirirken Eratosthenes Denizdağı'nın batısında ve doğusundaki deniz tabanlarının birbirlerinden çok farklı olmalarından dolayı bu bölgenin iki ayrı basen olarak incelenmesi daha uygun görülmüştür. Bu durumda Eratosthenes Denizdağı'nın batısı Herodot Baseni doğusu ise Levantin Baseni olarak adlandırılır.

Herodot Baseni 2500 m derinliğe sahip olup Akdeniz Sırtı'nın güneydoğusunda KD-GB yönünde, Florence Yükselimi ve Eratosthenes Denizdağı'na kadar uzanır. Bu kuzeydoğu sınırı tepelerden oluşan karmaşık bir taban topoğrafyasına sahiptir. Eratosthenes'in doğusunda yer alan Levantin Baseni'nin kuzey sınırını Kıbrıs Yayı güney sınırını ise büyük bir alanı kaplayan Nil Deltası'nın bulunduğu Afrika kıta sınırı oluşturmaktadır. Güneydoğu sınırı ise Levant ülkeleridir. Derinlik Afrika ve Arap kıta yükselimleri yakınında 1000 m iken kuzeybatıya doğru artar. Rodos Baseni ise 4000 m su derinliği ile Herodot Baseni'nden daha derindir ve bu bölgedeki okyanusal kabuğun varlığını göstermektedir (Ergün ve diğ.,1995).

Doğu Akdeniz'de önemli bir konuma sahip Kıbrıs Yayı ise kavisli bir denizaltı topoğrafyasına sahiptir. Yay batıda Anaximander Dağları'yla başlar ve Florence Yükselimi ile devam eder. Yayın orta kısmını Kıbrıs yükselimi oluşturur. Doğusundaki karmaşık yapıli denizaltı sırtları ise yayın devamını oluşturmaktadır.

Yayın kıta sınırlarına yakın yapıları faylarla kesilmiş ve kalın sedimanların altında kalmıştır.

Denizaltı Yayı ile Kıbrıs arasındaki morfolojik yapı ilişkisi değişkendir. Ada üzerindeki ana yapılardan biri kuzeydeki Neojen yaşlı Girne Sırtı'dır. Güneyde Geç Kretase Ultramafik (Ofiyolit) Troodos masifi ve ikisi arasında Mesarya Baseni yer almaktadır. Diğer morfolojik yapılar ise Troodos masifinin kuzey ve güney yamaçlarında sıralanmış tepe kemerleridir (International tectonic map of Europe, 1981; Biju-Duval ve diğ.,1974; Myashiro,1973). Dar Kıbrıs Sırtı Kıbrıs'ın kuzeyinde D-B yönünde 170 km kadar uzanmaktadır. Girne Sırtı Apostolos Andreas'tan denizaltından 45 km kadar uzanan, Karpaz Burnu'yla devam etmektedir ve tabanda hafif bir yükselmeye güney Anadolu'daki Misis-Andirin Sırtı morfolojik sistemine birleşir. Troodos Masifi daha kısa olup 110 km uzunluğundadır.

Kıbrıs'ın batısında ise 2000 m den daha fazla yükseklikte Florence ve Aphrodite Yükselimleri ile Anaximander Dağları, Kıbrıs Yayının güney bölümü üzerinde uzanmalarına ve ona dahil olmalarına rağmen adaya hiçbir morfolojik bağlantıları yoktur. Batıda Anaximander Dağları'ndan başlayıp doğuda Latakya yanında Suriye denizaltı sınırına kadar 650 km kadar uzanan Kıbrıs Yayının güney sırtı, Troodos ve Stavrovouni Masifleri'yle birlikte Kıbrıs'ın güney kısmını da kapsamamaktadır. Kıbrıs Yayının güney sırtını oluşturan yapılardan biri olan Anaximander Dağları, iki ana morfolojik sistemin, Akdeniz Sırtı ve Kıbrıs Yayını, kesiştiği yerde yer almaktadır. Bu da yapıların trendini etkilemiştir. Batı bloğu Akdeniz Sırtı gibi KD-GB trendinde uzanırken, doğu bloğu Kıbrıs Yayını gibi KB-GD trendiyle onlara birleşir.

Doğu Akdeniz'deki oluşumu ve morfolojik görünümü açısından en ilginç yapılardan biri olan Anaximander Dağları, Akdeniz Sırtı ile Florence Sırtı'nın kesiştiği ve Helenik Yay ile Kıbrıs Yayını arasında yer almaktadır. Bu nedenle bu dağlar Afrika kıtasının bir parçası olabileceği gibi Beydağları'nın bir uzantısı da olabilir. Anaximander Dağları'nın kuzeyi bir sıra göreceli olarak küçük fakat derin basenlerle sıralanmıştır. Bu basenler batıdan doğuya doğru Rodos Baseni, Finike

Baseni ve Antalya Baseni. Anaximander Dağları doğu, batı ve güney dağları olmak üzere 3 bloktan oluşmaktadır.. Batı ve güney dağları keskin dik yamaçları ve sırt görünüşleri ile doğu dağından ayrılmaktadır.

Anaximander Dağları'nın doğusunda Kıbrıs Yayı'nın güney sırtını Florence ve Afrodit Yükselimleri meydana getirir. İkisi de 2500m Yüksekliktedir. Anaximander Dağları'nın doğu bloğuna doğru KB-GD yönünde uzanan Afrodit Yükselimi 65 km uzunluğunda dar doğrusal bir yükselidir. Afrodit yükseliminin tepesi ortalama 1950 m yüksekliktedir. Yükselimin güneybatı tarafından 2500 m derinlikte Giermanfayı çukuru uzanmaktadır (Kempler & Ben-Avraham,1987). Afrodit Yükselimi'nin doğusunda ise Florence Yükselimi yer almaktadır. Yaklaşık D-B yönlü 1559m yükseklikte daha küçük bir yapıdır. Hecataeus Sırtı güneyde ada yamacından uzanan ayrı bir büyük blok olup 45 km genişliğe ve 90km uzunluğa sahiptir. Yüksekliği doğuya doğru 1000 m'den 236 m'ye düşer. Ada yamacından Kıbrıs Baseniyle ayrılır. Ada yamacı 3 farklı basamağa ayrılır. En üstteki basamak, ada şelfinden, 700 m yükseklikte uzanarak doğuda yaklaşık 900 m yükseklikteki gelincik yükselimiyle devam eder (Ivanov ve diğ.,1992). Bu basamak daha sonra kuzeyde Magosa körfezini çevreleyerek KD-GB uzanımlı Karpaz Burnu yamacıyla birleşir. Ada yamacının ikinci basamağı 1000-1200 m yüksekliktedir. Greco Burnu'ndan D-KD yönünde 35° 30'e ye kadar uzanan platoya benzeyen yassı bir sırttır. Magosa Körfezi ve Latakya Baseni alçalımlarına doğru dalar. Ada yamacının üçüncü basamağı ise Hecataeus Sırtı'ndan doğuya doğru uzanan 1200–1400 m yükseklikte geniş bir basamaktır ve bu basamak yayın genel atımını takip ederek Latakya Çukuru'na kadar uzanır. Burada Kıbrıs Yayı'ndaki en alt basamak Suriye yamacından güney batıya doğru uzanan Batı Tarsus Sırtı'yla birleşir.

Kıbrıs Yayı'ndan sonra doğu Akdeniz'de en büyük yapı Eratosthenes Denizdağı'dır. Taban alanı, Kıbrıs adasınınkinin yarısı kadardır. Tepe noktası Kıbrıs'ın 100 km güneyinde yer alır. Kıbrıs yamacı ile denizdağının tabanı arasındaki geçitin genişliği sadece 18 km kadardır. Tepe noktası Afrika ve Arap kıyılarından

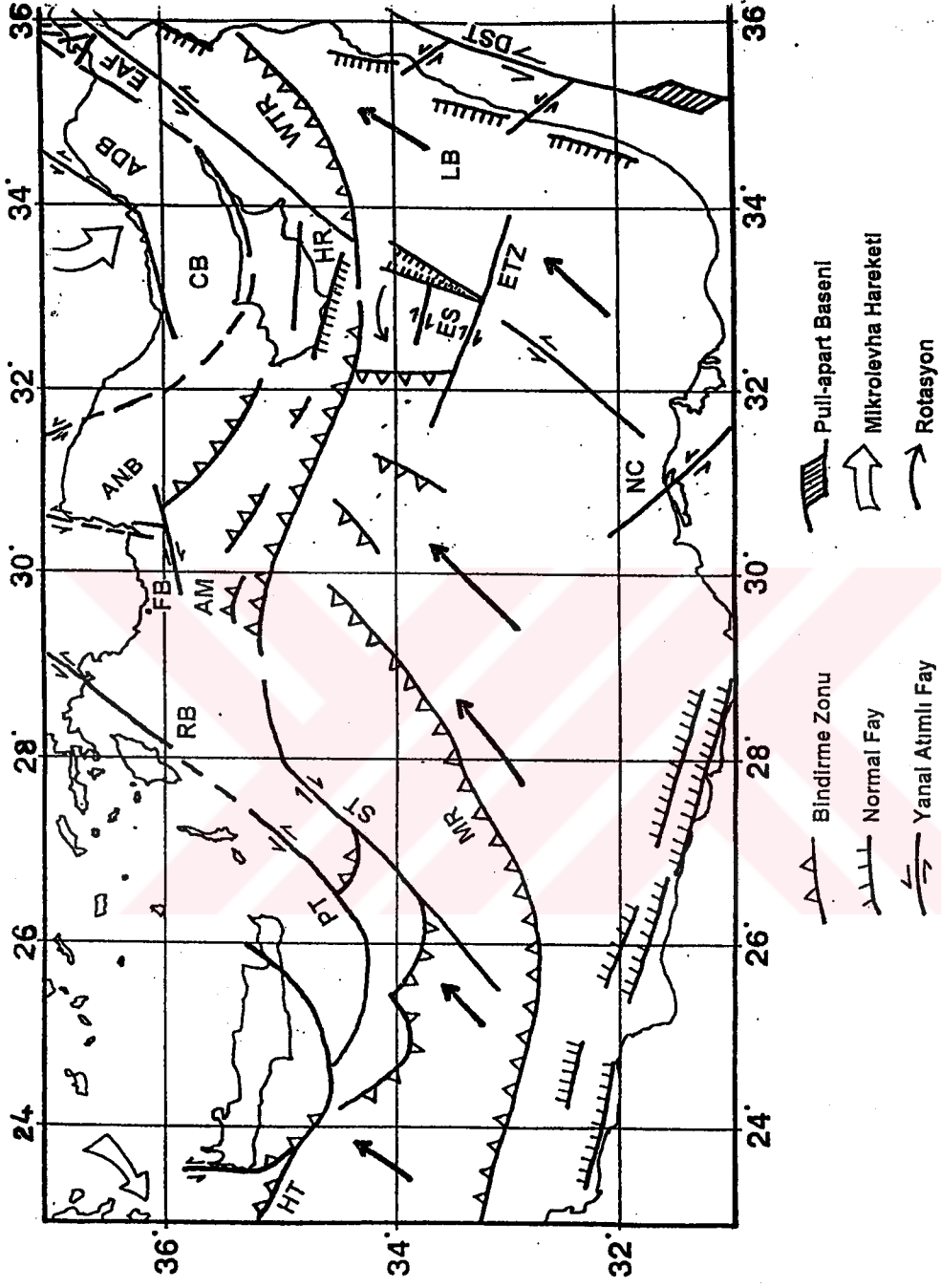
yaklaşık olarak 220 km uzaklıkta yer alırken, Levant ülkeleri kıta yükselimleri ile tabanı arasındaki mesafe sadece 110-170 km arasındadır.

Eratosthenes Denizdağı ana eksenini GB-KD yönünde olan izometrik oval bir şekle sahiptir. Tabanı küçük açılı olup, denizdağını dikişler gibi çevreleyen fay çukurları nedeniyle daha çok dikdörtgen ya da eşkenar dörtgendir (Ben-Avraham, Shoham, Ginzburg,1976; Mart,1984; Garfunkel & Derin,1984). Bunlar denizdağının kuzeybatı eteği üzerindeki Qattara-Eratosthenes fayı ve güneydoğusu üzerindeki Hecataeus fayı gibi makaslamalarla alakalı olabilir.

2.2 Doğu Akdeniz'in Tektoniği

Doğu Akdeniz'in tektoniğini göz önüne aldığımız zaman, yerini aldığı Tetis okyanusu'nun kapanışı ile beraber başladığı olgusu ortaya çıkar. Kuzeydoğu Afrika ve güney Levantin bölgesinin (Tetis'in kalıntısı olarak) iraksayan kıta kıyısı, bugünün coğrafyasında Meksika'dan Hindistan'a kadar uzanmakta olduğu bilinmektedir. Doğu Akdeniz'in güney ve doğu kanatları boyunca eski yakınsayan Tetis kıyısının karşısında tekrar tekrar Avrasya ile çarpışan ve içerisinde kıtasal ve okyanusal parçacıklar taşıyan genç yakınsayan bir kıyı bölgesi bulunmaktadır.

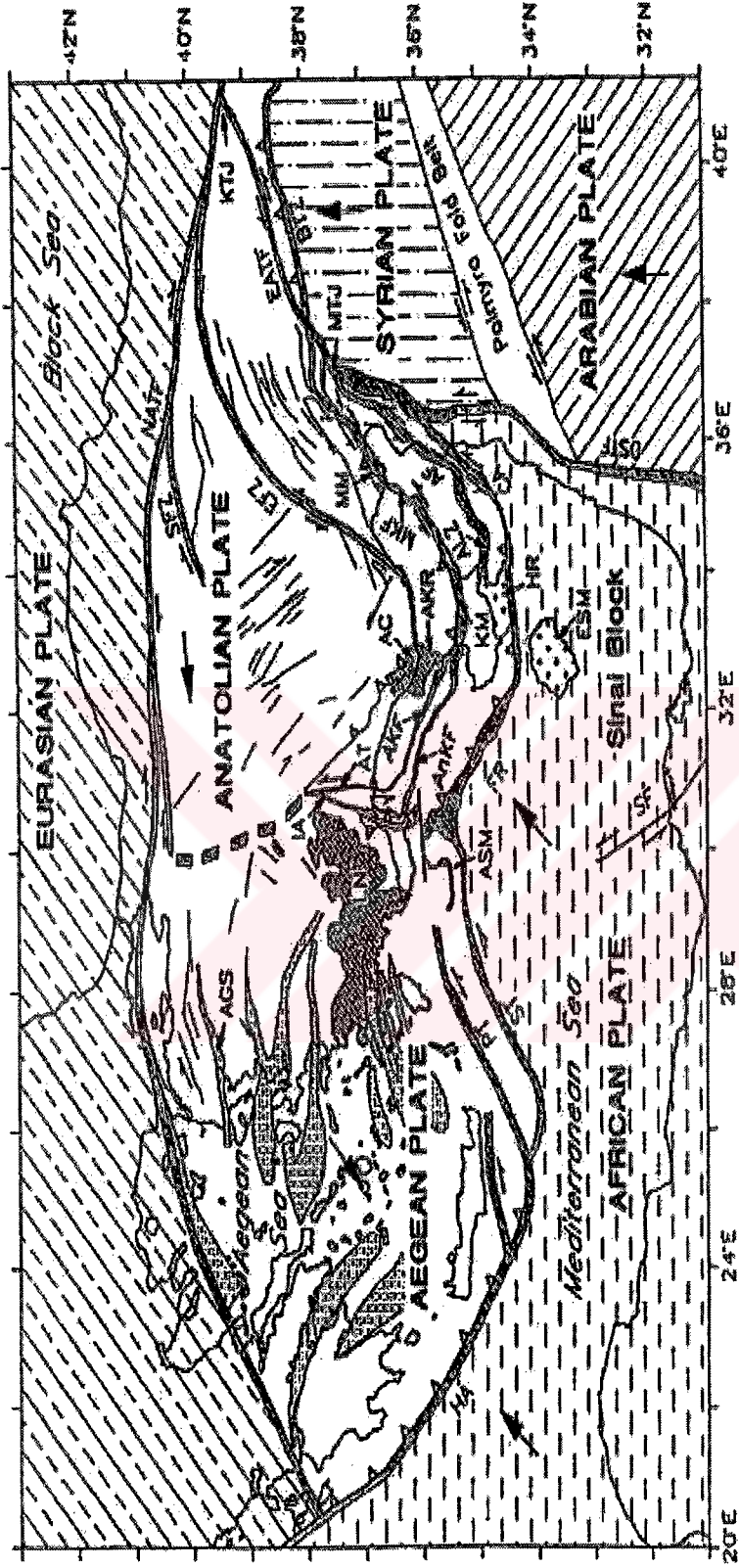
Doğu Akdeniz'in temel tektonik elementleri, sismik ve kırılma verileri ile ortaya konmuştur (Woodside,1977; Bijou-Duval ve diğ.,1977; Lort,1977; Morelli,1985; Makris ve diğ.,1983). Doğu Akdeniz'in neotektonik yapılarını gösteren harita şekil 3'te gösterilmiştir. Buradaki yapıların tanımı; HT: Hellenik Yay; PT: Pliny Çukuru; ST: Strabo Çukuru; RB: Rodos Baseni; FB: Finike Baseni; AM: Anaximander Dağları; ANB: Antalya Baseni; FR: Florence Sırtı; CB: Klikya Baseni; ADB: Adana Baseni; ET: Ecemiş Fayı; EAF: Doğu Anadolu Fayı; CMAR: Misis-Girne Sırtı; WTR: Batı Tartus Sırtı; HR: Hecateus Sırtı; LT: Limasol Sırtı; LB: Levantin Baseni; DST: Ölü Deniz Fayı; ES: Eratosthenes Denizdağı; ETZ: Eratosthenes Fayı; NC: Nil Konisi; HA: Herodotus Baseni; MR: Akdeniz Sırtı.



Şekil 3. Doğu Akdeniz'in temel neotektonik yapılarını gösteren harita.

Avrasya'nın güney kandi boyunca yeni kıtasal parçaların eklenmesiyle dağ sıraları oluşmakta ve aynı zamanda Tetis kabuğunun parçalarının alta dalmasıyla karalar üzerinde volkanizma ve ada yayları ile beraber kıta kenarı basenleri meydana gelmektedir. Bu ikincil yapıların da eklenmesiyle çarpışan yapıların daha da karmaşık olmasına neden olmaktadır. Bunun yanında, Avrasya'nın güneyini çevreleyen kıta kenar basenlerinin oluşumu, levha çarpışması ve genel sıkışma tektoniği etkisi altındaki bölgeye ikincil açılma tektoniği yapılarının yerleşmesine neden olmaktadır.

Doğu Akdeniz'in günümüzdeki şekli, Afrika ile Avrasya levhaları arasındaki Yaygın çarpışmanın son evresi ile daha küçük boyutlardaki Arap, Anadolu ve ege levhalarının yer değiştirmesiyle kontrol edilmektedir. Daha eski levhaların kenetlenmesiyle oluşan Ege/Anadolu mikrolevhaları, Bitlis-Zağros keneti boyunca Arap ve Avrasya levhaları arasındaki çarpışma nedeniyle batıya doğru sıkışmaktadır. Doğu Anadolu transform fay zonu sola doğru tamamlayıcı bir hareket yaparken, kuzey Anadolu transform fayı sağ yanal atımlıdır. Bölgedeki hacimsel deformasyonun nedeni levha sınırlarındaki dalma ve çarpışma ile ilgili hareketlerdir. (Şekil 4).



NATF: Kuzey Anadolu Fayı; KTJ Kuzey Anadolu üçlü keşişimi; EATF: Doğu Anadolu Fayı; BTZ: Bitlis bindirme kuşağı; MM: Misis Dapları; DSTF: Ölü Deniz Fayı; MKF: Misis-Girme Fayı; AF: Amanos Fayı; ALZ: Amanos-Latakya Zonu; CA: Kıbrıs Yayı; ESM: Eratosthenes Denizdağı; HR: Hecateus Sirtı; KM: Gime Dağları; AKR: Anamur-Kromakti Sirtı; AC: Anamur Kırmaşığı; AKF: Aksu Fayı; AT: Antalya Fayı; ANKF: Antalya-Kyrenia Fayı; LN: Likya bindirmeleri; EFZ: Ecemiş Fayı; SFZ: Sungurlu Fayı; ASM: Anaximander Dağları; ACS: Ege graben sistemi, HA: Hellenik Yayı; PT: Pliny Çukuru; ST: Strabo Çukuru; FR: Florence Sirtı; SF: Sina Fayı.

Şekil 4. Doğu Akdeniz, Anadolu ve Ege bölgelerinin genel tektonik hatları (Aksu ve diğ., 1992'den).

Doğu Anadolu fayının kuzeybatı uzantısında, 200 km boyunca aynı yönlü ve davranışlı bir çok fay kollarına ayrılmaktadır. Doğu Akdeniz bölgesi Afrika-Avrasya yaklaşım zonunun bir parçasıdır. Bölgeye sıkışma yapılarından çok derin sedimanter basenler egemendir. Erken Mesinyen zamanında batmaya başlayan Antalya-Adana-Klikya-Latakya-Mesarya Basenleri sıkışma deformasyonuna ilişkin deliller göstermez. Erken Mesinyen belki de Orta Mesinyen süresince batan bu basenlerde tarihlleme bazen 3 km'ye ulaşan Mesinyen evaporitlerinin kalın serileri ve genç sedimentlerle belirlenmiştir (Kempler,1994).

Levant ve doğu Akdeniz'e ait jeofiziksel veriler, bölgenin kökeni farklı, bölünerek ayrılmış kabuk birimlerinden oluştuğunu göstermiştir. Kıbrıs, Eratosthenes ve Anaximander gibi bir çok kıtasal parçalar okyanus kabuğunun içine gömülmüştür. Bu birimlerin günümüzdeki yerleşimi bu bölgenin Orta Paleozoik-Mesozoik evrimi süresince aktif olan karmaşık tektonik işlemlerin sonucudur. (Ben-Avraham ve diğ, 1990). Anaximander Dağları'nın da içinde bulunduğu küçük kıtasal parçaların Afrika'nın kuzeyinden koparak şekillendiklerini öne sürmüşlerdir.

Birbirinden oldukça farklı bu kıyıların arasında Kıbrıs adası ile Akdeniz sırtı yer almaktadır. Kıbrıs adası üzerindeki Troodos Masifi eski Tetis okyanusal kabuğun yüzeylenmiş bir kalıntısıdır. Daha batıda yer alan Akdeniz Sırtı ise okyanus sırtlarında olduğu gibi bazaltlardan değil üst üste binmiş sedimanların yavaş yavaş Afrika ile Avrasya arasına sıkışmasıyla oluşmuştur. Messiniyende Akdeniz'in kurumasıyla ilgili olarak bu sırt üzerinde diyapirler ve tuz havuzlarının varlığı ve geniş boyutlu kalın evaporit örtünün bulunması da Akdeniz'in tektoniğini karmaşık hale getirmektedir.

Kıbrıs'ın batısındaki Florence Yükselimi bölgesinde transpresiyon etkin olup, güneydeki açılma ve kısmi sıkışma tektoniği bölgesini Antalya baseninden ayırmaktadır (Anastakis & Kelling,1991). Antalya Baseni'nde biri diğerine paralel uzanan en az iki bindirme yönü (Antalya ve Aksu bindirmeleri) ortaya konmuştur. Güneydeki Antalya bindirmesi doğuya doğru kuzey Kıbrıs'ın Girne bölgesiyle

birleştigi görülür. Antalya Baseni, doğusundaki Klikeya Baseni'nden, K-G yönlü Anamur-Kromakti hattıyla ayrılmaktadır. Misis-Girne yapısalığı, Antalya Baseni'ne doğru Messiniyen tabanı, kuzeye doğru eğimli olarak ve sedimantasyon fazını koruyarak devam etmektedir. Anaximander Dağı'nın doğusunda ise, bu dağın sıkıştırmasıyla KKB-GGD gidişli kıvrımlar oluşmaktadır.

Doğu Akdeniz'de, Mısır ile Kıbrıs arasında yer alan Erasthenes Denizdağı, Kıbrıs dalma batma zonunun pozitif bir yapısı olarak kendini göstermektedir. Bu yapı aktif olarak Kıbrıs'ın altına doğru dalmaktadır (Kemlar & Garfunkel,1987; Limonov ve diğ.,1994). Güneyde Nil Nehri deltasının uyguladığı yük yüzünden bu denizdağı aktif olarak parçalanmaktadır. Bu denizdağının K-G yapı kesiti şekil 5'te görülmektedir.

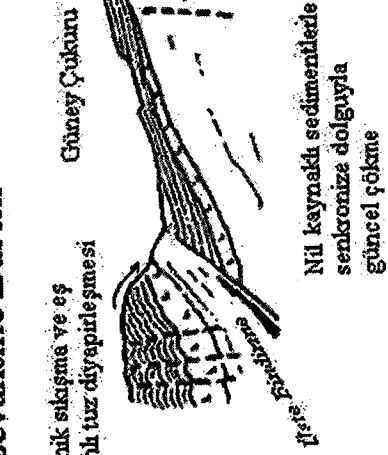
Anaximander Dağları bölgesi ise, sıkışma etkisinin altında bulunan Helenik ve Kıbrıs Yaylarının kesiştiği yerde bulunmaktadır. Üç temel yükselimden oluşan dağlar birbirlerinden ayrılmış ve bağımsız deformasyonlara uğramıştır. Bölgedeki fayların ve kıvrımların yön ve eğimlerinin uyumsuz olması, bu yapıların farklı yönlerden gelen etkilerle oluştuğunu, yani bölgenin değişik zamanlarda birden fazla deformasyon geçirdiğini göstermektedir. Tüm Akdeniz'de etkin bir kaplama alanına sahip olan Mesiniyen evaporitleri bu dağlarının üzerinde bulunmamaktadır. Batı ve güney dağları günümüzde birbirlerinden uzak görünmelerine rağmen, kuzeydeki Beydağları'nın uzantılarıdır. Beydağları ile beraber batı ve güney dağlarında Miyosen süresince yatay ve düşey hareketler sonucunda riftleşmeler oluşmuştur. Rodos ve Finike Basenleri bu olayların sonucudur. Bu durum, Anaximander Dağları bölgesinin ortasında K-G yönlü gravite anomalisi süreksizliği ile simgelenmektedir. Doğu dağı oluşum itibarıyla sıkışma tektoniğinin etkisi altında olup, farklı özellik göstermektedir. Bunun izleri, doğu ve kuzeydoğusunda yer alan Antalya Baseni'nde izlenmektedir. Ayrıca, doğu dağı bölgesinde Akdeniz Sırtı bölgesinde sıkça görülen çamur volkanları mevcuttur.

Eratosthenes Denizdağı

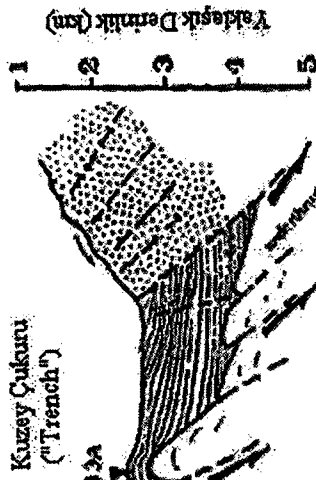
S

Levantine Baseni

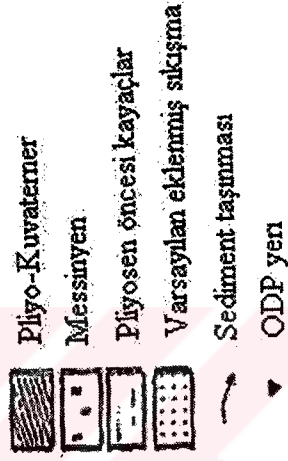
tettonik sıkışma ve eş zamanlı tuz diyapirizasyonu



Kıbrıs Kıyısı



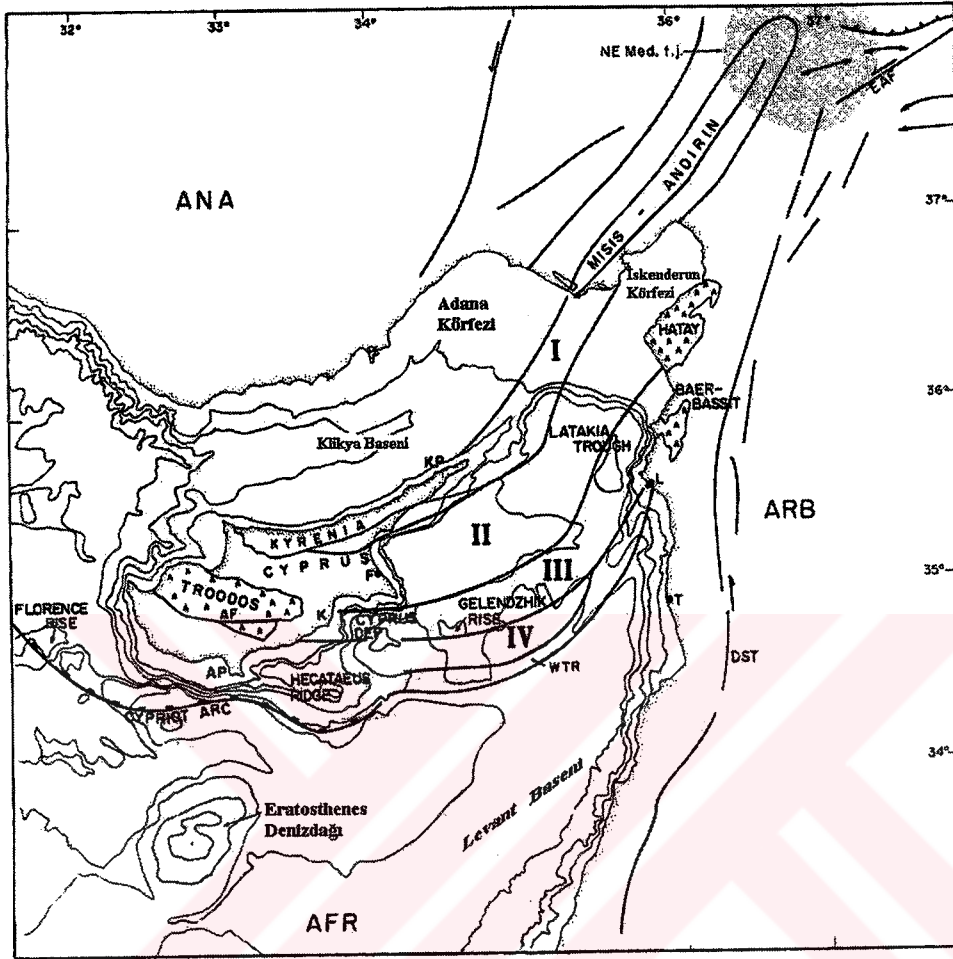
Kıbrıs ve esas olarak Eratosthenes kaynaklı sedimenter ile mevcut topografyasına passif havuzlanması ile daha önceki çökme.



Şekil 5. Eratosthenes Denizdağı'nın K-G yapı kesiti (Limonov ve diğ., 1994'ten).

Günümüzdeki Anadolu levhası, Kıbrıs'ın doğusunda makaslama kuşakları ile temsil edilmektedir (Şekil 6). Bunlardan en güneyde olanı sol yanal atıma sahiptir, fakat kuzeye doğru sağ yanal atımlıya dönüşür. Bu kuşakların birbirlerine göreceli yüzey hareketleri, esas gidişlere paralel olmayan kuvvet doğrultuları oluşturmaktadır. Büyük olasılıkla kuzeye doğru eğimli olan bu makaslama zonlarının, tabanda ofiyolit tabakasında birleştiği tahmin edilmektedir. Bunlar, batıya hareket sonucu ofiyolitik tabakaların üst üste binmesiyle çok yüksek gravite anomalisine sahip olan Troodos masifinde en kalın konuma erişmektedir. Bu hareketler neticesinde, çek-ayır (pull-apart) basenleri (örneğin, Pliyo-Kuvaterner Mesarya Baseni gibi) oluşmuştur (Limonov ve diğ.,1994). Pliyo-Kuvaterner kıvrım bloklarının deformasyonu Mesiniyen zamanından kalmaz; yükselmiş bloklar ise Mesiniyen öncesindedir. Çünkü, Mesiniyen evaporitleri bu yapılara doğru kamalanıp ortadan kalkmaktadır (Aksu ve diğ.,1994; Kemplar ve Garfunkel,1994). Adana-Klikya ile İskenderun-Latakya-Mesarya Basenleri'nin çökmesi, 3 km'yi bulan evaporit ve genç sedimanların birikimi ve 1-1.5 km su derinlikleriyle Orta-Üst-Miyosen'den beri devam etmektedir.

Anadolu levhasının güney kıyısı boyunca temel Geç Senozoik depolanma merkezleri, Adana-Klikya-İskenderun Basen kompleksi ile Antalya ve Latakya Basenleri'dir. Bu basenler günümüzde yay ardında yerleşmiş ve karmaşık mikroplaka yapıları ile aktif orojenik alanlardaki depolanma yerlerindeki sedimanların evrimi ve tektoniği çalışmaları için bir laboratuvar özelliği taşımaktadır. Misis-Girne bindirme kemeri Kıbrıs ve Türkiye arasındaki denizel bölgeyi kendi içinde batıda Klikya ve doğuda İskenderun olarak iki basene ayırmaktadır. Neojen-Kuvaterner deltaik sedimentleri ile dolu olan Adana Baseni, Klikya ve İskenderun Basenleri'nin sahildeki uzantısını temsil etmektedir. Bu üç basen Kıbrıs ve Türkiye arasındaki az çok geniş kapanmış depolanma merkezini oluşturmaktadır. Adana-Klikya-İskenderun Basen kompleksi sol yanal atımlı Doğu Anadolu transform fayından ayrılan bir seri kol üzerindeki pull-apart basenleridir (Dewey ve diğ.,1986).



I= Girne-Misis Andirin Birimi; II= Magosa-Hatay Birimi; III= Kiti-Baer-Bassit Birimi;
 IV= Hecataeus-Latakia Birimi; WTR= Batı Tartus Sırtı; LT= Latakaya Çukuru;
 CD= Kıbrıs Çöküntüsü; GR= Gelincik Yükselimi; HR=Hecateus Sırtı; AF= Arakapas
 Fayı; AP= Akrotiri Peninsula; F= Magosa; K= Kiti; L= Latakya; T= Tartus (Hall, 1980,
 1981).

Şekil 6. Kıbrıs ve Kuzey Levant kıyısı arasındaki yapısal elemanlar.

Fay düzlemi çözümlerinden, doğu ve kuzey Anadolu faylarının kayma vektörleri oldukça iyi bir şekilde belirlenmiş bulunmaktadır (Mc Kenzie,1972). Ege levhası, kuzey-güney genişlemesiyle oluşmuş graben yapısındadır. Anadolu/Ege levhasının güney kenarı ise Avrasya levhasına göre KKD'ya hareket eden Afrika levhasıyla karşılaşmaktadır (Şekil 4). Genelleştirilmiş basit bir yorumla bu sınırı, Hellenik Çukuru ve Doğu Anadolu fayı arasını birleştiren Pliny-Strabo Çukuru ile Kıbrıs Yayını'nı oluşturan Anaximander Denizdağları / Florence Yükselimi / güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi meydana getirmektedir. Doğu Akdeniz'de okyanus tipi kabuk bölgelerinin mevcudiyetinin ve Hellenik Yayın birbirine yaklaşan zonundan (Adana baseninde hem gerilme hem de ayrılma hareketlerinin belirtileri görülür), Doğu Anadolu transform fay sisteminin yanal atımlı zonuna doğru uzanan Kıbrıs Yayını'nda bir batma zonunun belirtileri vardır (Dewey ve diğ.,1986). Hellenik ve Kıbrıs Yayınları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalma batma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir.

Kıbrıs'ta yapılan paleomanyetik çalışmalar (Clube & Robertson,1986; Vine.,1973), geç Kretase'de oluşan Troodos ofiyolitlerinin, geç Kretase-erken Eosen arasında, 90° saat yönünün tersine bir paleo-dönme maruz kaldığını göstermiştir. Böylece, Türkiye ve Afrika'da elde edilen paleomanyetik veriler, uyumlu olarak dönme maruz kalan kıtasal bloğun oldukça küçük ve kenarlarının Kıbrıs adası civarında olduğunu göstermektedir. Bunu meydana getirebilecek güç, mevcut Kıbrıs bölgesinin ötesindeki ofiyolit ve/veya çarpışmanın altına dalan eğimli kıtasal yitmedir. Batı Troodos'larda yapılan paleomanyetik çalışmalar (Kissel ve diğ.,1993), Eosen'den beri, batıdaki Likya bloğunda saat yönünün tersine 30° ve doğu Toroslar'da ise saat yönünde 40° dönme olduğunu ortaya koymuştur.

Güney Anadolu-Kıbrıs bloğunun dönme hareketleri oluşurken, güney kenarında Kıbrıs Çukuru (dalma-batma kuşağı) oluşmuştur. Pliyo-Kuvaterner periyodunda, Adana-Klikya Baseni çöküntüsüyle eş zamanlı olan Misis-Girne-Antalya bölümündeki bindirmeler, Kıbrıs dalma batma zonunun kuzeye doğru alta dalmasıyla

ilişkilidir. Süregelen Pliyo-Kuvaterner'deki güney Anadolu-Kıbrıs bloğundaki dönme hareketleri, varolan yapılar üzerinde esas itibarıyla yanal atımlı faylar (örneğin, Misis-Girne sisitemi gibi) ve kısmi olarak da farklı zamanlarda oluşmuş K-G yönlü makaslama zonları (Anamur-Kromakti ve Gelidonya-Anaximander gibi) ile simgelenmektedir.



BÖLÜM III

DOĞU AKDENİZ'DE YAPILAN JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR

3.1 Doğu Akdeniz'in Sismolojisi

Doğu Akdeniz bölgesi levhaların kesişme bölgesi olduğu için sismik olarak aktiftir. Bu aktivitelerin çoğu Afrika ve Anadolu levhalarının sınırındaki Helenik Yay ve hendek karmaşası ile birleştirilir. İki geniş hendeği içeren depresyon Goncharov ve Mikhailov (1963) tarafından Helenik çukur olarak adlandırılmıştır. Helenik Yay'ın sismik aktivitesi bölgedeki aktif tektonizmanın analizinde belki de en önemli araçtır ve bu aktiviteyi bir çok araştırmacı yorumlamıştır (Galanopoulos,1967; 1968, 1973; Mc Kenzie,1970, 1972, 1978; Karnik,1971, 1972; Papazachos & Comninakis,1980; Leydecker ve diğ.,1978; Makropoulos & Burton,1981; Richter & Strobach, 1978). Helenik Yay dışındaki aktivite düşük, yaygın ve sığdır. Doğu Akdeniz'deki deprem odaklarının yatay ve düşey dağılımı ve fay düzlemi çözümleri bölgede pek çok alanda mevcut olan okyanusal blok kabuklarını içeren karmaşık bir tektonizmayı işaret eder (Morelli,1977).

Doğudaki Afrika levha sınırının devamı olan Kıbrıs Yayı, Helenik Yay'a göre daha düşük sismik aktiviteye sahiptir. Kıbrıs Yayı'nın aktivitesi Rabinowitz & Ryan (1970), Mc Kenzie (1970-1972); Papazachos & Comninakis (1971), Büyükaşikoğlu (1979), Harsch ve diğ.,(1981) ve Rotstein & Kafka (1982) tarafından tanımlanmıştır. Kıbrıs Yay'ı boyunca sismik aktivitedeki, batimetrideki, gravitedeki ve manyetikteki değişim levhalar arasındaki yakınlaşmanın bir alandan diğerine değiştiğini göstermiştir. Kıbrıs Yay'ına ait çok kanallı sismik yansıma verileri yay boyunca deformasyonun aşamalarındaki geniş bir değişime işaret eder. Bu bölgeye ait sürekli

sismik profiller Kıbrıs'ın güneyindeki Eratosthenes Denizdağı ile Rodos Baseni'nin güneydoğusundaki Anaximander Dağları arasında uzun bir deformasyon zonunun varlığını göstermektedir (Ben-Avraham ve diğ.,1988). Bu zonun varlığını ilk farkedene Giermann (1966, 1969) bu zon boyunca günümüzde de tektonik aktivitenin devam ettiğini belirlemiştir. Bu deformasyon zonu geçmişteki levha sınırır (Wong ve diğ.,1971; Lort & Gray,1974; Ben-Avraham ve diğ.,1976; Ben-Avraham & Nur, 1986). Florence Yükselimi bu deformasyon zonunun yakınında yer almaktadır. Florence Yükselimi kuzeydoğudaki Antalya Baseni'ni güneydoğudaki Herodot Baseni'nden ayıran Kıbrıs Yayı'nın kuzeydoğu uzantısında yer alır. Kıvrımlanmış ve faylanmış tabanı Neojen sedimentlerce örtülmüştür (Sage,1990). Kıbrıs Yayı'nın tektonik evrimi levha sınırının güneye göçü ile tanımlanır. Kuzey Kıbrıs'ın Ön-Miyosen'deki konumundan Kıbrıs'ın güneyindeki şimdiki konumuna gelmesi, Kıbrıs Yayı'nın güney tarafa doğru göçü, levha sınırının kuzeybatıdaki Anaximander Dağları'ndan güneydeki Eratosthenes Denizdağı'na bükülen şeklinin nedenidir (Kempler & Ben-Avraham,1987).

Doğu Akdeniz'de orta ve derin depremler en yoğun olarak Helenik Yay boyunca görülmektedir. Şokların ve derinliklerin dağılımı maksimum 200 km derinliğe ulaşan yayın iç bükey tarafına doğru dalan iyi gelişmiş Beniof zonunu gösterir. Bazı yazarlar (Papazachos & Comninakis,1977) iki farklı Beniof zonu önermiştir (güneyde Ege hendeği ile ilişkili çok aktif ve bunun kuzeyinde daha az gelişmiş olan). Orta derinlikteki depremlerle ilişkilendirilen ikinci bir küçük Yay Kıbrıs adasının yakınına yerleşmiştir. Kıbrıs ve güney Türkiye depremlerinin odak derinlikleri 60 km'den fazladır (Udias,1982). Helenik Yay ve Kıbrıs Yay'ı ile ilişkili bölge son derece karmaşıktır. Yayların kendileri sıkışma stresinin altındadır ve Afrika levhası'nın litosferik materyali yaklaşık 200 km derinlikte güneyden dalmaktadır. Helenik Yay'ın altındaki litosfer K-G gerilme stresinin etkisindedir ve normal faylanma egemendir. Bu materyalin genişlemesinin Yay ardı baseninin şekillenmesinin sonucudur. Akdeniz bölgesindeki yatay gerilme Afrika ve Avrasya levhalarının yakınlaşması nedeniyle KB-GD dan K-G yönüne sıkışmadır. Yatay sıkışma

baskısının bu yönü Avrasya levhasının içinde de mevcuttur. Genel doğrultudan sapma ikincil blokların bağımsız hareketi nedeniyledir (Udidas ve diğ.,1993).

Helenik Yay boyunca oluşan sığ depremler çoğunlukla bindirme olayından kaynaklanmaktadır (Mc Kenzie,1972, 1978; Comninakis & Papazachos,1972). Helenik Yay boyunca Ege ve Afrika arasındaki göreceli hareketin yönü büyük depremlerin fay mekanizmalarının çözümü ile genellikle KD-GB yönlüdür (Mc Kenzie,1972, 1978; Papazachos,1974; Le pichon & Angelier,1979). Böylece Helenik Yay'ın doğusunda eğik dalma oluşurken batı kısmında normal bir dalma yer almaktadır. Yayın kuzeydoğu köşesinde göreceli levha hareketi yaklaşık dalma doğrultusu yönündedir. Bu geometriyi bir çok araştırmacı (Mc Kenzie,1978; Le Pichon & Angelier,1979, Dewey & Şengör,1979) Yayın bu bölümünü, transform fay sistemi ile açıklamıştır. Helenik Yay'daki deprem derinliklerinin 160 km'nin üzerine ulaşması dalmakta olan bir sismik zonu düşündürmektedir. Dalmakta olan sismik tabakalar yalnızca kalın ve karmaşık değildir aynı zamanda dalan sismik tabakaların üst ve alt kısmında Yayılmış geniş ve ayrık sismik aralıklar ile süreksizlikte yer almaktadır (Rotstein & Ben-Avraham,1985). Benzer bir fenomen çarpışma ve birleşme işlemlerinin bir sonucu olarak düşünülen Kıbrıs Yay'ının kuzeybatı köşesinde de gözlenmiştir (Rotstein & Kafka,1982). Kıbrıs Yay'ının batı bölümündeki levha kesişme şekillerinde muhtemelen eğik dalma egemendir. Antalya Körfezi'nde orta derinlikte depremler görülmesine rağmen Anaximander Dağları'nın kuzeyine doğru sismik aktivite devam etmemektedir.

Büyük depremlerin episantr dağılımları ve odak mekanizması çözümleri temelinde (MC Kenzie, 1972) bu aktif deformasyon bölgesinde pek çok küçük levhanın varlığı anlaşılmıştır: Türkiye, Ege, Karadeniz, İran ve Hazar. Depremlerin episantr yerleri ($m > 4$) Doğu Akdeniz'in genel tektonik özelliklerini ve doğal sismik aktivitenin dağılımını göstermektedir. Bu yüzyılda oluşan önemli depremlerin odak mekanizması çözümleri (Jackson,1992; Eyidoğan,1988; Jackson & Mc Kenzie,1988) Helenik Yay'daki Afrika levhası'nın alta girmesini, Ege'deki Yay ardı genişlemesini, kuzey ve doğu Anadolu fayları boyunca yanal atımlı hareketi ve Kafkas ve Bitlis-

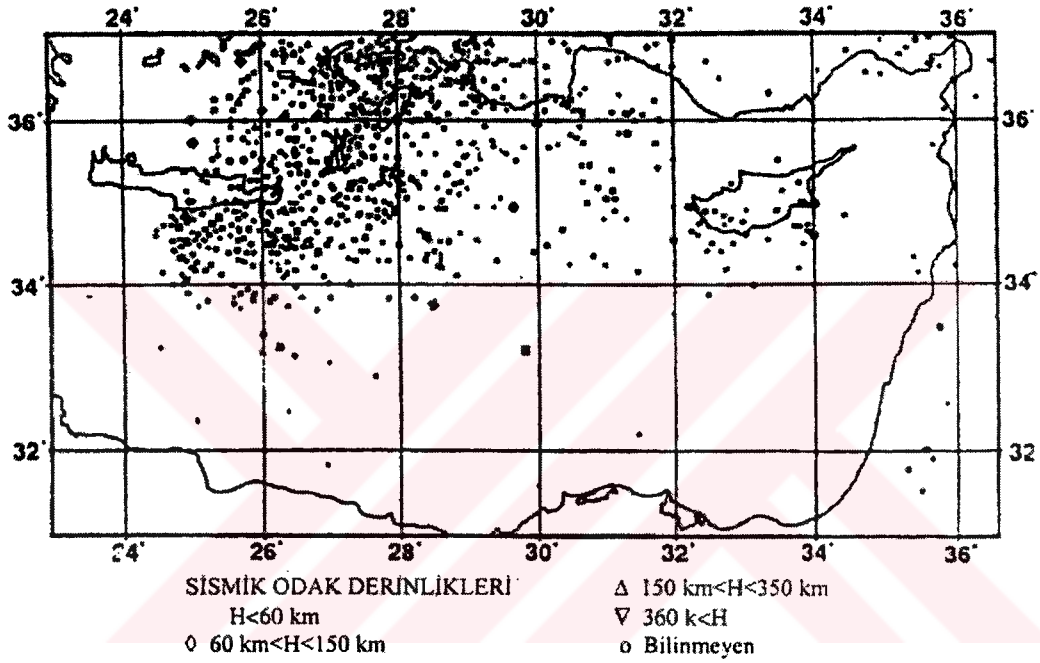
Zagros kemerindeki çarpışmayı göstermiştir. Güncel levha hareketleri için ayrılma oranları, deprem kayma vektörleri ve transform fay azimutlarını kullanarak oluşturulan büyük ölçekli modellerde Arab levhası ile Avrasya'nın yaklaşmasının Afrika levhasından daha hızlı olduğunu göstermiştir (Minster & Jordan,1978; Chase, 1978; De Mets ve diğ.,1990).

95 ma' dan bu yana Avrasya'ya göre göreceli olarak kuzeye doğru hareket eden Afrika levhası, Avrasya levhasına ~10mm/yıl yaklaşmaktadır (De Mets ve diğ., 1990). Avrupa ve Ege yitme sınırlarındaki levha hızları GB yönlü ve 15 mm/yıl (doğu Helenik Yay)'dan 40 mm/yıl (batı Helenik Yay)'a artmaktadır (Le Pichon & Angelier, 1976). Ege için sismik moment tensöründen elde edilen arazinin yatay hızından Ege bölgesinin Avrasya'ya göre 30 mm/yıl güneybatıya, orta Anadolu'nun batıya doğru yaklaşık 15mm/yıl hareket ettiğini göstermiştir.

Kuzeydoğu Akdeniz bölgesinin tektoniğinde Afrika ve Avrasya levhalarının kesişmesi egemendir. Afrika levhası günümüzde Ege ve Anadolu levhalarına göre göreceli olarak sırasıyla kuzey-kuzeydoğu ve kuzeydoğuya doğru hareket etmektedir. Bu mikro levhalar ile Afrika arasındaki sınır, Helenik Yay ve batıda Pliny/Strabo hendeği ve Kıbrıs Yayı ve muhtemelen doğudaki Amanos fay ile birleştirilen Yaygın fay sistemi ile belirlenir. Burada yalnız Helenik Yay aktif bir dalma zonu gibi görülür. Kıbrıs Yayı geniş bir deformasyon zonunda gelişmiş gibi görülmektedir. Hem Pliny/Strabo hendek sistemi hem de doğu Anadolu fay zonu göreceli hareket vektörüne yarı paralel ve böylece bölgede transform hareket egemendir.

Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki batma zonunun konumunun ipuçlarını verecek deprem odakları olmalıdır (Şekil 7). Bu bölgedeki son çalışmalar (Rotstein & Kafka,1982) batıdaki Hellenik Yay'dan ya da kuzeydoğudaki doğu Anadolu transform fay zonlarından daha az depremselliğe sahip olduğunu göstermektedir. Kıbrıs Yayı bölgesinin dağınık ve düşük sismisite göstermesi, levha sınırı olarak tam açıklığa kavuşmadığını göstermektedir. Afrika ve Arap levhaları arasındaki göreceli hareket, sol yanal atımlı Ölü Deniz fayı tarafından karşılanmaktadır.

Antalya Baseni ve Kıbrıs bölgesinin sismisite dağılımını kuzeye doğru aşağı doğru dalan geniş bir sismik zonu göstermektedir. Anaximander Denizdağı /Florence Sırtı ve Kıbrıs kemeri ise bu sismik zonun güney kıyısında yer almaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden hareketin esas itibarıyla bir bindirme olduğu ortaya çıkmaktadır. Sismik zonun genişliği batma zonunun aşamalı olarak güneye doğru göçünü vermektedir. Bu güncel kayma bölgenin jeolojisi kapsamında Afrika ile Avrasya arasındaki sınırın zaman içinde güneye kaydığının bir işaretidir.

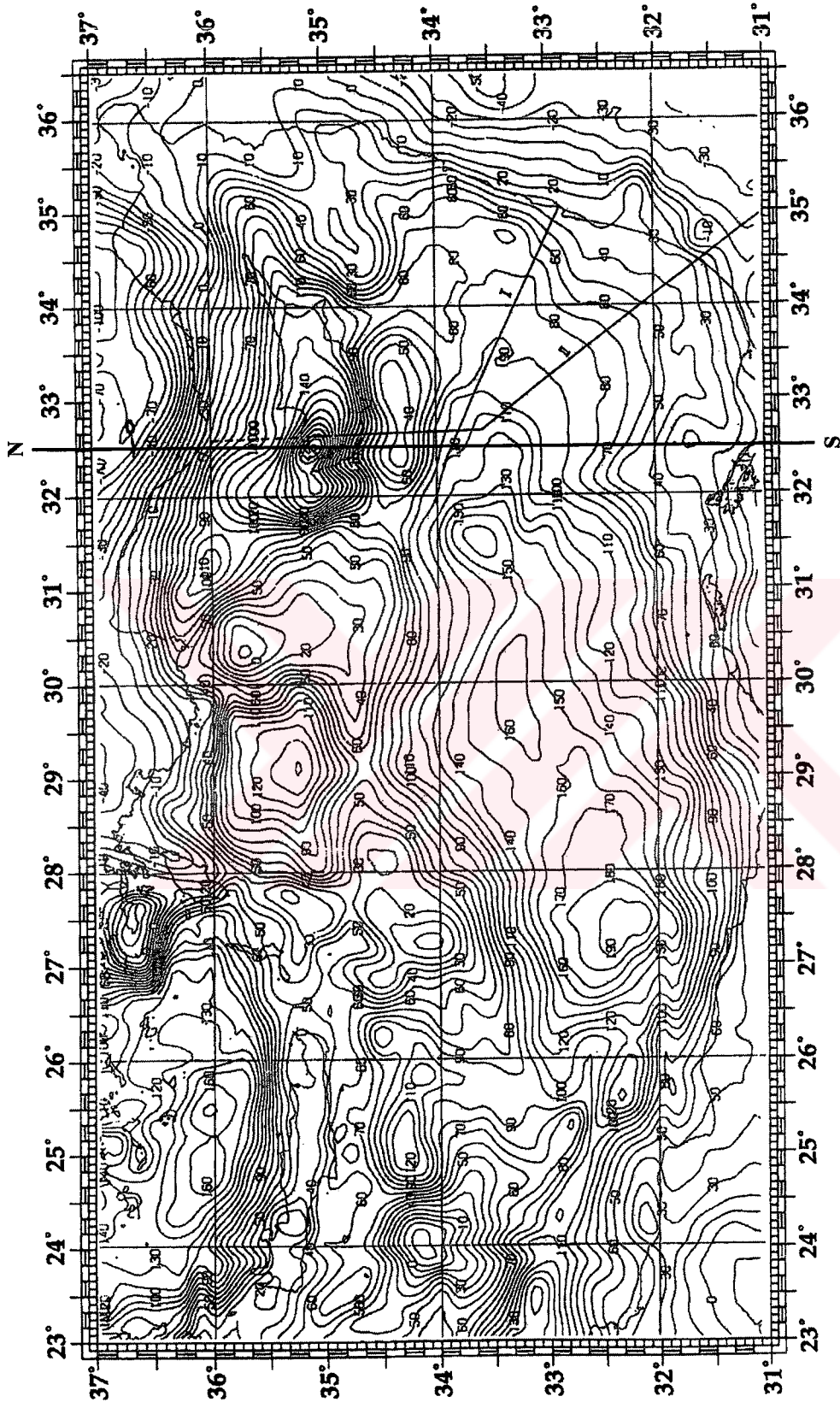


Şekil 7. Doğu Akdeniz'in sismisite haritası
(Ergün M. ,Oral E. Z. ve Çifçi G., Doğu Akdeniz'in Yapısı ve Levha Tektoniğindeki Yeri, JEOFİZİK 9,10)

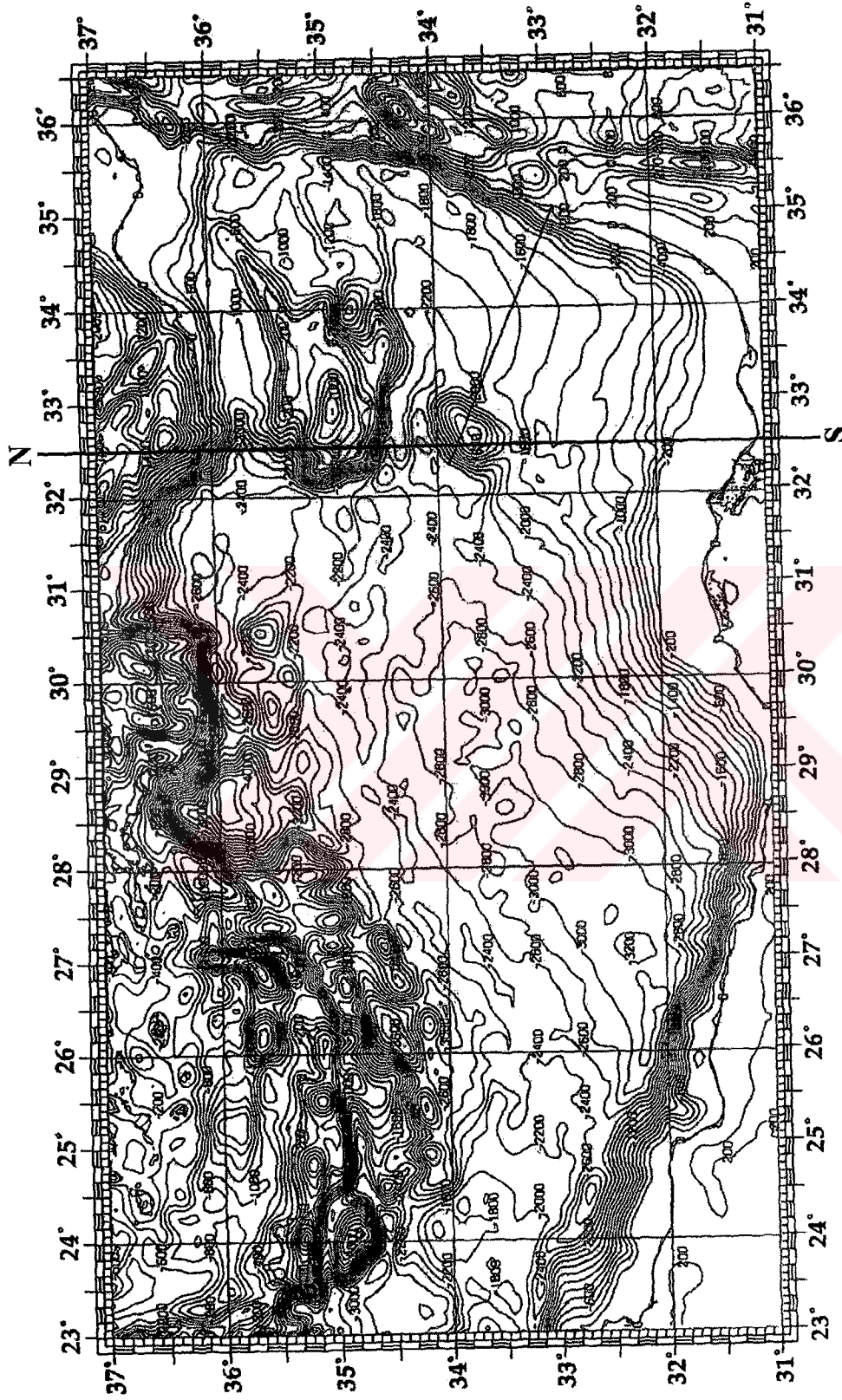
3.2 Doğu Akdeniz'in Gravite Anomalileri

Doğu Akdeniz'de gözlenen gravite değerleri ile normal istatistik şartlarda bölgede beklenen gravite değerleri arasında gözlenen farklılıklar bölgenin izostatik dengenin dışında olduğunu göstermiştir. (Woodside,1976, 1977; Makris & Wang, 1994). Doğu Akdeniz yaklaşık Bouger gravite anomalilerinde KD-GB yönü egemendir. Doğu Akdeniz Bouger gravite anomalisi Şekil 8'de ve batimetri haritası Şekil 9'da görülmektedir. Doğu Akdeniz'e ait gravite anomalileri ile deniz tabanı topoğrafyası arasında ters bir ilişki olduğunu belirtilmiştir (Harrison,1995). Doğu Akdeniz'de gözlenen gravite anomalileri ile topoğrafya ve normal izostatik ilişkiler anomalinin manto kökenli olduğunu göstermektedir. Falquist (1963) Doğu Akdeniz Bouger anomalisinin batı Akdeniz ve diğer okyanus Bouger anomalilerinden 100 mgal daha düşük olduğunu tesbit etmiştir. En belirgin özellik Kıbrıs ve güneydeki deniz bölgesinde olduğu gibi yüksek ve düşük gravite anomali bloklarının varlığı Yay hendek sistemlerinde mevcuttur. Doğu Akdeniz gravite haritasını incelediğimiz zaman gravite konturlarının 30° boylamının doğusunda, Kıbrıs çevresinde yoğunlaştığını görmekteyiz. Bu anomaliler muhtemelen Tetis'in kapanmasıyla oluşan tektonizmanın oluşturduğu anomalilerdir. Kıbrıs çevresi, Levant kıyıları ve Kıbrıs'ın güneyindeki pozitif kapanımlar bize ofiyolit yerleşimleri hakkında bilgi verir.

Kuzeye doğru geniş ve uzamış gravite yükseklikleri ve alçaklıkları, Kıbrıs Yay sisteminin içindeki batimetrik özellikler ile uyuşan Türkiye kıtasal alanına az ya da çok paralel uzanır. Doğu Akdeniz KD-GB uzanan trend Herodot Abisal baseni olarak bilinir ve yaklaşık olarak 220 mgal bouger gravite değerindedir. Gravite anomali değerleri doğuya doğru azalmaktadır. Bouger anomalisi sıfır konturu genel olarak sahilleri takip etmektedir. İsrail ve Lübnan 20 ile 80 mgal arasındadır. Gravitedeki bu azalma sediment kalınlığındaki artmadan dolayı olmalıdır. Gravite değerleri batimetrik yapılarla da bağlantılıdır. Örneğin, Rodos Baseni yaklaşık 4000 m derinliğe ve yaklaşık 180 mgal büyüklüğünde yüksek Bouger graviteye sahiptir. Diğer yandan Anaximander denizdağı yalnızca 0-20 mgal ile belirlenmiştir.



Şekil 8. Doğu Akdeniz'in gravite haritası.

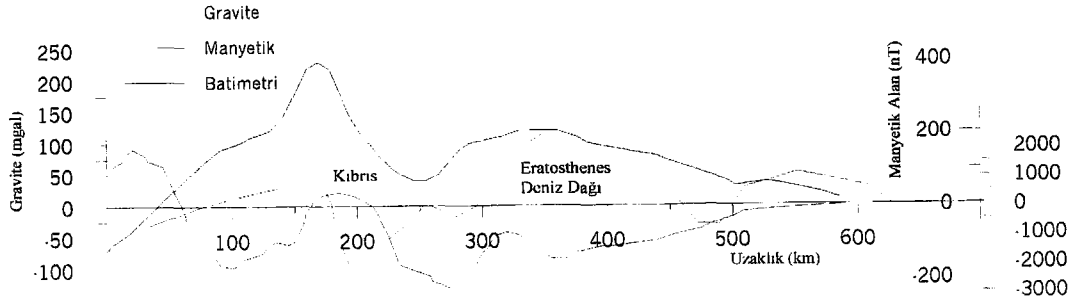


Şekil 9. Doğu Akdeniz'in batimetri haritası.

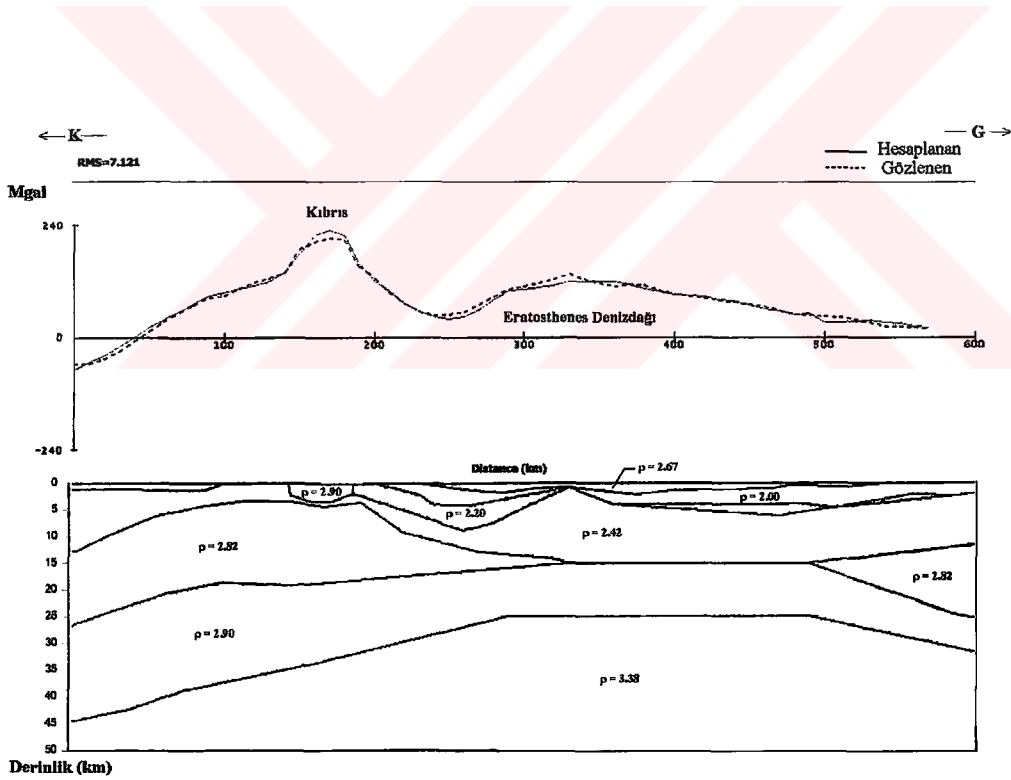
Sediment kalınlığının ve yoğunluğunun tek başlarına gravitedeki bu ani değişimi açıklayamadığı görülmektedir. Buna ek olarak kabuk kalınlığının artması ve kıtasaldan okyanusal kabuğa geçiş de söz konusudur. Özellikle Kıbrıs adası ve Kıbrıs Yayı kısmı kuvvetli pozitif gravite anomalileri ile 220 mgal değerle açığa çıkmıştır. Antalya baseni (Troodos ofiyolit kütesinin yaklaşık 240 mgal gravite anomalisinin uzantısı gibi görülen) KKB doğrultusuna yönelmiş 80-100 mgal Bouger anomalisine sahiptir ve Beydağları sahasında aniden sona ermektedir. Beydağları otokton platformu Isparta açısı'na doğru yaklaşık K-G doğrultusunda (yaklaşık -80 mgal) negatif Bouger gravite anomali zonuna sahiptir.

Kıbrıs bölgesinden alınan 32.5° NS kesitine ait gravite, manyetik ve batimetri anomalileri şekil 10'da gösterilmiştir. Bu kesite uygulanan Talwani modellemesi sonucu hesaplanan anomali değerleri ile gözlenen anomali değerleri arasında iyi bir yaklaşım sağlanmıştır. Şekil 11'de kesite ait oluşturulan iki boyutlu yer altı modeli ile gözlenen ve hesaplanan gravite anomalileri görülmektedir. 2 boyutlu bu modelde manto 3.38 gr/cm³, bazaltik kabuk 2.9 gr/cm³, granitik kabuk 2.82gr/cm³ olarak tanımlanmıştır. Bouger gravite anomalisinden yararlanılarak oluşturulan başlangıç modeli koordinatlarında oynamalar yaparak gözlemsel anomaliye en yakın anomaliyi veren model elde edilmeye çalışılmıştır. Kıbrıs'ın üzerinde maksimum 220 mgal'e ulaşan değerler belirgindir. Anomalinin amplitüdü daha önce yapılmış olan çalışmalardan elde edilen PS-58 profili ile kesiştiği bölgede 40-50 mgal'e ulaşınca kadar dereceli olarak düşer.

Buradaki modelleme çalışmaları anomalinin kıtasal kabuk içerisinde bir ara katman oluşturmuş kütle tarafından meydana getirildiğine dair varsayıma göre gerçekleştirilmiştir. Bu kütle de Kıbrıs üzerinde kısmen mostra vermiş olan Troodos masifi (ofiyolitlerle tanımlanan) 2.9gr/cm³'lük bir yoğunluk değerine sahiptir. Alınan kesitten şu sonuçlar çıkartılmıştır.



Şekil 10. 32.5° K-G Yönünde alınan kesitin gravite , manyetik ve batimetri anomalileri.



Şekil 11. 32.5° K-G yönünde alınan kesitin iki boyutlu gravite modellemesi (Türkiye-Kıbrıs-Eratosthenes-Nil Konisi arası).

Kıbrıs'ın kabuğu yaklaşık 30-32 km kalınlıkta kıtasal kabuktan oluşmaktadır. Batı Mısır kıyılarında tortullar 5-6 km kalınlıktan Nil konisine ve İsrail'e doğru artarak hemen hemen 16 km'ye ulaşır. Eratosthenes'in güneydoğusunda kabuk kalınlığı 15 km'ye ulaşır. Sina kıyısı ile İsrail'in güney kıyılarına doğru 5 km'ye kadar azalır. Kıbrıs'ın güneyinde 2.82 gr/cm^3 yoğunluklu bu tabaka olasılıkla kıtasal kabuğun üst kısmıdır ve Levantine Baseni'nde kaybolur. 2.9 gr/cm^3 ortalama yoğunluklu okyanusal kabuk Levantine Baseni'nin altında yaklaşık 6 km kalınlıktadır. Moho güney Türkiye'de 45 km derinlikten Kıbrıs'ın altında 35 km derinliğe düşer. Bazaltik kabuk derinliği kesitin kuzeyinde 45 km'ye varırken en kalın katmanı oluşturur. Granitik kabuk ise 5-18 km arasında değişirken, en ince kısmı profilin ortasına denk gelen bölgededir. Mantonun yüzeye en yakın olduğu yerler yine bu noktalardır ve 10 km civarındadır.

3.3 Doğu Akdeniz'in Manyetik Özellikleri

Doğu Akdeniz genel hatlarıyla manyetik anomalilerden yoksundur. Fakat Eratosthenes Denizdağı ve ayrıca ofiyolitlerle ilişkili olarak Kıbrıs'tan Antalya bölgesine doğru manyetik anomaliler mevcuttur. Doğu Akdeniz manyetik anomali haritası şekil 12'de görülmektedir.

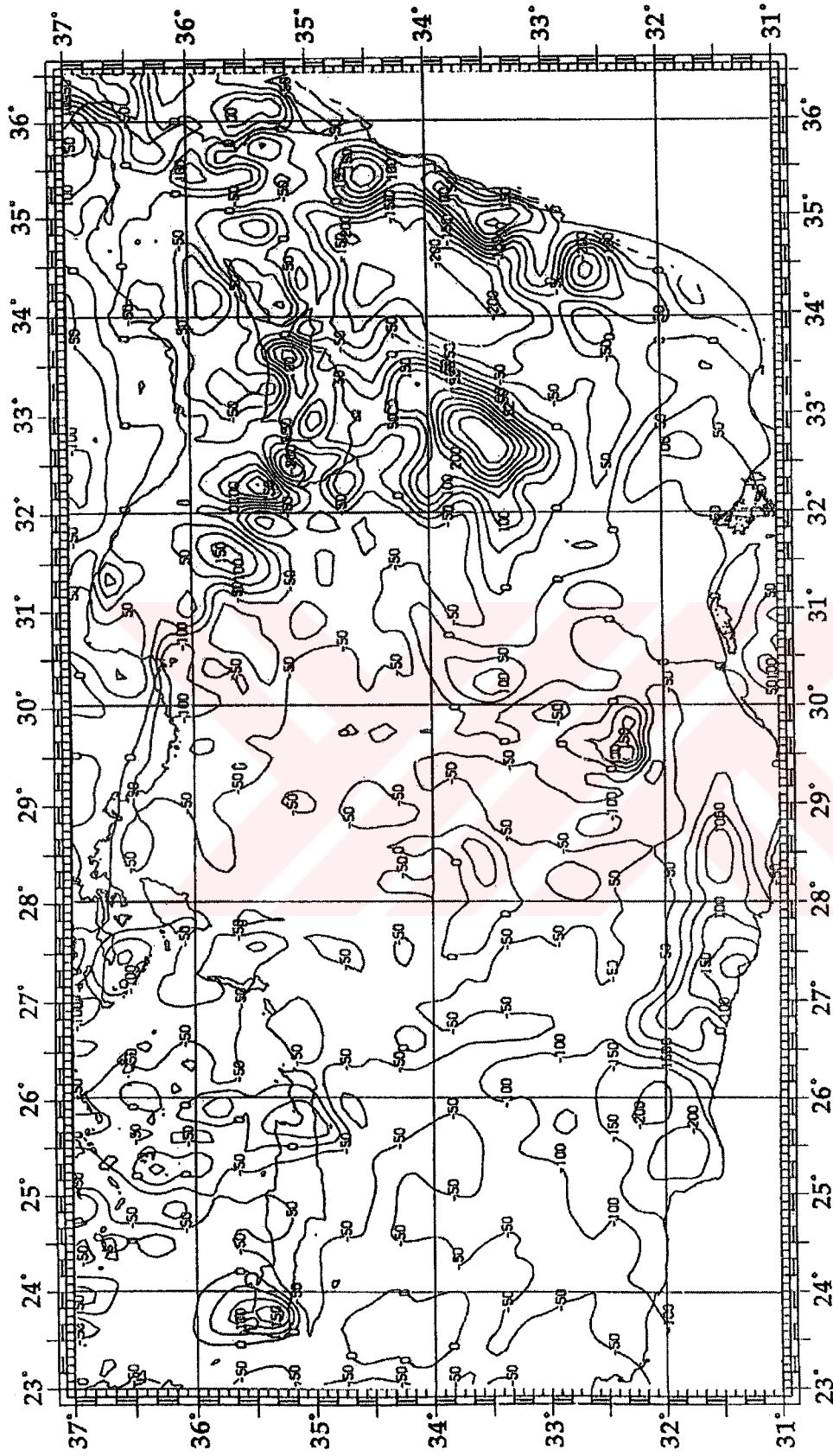
Manyetik özellikler ana tektonik elemanlarla birleştirilmiştir. Örneğin; Kıbrıs Yayı, Yayın batimetrik-topoğrafik şeklini çizen bir seri dipol anomalileri ile karakterize edilmektedir. Bu anomaliler sediman yapısında ve okyanusal kabuk üzerinde ofiyolitlerin varlığını gösterir. Bu dipol anomalilerinin tersine Eratosthenes Dnizdağı üzerinde pozitif manyetik anomali gözlenmektedir. Ayrıca pozitif manyetik anomali denizdağının kıtasal kabuktan oluştuğunun bir kanıtıdır.

2-D modellemede ters manyetizasyona sahip okyanusal kabuk olarak tanımlanan Levantin baseni güçlü negatif anomaliye sahiptir. Volkanik okyanusal kabuk 12-14 km'yi aşan kalınlıkta sedimanlarla örtülü olduğundan bu okyanusal kabuğun Kıbrıs'taki Kretase yaşlı normal manyetizasyona sahip ofiyolitlerden daha yaşlı olduğu öne sürülmektedir. Mısır kıyılarında ve Eratosthenes Denizdağı'nın

kuzeybatısında gözlenen güçlü negatif manyetik anomaliler ise Levantin Baseni'nin altında Kretase öncesi yaşlı okyanusal tabanın varlığını işaret etmektedir. Bu durum sismik yorumlar ve yoğunluk modelleriyle uyum içerisindedir.

Doğu Akdeniz'deki manyetik alan genellikle hafif değişimler ve düşük gradyentlerle tanınmaktadır. Akdeniz Sırtı ve Helenik Yay alanları genel olarak belirgin bir manyetik alana sahip değildir. Manyetik özellikler temel tektonik elementler ile birleştirilebilir. Örnek olarak; Kıbrıs Yayı, yayın bilinen batimetrik/topoğrafik şeklini takip eden bir seri dipol anomalileri ile tanınır. Pozitif manyetik anomaliler Kıbrıs'dan Antalya Baseni'nin içine doğru uzanan ve ofiyolitler ile açıklanır. Ancak jeolojik bilgiler temelinde Antalya Baseni'ndeki anomaliler yalnızca ofiyolit kütlelerin etkisiyle modellenemez. Kabuk kalınlığındaki değişimlerin de göz önünde tutulması gereklidir.





Şekil 12. Doğu Akdeniz'in manyetik haritası.

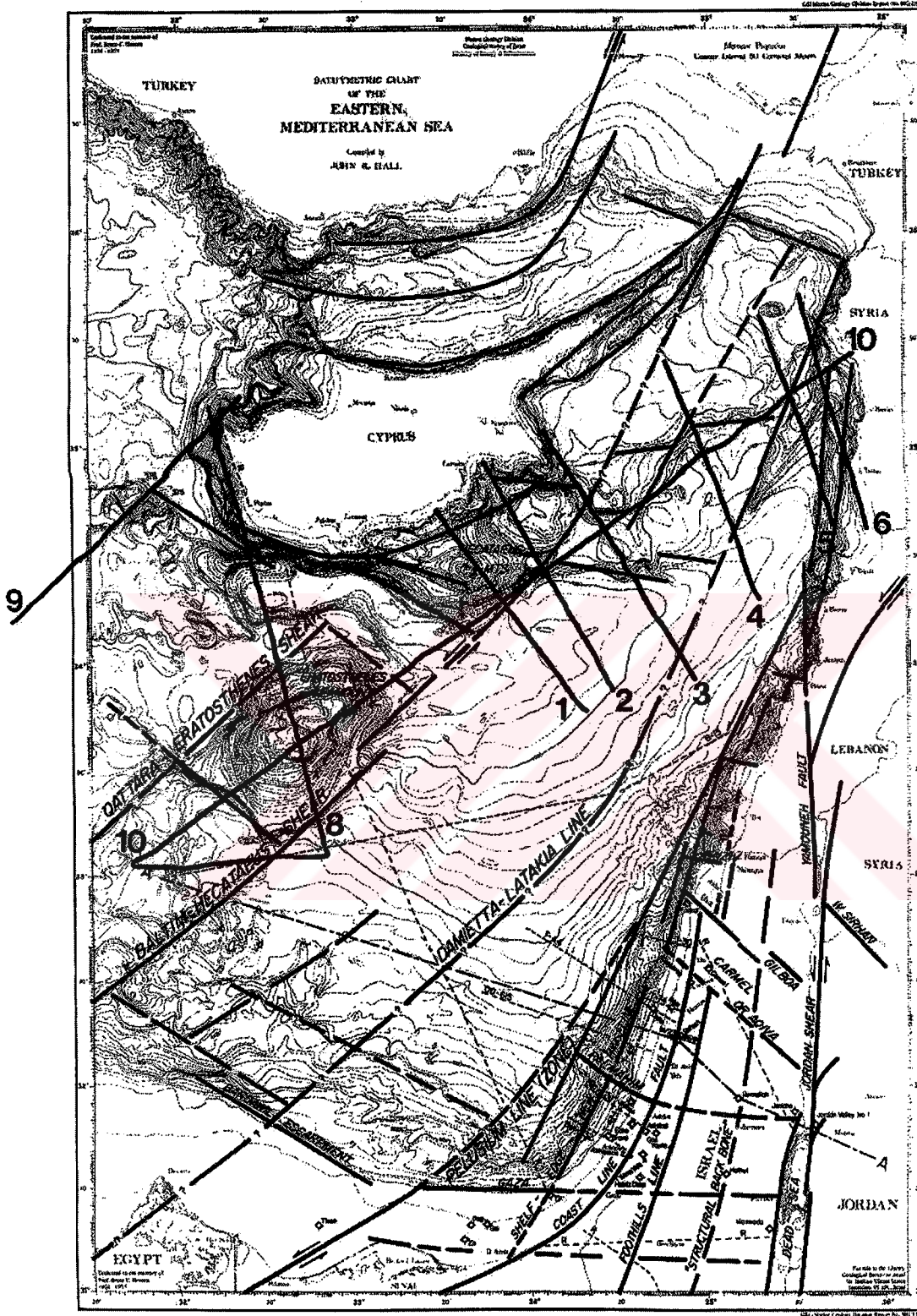
3.4 Sismik Veriler

3.4.1 Sismik Veri I

Araştırma doğu Akdeniz’de kuzeybatı Suriye kıyısı ile Kıbrıs adasının güneyi arasındaki bölgede yapılmıştır. Çalışmanın amacı CDP metodunu kullanarak Finike denizinin sediman yapısını ve Kıbrıs ve kuzeybatı Suriye kıyısı kesişme bölgesindeki jeolojik yapıların özelliklerini belirlemektir. Bu veriler çok kanallı sismik yansıma yöntemiyle R/V Akademik Nikolaj Strakov 5 sırasında alınmıştır.

Çalışma sırasında toplam uzunlukları 1720 km olan uzunlamasına ve 2 tane de enleme ait CDP profili alınmıştır. Şekil 13 bu profillerle bölgenin batimetrik yapısını ve aynı zamanda bu alan için öngörülen tektonik çerçeveyi göstermektedir. Maalesef profillerin çoğunun Finike Denizi boyunca uzanması nedeniyle Suriye, İsrail ve Lübnan şelf ve kıta yapısı hakkında bilgi alınamamaktadır (Neev, Greenfield & Hall,1985).

Bu çalışmada profillerin 7 tanesi değerlendirilmiştir. Profil 1 (Şekil 15), 123 km uzunlukta olup GGD-KKB yönünde uzanır. Profil 2 (Şekil 16), Kıbrıs’ın güney kıyısından, Finike Baseni’ne doğru KKB-GGB yönünde alınmış olup 126 km uzunluğa sahiptir. Profil 3 (Şekil 17) ise profil 2 ile aynı yönde alınmış olup 143 km uzunluğa sahiptir. Profil 4 (Şekil 18), derin deniz baseninden Kıbrıs kıta yamacına kadar GGD-KKB yönünde olup 125 km uzunluktadır. Suriye şelfi ve yamacından, Batı Tarsus Sırtı’nı keserek Latakya Baseni’ne doğru uzanan profil 6 (Şekil 19), GGD-KKB yönlü olup 116 km uzunluktadır. Profil 8 (Şekil 20), 236 km uzunlukta Eratosthenes Denizdağı üzerinden Kıbrıs’ın batı sınırına paralel GGD-KKB yönünde alınmıştır. Profil 10 (Şekil 21)’un tamamı 450 km uzunlukta olup Finike Baseni üzerinden KD-GB yönünde alınmıştır. Doğu bölümü Suriye yamacını keserek Levantin Baseni’ne girmektedir. Profilin doğu bölümü 220 km uzunlukta olup Eratosthenes Denizdağı üzerinden uzanır.



Şekil 13. R/V Akademik Nikolaj Strakov araştırmasındaki çalışma alanı ve profillerin konumlarını gösteren harita.

Sismik kaynak olarak her biri 3 lt olan 4 odacığa sahip airgun kullanılmıştır. Kaynak derinliği 12 m olup atış aralığı 50 m'dir. Alıcı olarak 48 kanallı 2350 m aktif uzunluğa sahip hidrofon dizisi kullanılmıştır. En küçük ofset 600 m olup bu sistemde 12 katlamalı kayıt alınmıştır. Alıcı gruplarının merkezleri arasındaki mesafe 50 m'dir. Sismik kesitler 4 ms örnekleme aralığı ve 12 sn kayıt uzunluğu ile SEG formatında kaydedilmiştir.

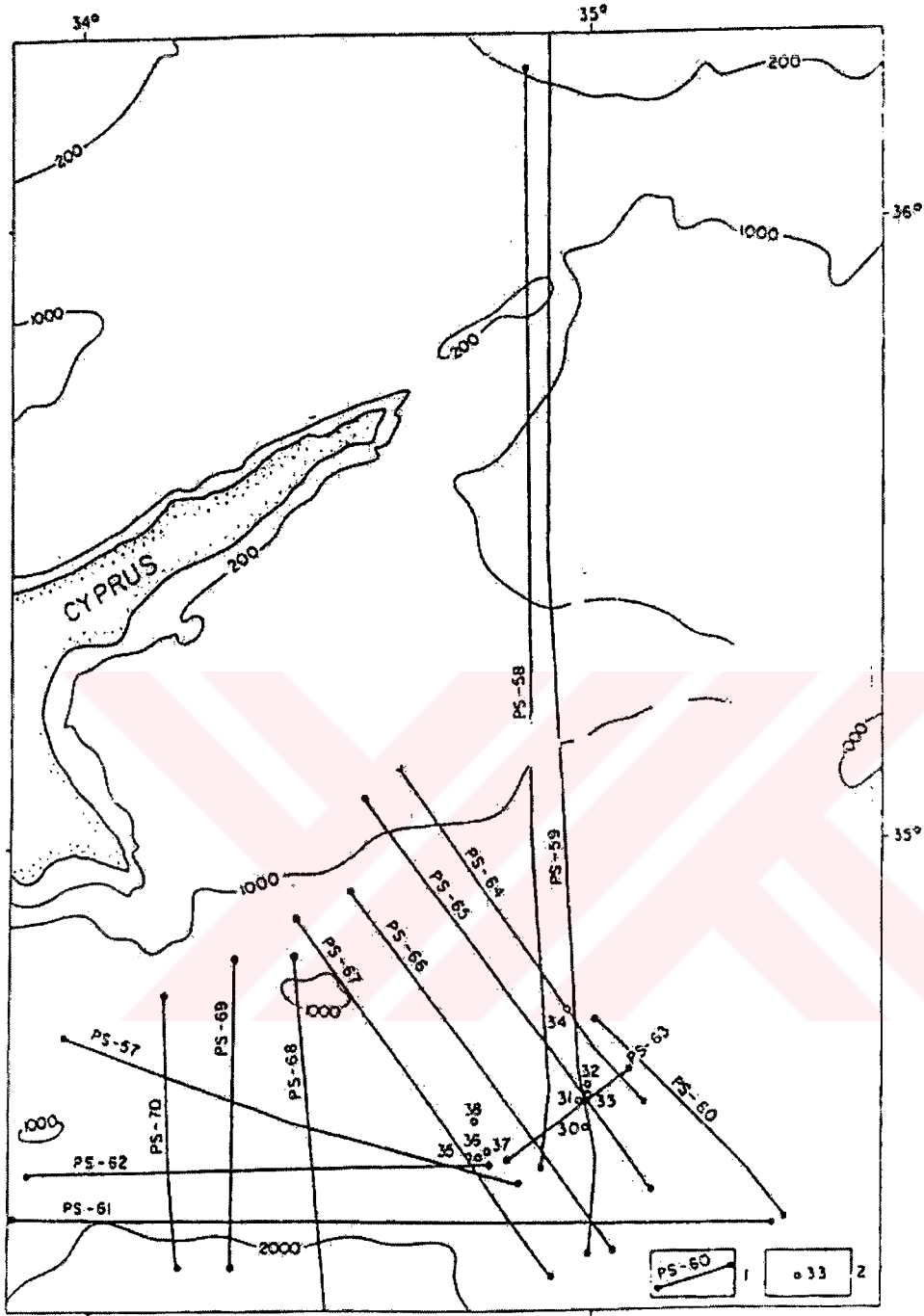
3.4.2 Sismik Veri II

Burada yapılan çalışma R/V Gelendzhik araştırma gemisi ile 1991 yılında kuzeydoğu Akdeniz bölgesinde, araştırma ile eğitim (Training Through Research-TTR) çalışmaları sonucu elde edilen yüksek ayrımlı sismik profillerin yorumlarını içermektedir.

Çalışma alanı Kıbrıs'ın doğusundadır. Araştırmaların 2 amacı vardır, birincisi Ölüdeniz Fayı'nın denize olan muhtemel uzantısının belirlenmesi: ikincisi ise, batimetrik olarak iyi bilinen, Suriye kıyısından güney batıya yaklaşık 200 km'lik bir mesafe boyunca Kıbrıs'ın hemen güneyindeki Hecataeus Sırtı'nın güneydoğu ucuna uzanan sırt üzerinde çalışmalar yapmaktır. Bu sırt R/V "Akademik Strakhov" (1987) araştırmasının raporunda, "Batı Tarsus Yükselimi" olarak isimlendirilmiştir. Burada da, bu yapısal-morfolojik yapı "Batı Tarsus Sırtı" olarak adlandırılacaktır. Söz konusu raporda bu sırt, muhtemelen Mesinyen tuzlarının intrüzyonunun neden olduğu "bir fay-ilişkili dar sırt" olarak tanımlanmıştır.

Bu çalışmada alınan profillerin 6 tanesinin yorumuna yer verilmiştir. Konum haritası şekil 14'de görülmektedir. Bunlar PS-58, PS-59, PS-62, PS-64, PS-67 ve PS-70.tir.

Sismik kaynak olarak eş zamanlı çalışan 2 adet sparker kullanılmış olup, üretilen toplam enerji 2.15 kj'dür. Kaynak spektrumu 40-120 HZ arasındadır. Alıcı olarak 96 m uzunluğunda, 16 kanallı piezoelektrik streamer kullanılmıştır.



Şekil 14. Gelendzhik (TTR) 1991 Çalışmalarında alınan profilleri gösteren konum haritası.

BÖLÜM IV

SİSMİK KESİTLERİN YORUMLARI

4.1 Sismik Kesitlerin Yorumları I

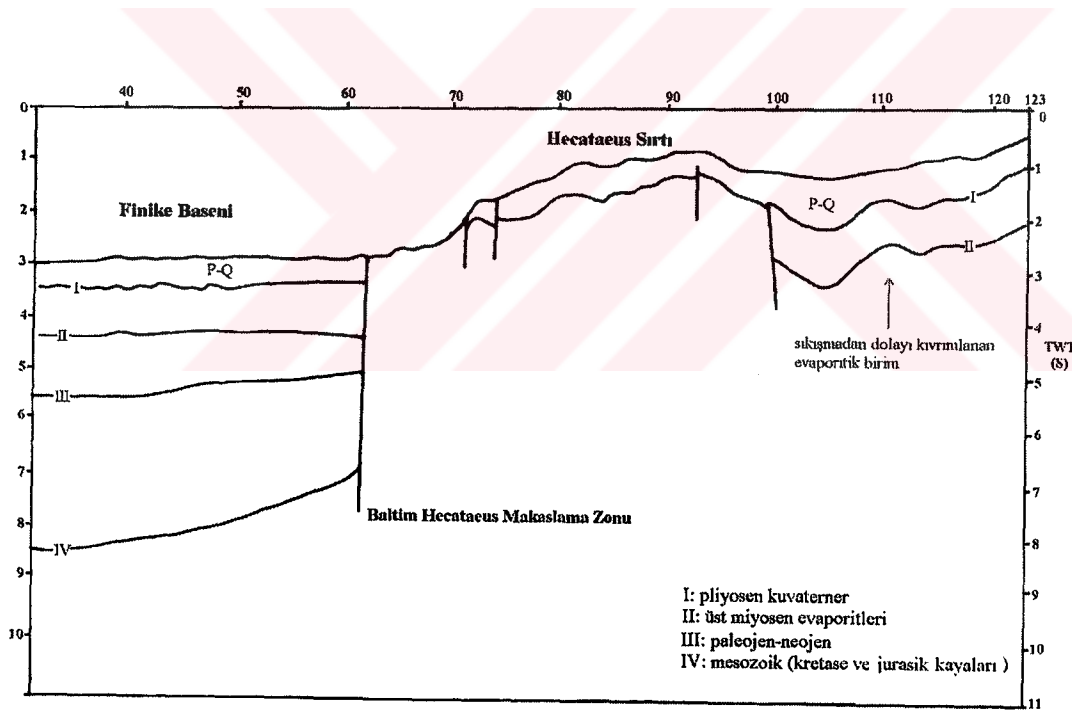
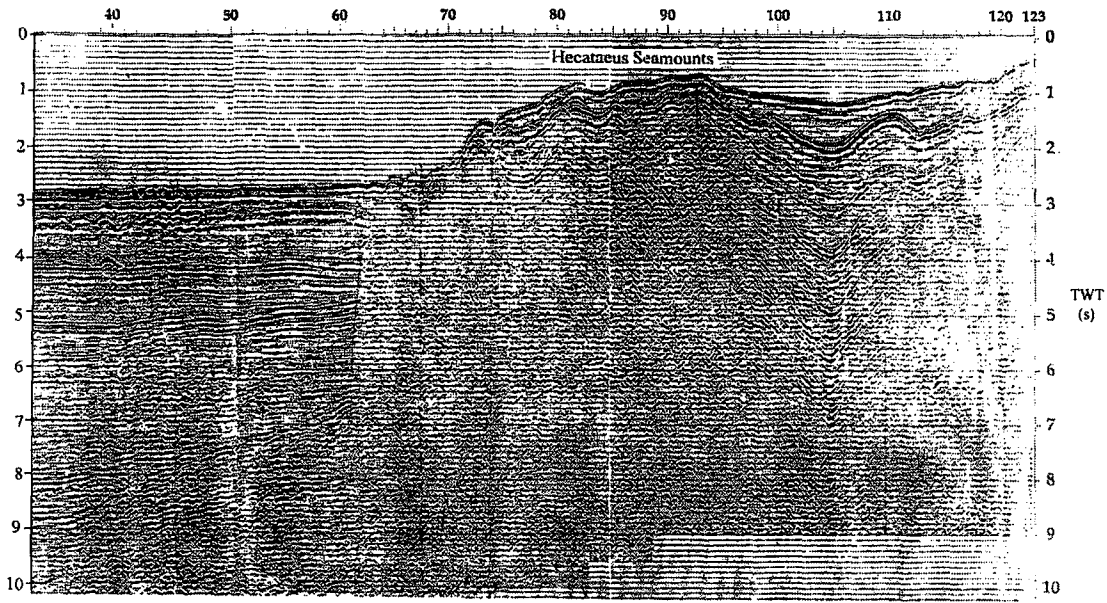
Burada yorumlanan profiller R/V Akademik Nikoloaj Strakov 5 çalışmaları sırasında alınmış profillerdir (Şekil 13).

Profil 1 (Şekil 15)'de derin su baseninin (PK 0-65) derinliği 2 km kadar olup profilde görünen sediman kalınlığı yaklaşık 5 sn (3-8.4 sn arasında) ye ulaşır. Üst birim 3-3.5 sn derinlik aralığında Kıbrıs kıta yamacı yakınında küçük kıvrım serileriyle deforme olmuş alt alta yatay yansıtıcı seviyelerle temsil edilmektedir (PK 0-53). Bunlar alttaki birimin diyapir yapılarıyla da alakalıdır. Bu birim Kıbrıs kıta yükselimine yaklaştığı zaman kalınlığı 0.4sn (150-220 m) ye ulaşır. Pliyosen-Holosen yaşlıdır.

Seviye 1, 3.5-3.4 sn civarında evaporit birimin üst sınırını temsil eder. Bu evaporit birim 3.4-4.4 sn'ler arasında gözlenmekte olup 0.9-1.0 sn (1.9-2.0 km) kalınlıktadır. 4.1-4.2 sn aralığında gözlenen Seviye 2, üst Miyosen yaşlı evaporitlerin tabanını temsil eder. (PK 32-50) aralığında evaporit birimindeki iç kıvrımlanma net olarak gözlenmektedir. Kıvrım dalga boyları 2-3 km olup 0.3 sn (600 m) yi bulan genliğe sahiptir. Profilde evaporitlerin altında (PK 0-64) aralığında derin su baseni boyunca devam eden sürekli bir sediman birimi rahatça izlenebilmektedir. Bu birimin tabanı PK 0' da 5.5 sn'den (PK 0-64) aralığında 5 sn'ye kadar net bir şekilde çizilebilmektedir. Sonuç olarak bu birimin tüm yansıtıcılarının kıta yönüne doğru yükseldikler gözlenebilmektedir. Kalınlığı kıta yükselimine yaklaştıkça 1.1 sn (2.5

km) den 0.7sn (1.7 km) ye düşer. GörüntüŖte bu birim Palogene-Neogene olarak tanımlanabilir. Altta Kretase ve Jurasik kayalarından oluŖan kalın bir sediman formasyonu yer almaktadır. Seviye IV ile temsil edilen taban 8.6sn (PK 0)-7.2 sn (PK 61) arasında net olarak izlenebilmektedir. Bu formasyonun kalınlığı PK 0' da 2.6 sn Olup kıta yükselimi tabanına doğru incelmekte ve PK 61'de 2.5 sn'ye ulaşmaktadır.

Bu Mesozoik sediman biriminin altında (yani 8.6-7.2 sn derinliğinin altında) akustik olarak daha yansıtıcı kayalar gözlenmektedir. Dalga alanının karakteri ve sürekli bir yansıtıcı seviyenin noksanlığı alttaki kayaların lense benzer ya da bloğa benzer yapılar olup, tipik okyanusal bazaltlar oldukları düşündürmektedir. Sonuç olarak bu profilin derin su baseninde bazaltlar PK 0' da 14-15 km'de PK 80' de ise 70 km derinlikte yer almaktadır. Fakat bazaltların tavanını temsil eden Seviye IV' ün tekrarlı yansıma olma ihtimali de vardır. Kesitin üst kısmı ile deniz tabanı arasındaki farklı yansıtıcıların tekrarlı yansımalarının birleşiminden oluŖmuş olabilir. Profil PK 61-118 aralığında Hecataeus Sırtı'nı ve su derinliğinin 300 m'ye düŖtüđü Ŗelf zonunu göstermektedir. Derin su basenindeki bütün sediman birimleri, (PK 64-100) aralığındaki fay zonuna kamalanır. (PK 61-100) aralığında kıvrımlanmış evaporitler (PK 73-81) aralığında genç sedimanlar arasında çıkıntı oluŖturmuşlardır. PK 100'den sonra Seviye 1 ile evaporitlerin tavanı çok iyi bir şekilde çizilebilmektedir. Bu seviyenin altındaki bölümün yorumlanmasını tekrarlı yansımalar zorlaŖtırmaktadır. Bununla beraber (yine de) evaporitlerin tabanı (Seviye II) PK 123' de 2 sn derinlikte gözlenmektedir. Profilin bu bölümünde daha derin yansıtıcılar tekrarlı yansımalar nedeniyle izlenememektedirler.

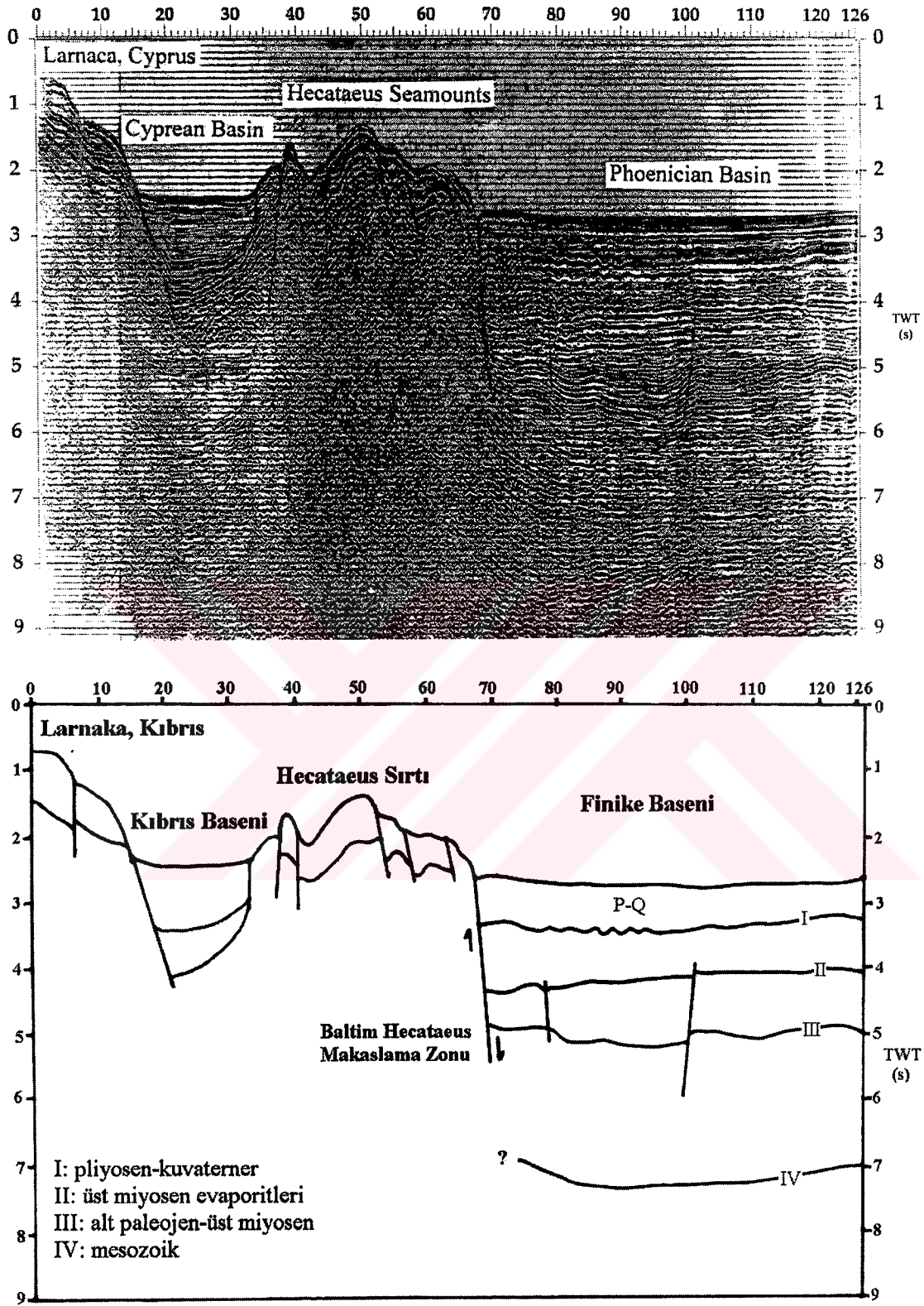


Şekil 15. Profil 1 Finike Baseni'nin sediman yapısı ve Baltım Hecataeus Makaslama Zonu.

Profil 2 (Şekil 16)'de (PK 0-60) aralığındaki yamaç zonunda Akdeniz'in derinliğinin 0.6 sn 450 m) Den 2.6sn (2000 m) Ye yükseldiği açıkça görülmektedir. Kıta yamacı ile Hecataeus yükselimi arasındaki alçalımda (PK 0-27) kalınlığı 1.1 sn olan yatay Pliyosen-Kuvaterner sedimanları gözlenmektedir. Kıbrıs kıta yamacı ve sırt üzerindeki sediman birimleri faylarla deforme olmuştur. Bu faylar düzlemleri Finike Denizine doğru meyillenmektedir. Hecataeus Sırtı üzerinde genç sedimanlar arasında çıkıntı yapan evaporit diyapirleri bazen deniz tabanına ulaşmaktadır.

Finike Baseni'nde sedimanlar 5.6 sn kalınlığa ulaşmaktadır (PK 60-126). En üstte yatay bir tabaka şeklinde küçük faylarla deforme olmuş PQ sedimanları yer almaktadır. Profil üzerinde bu birim 2.6-3.2 sn'ler arasında gözlenebilmektedir. Bu birimin altında Üst Miyosen evaporitleri yer almaktadır. Bu evaporit birimi de yatay olarak yerleşmiş olup 3.2-4.0 sn aralığında görülmektedir. Daha sonra 4-4.9 sn Aralığında tabakalı bir sediman birimi yer almaktadır. Bazı bölgelerde birbirine paralel faylarla kesilmiştir. Alt sınırı 4.9-5 sn Aralığında gözlenmektedir. Bu sınır çok yüksek yansımaya sahip olup Alt Paleojen-Üst Miyosen yaşlı sedimanlar olduğu düşünülmektedir.

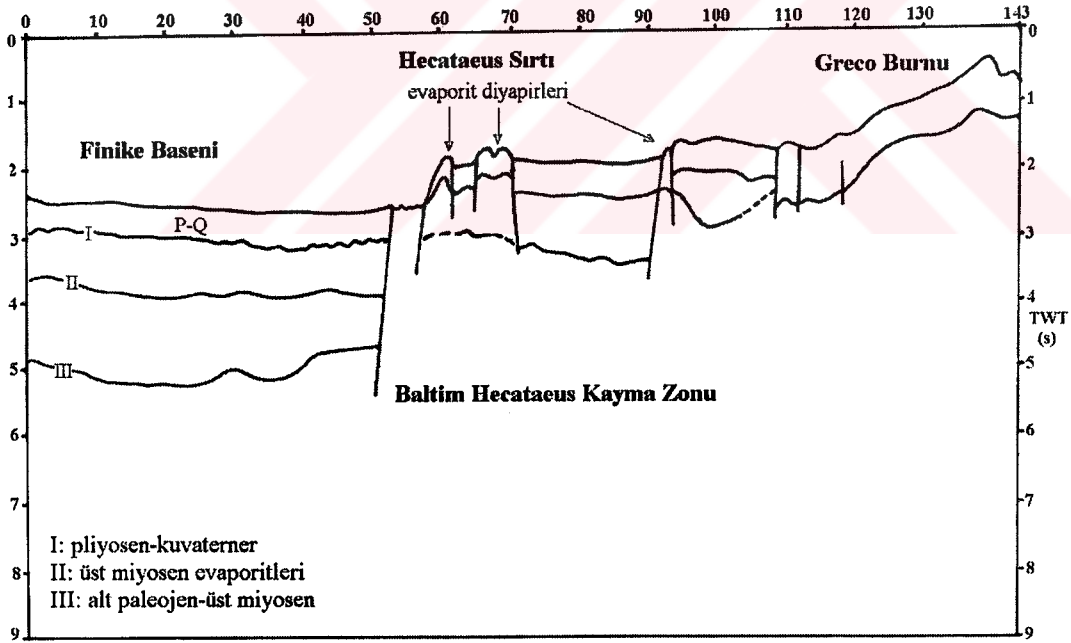
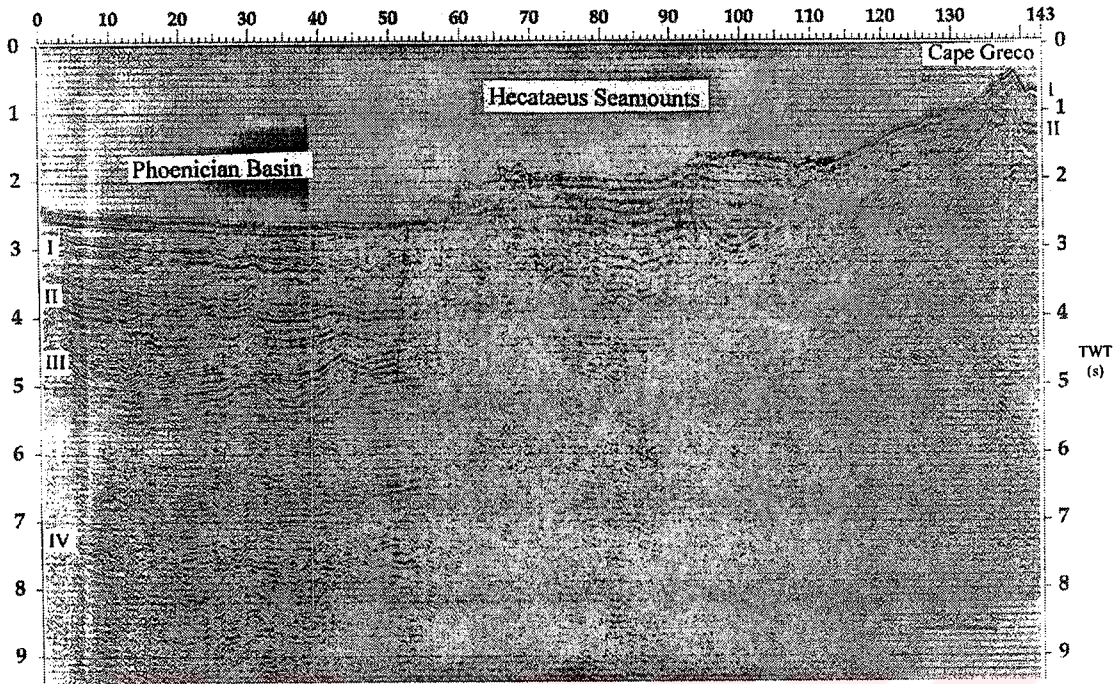
En alttaki birim 5.0-8.2 sn aralığında gözlenen Mesozoik sediman birimidir. Tekrarlı yansımalar nedeniyle iç yapısı tam anlaşılamamıştır. Seviye IV ile belirtilen bu birimin tabanı Kıbrıs yönünde PK 126' da 7 sn'den PK 78' de 7.4 sn'ye alçalır. Bu seviyenin altında sürekli yansıma sınırları göstermeyen yoğun kayalar bulunmaktadır. Bunların Kıbrıs'ın (Hecataeus Yükselimi'nin) altına dalan okyanusal kabuk bazaltları olma olasılığı vardır. PK 70' de yani Hecataeus Yükselimi tabanında Seviye IV üzerindeki sediman biriminin kalınlığı 14 km kadardır.



Şekil 16. Profil 2 Kıbrıs Çöküntüsü ve Hecataeus Sirtı'nı kesen fay blokları.

Profil 3 (Şekil 17)'de Kıbrıs kıta yamacı bir seri fay tarafından bloklara ayrılmıştır. Bu faylar Pliyosen-Kuvaterner sedimanları ve Üst Miyosen evaporitlerini kesmektedir bu da fayların olduğu yerde tuz diyapirlerinin PK 61, PK 70, PK 96'da deniz tabanına ulaşmasına neden olmuştur. Kıta yamacını bloklara ayıran faylar birbirlerine sıralı paralel ya da hafif yönüne doğru eğimlidirler. (yatay boyutları 2-3 km Den 5-10 km ye kadar değişir). Sediman kalınlığı basen yönünde 0.5 sn'den 1.7 sn'ye artar. Evaporitlerin alt sınırı Seviye II ile çok belirgindir. Bu sınır basene doğru basamak basamak iner. PK 143'de 1.5 sn iken PK 50'de 3.8 sn'ye düşer.

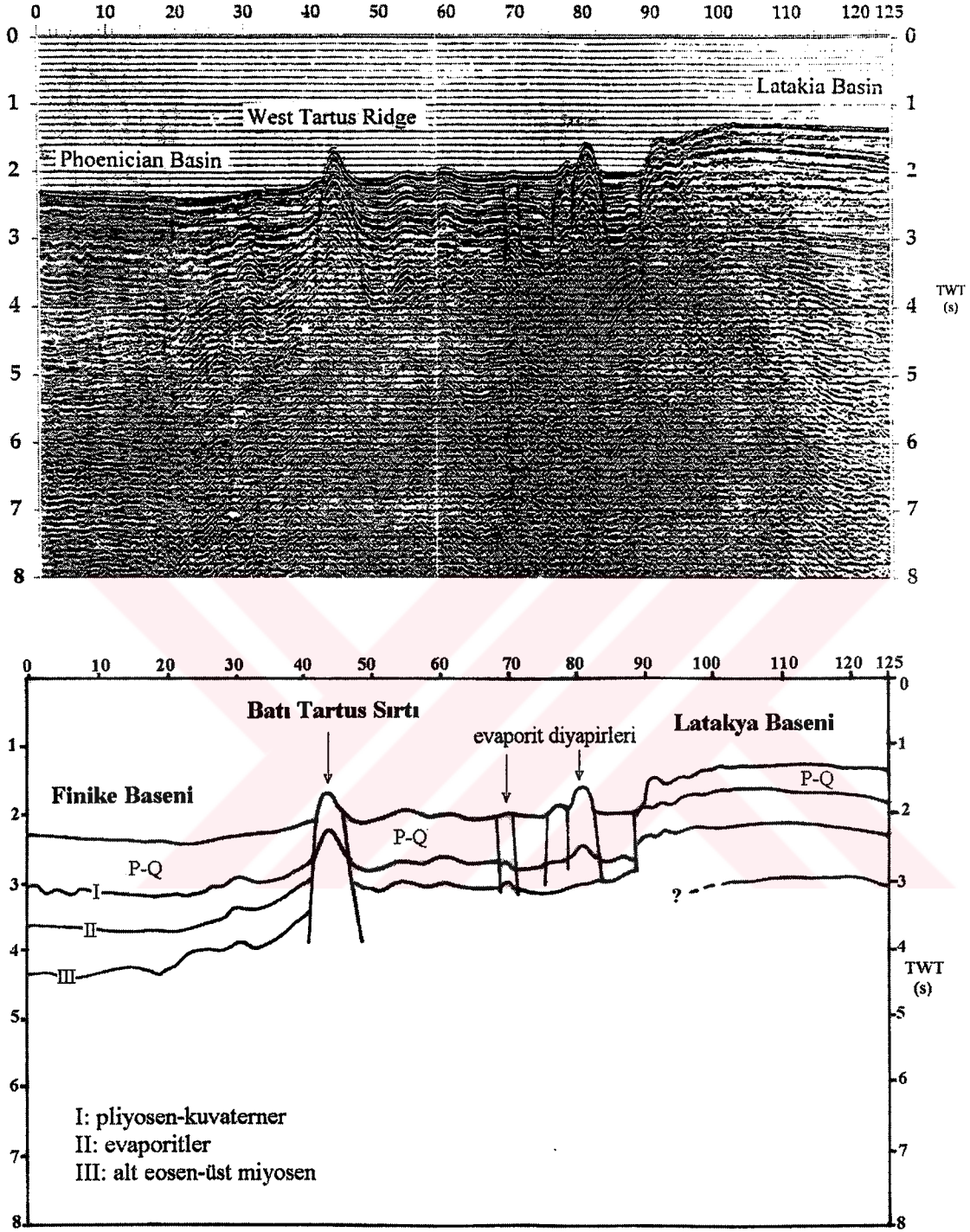
Derin deniz alçalımı ve Kıbrıs kıta yamacı Baltim-Hecataeus kayma zonuyla bölünür ve Seviye II 1 sn kadar yer değiştirir. PK 55-72 aralığında yamaç footunu yükselmiş Hecataeus Sırtı işgal etmektedir. Alçalımdaki sediman yapısı profil 2 dekine benzerdir. Tanımlanan tüm sediman örtüsü burada da gözlenmektedir ve 5 sn'nin altındaki bölümün tanımlanması üst birimlerden kaynaklanan tekrarlı yansımalar nedeniyle karmaşık hale gelmiştir.



Şekil 17. Profil 3 Kıbrıs kıta yamacı üzerindeki deformasyonlar ve Hecataeus Sirtı'nın doğu kısmı, Baltim Hecataeus Makaslama Zonu.

Profil 4 (Şekil 18)'de, profil 2 ve 3'te olduğu gibi kıta yamacı yatay boyutları 5-15 km arasında değişen faylarla bloklara bölünmüştür. Kıta yamacını örten sediman kalınlığı 1.5 sn'dir. PK 125'den 1.3-1.8 sn aralığında PK 0'da 2.3-3 sn aralığına kadar Pliyosen-Kuvaterner tabakası yer almaktadır. Pliyosen-Kuvaterner sediman kalınlığı kıyıda denize doğru 0.5 sn'den 0.7 sn (0.4-0.6 km)'ye artmaktadır. Bu birimin düzenliliği bazı bölgelerde (PK 43, 55, 62, 69, 77, 80 ve 91) yukarıya doğru çıkıntı yapan evaporit diyapirleriyle bozulmuştur. Kıta yamacından Finike Denizi'nin derin deniz alçalımına geçişi faylar (grabenler) ve kırılan yapıların arasına giren evaporitik diyapirler temsil etmektedir. PK 0-15 aralığında 2.3-3 sn arasında kalınlığı 0.7 sn'ye olan Pliyosen-Kuvaterner sedimanları, 3-3.6 sn arasında Üst-Miyosen evaporitleri, 3.6-4.5 sn arasında Alt Eosen-Üst Miyosen kayaları gözlenmektedir. Bazaltların tavanını gösteren Seviye IV'ün çeşitli tekrarlı yansımalar nedeniyle belirlenememiştir.

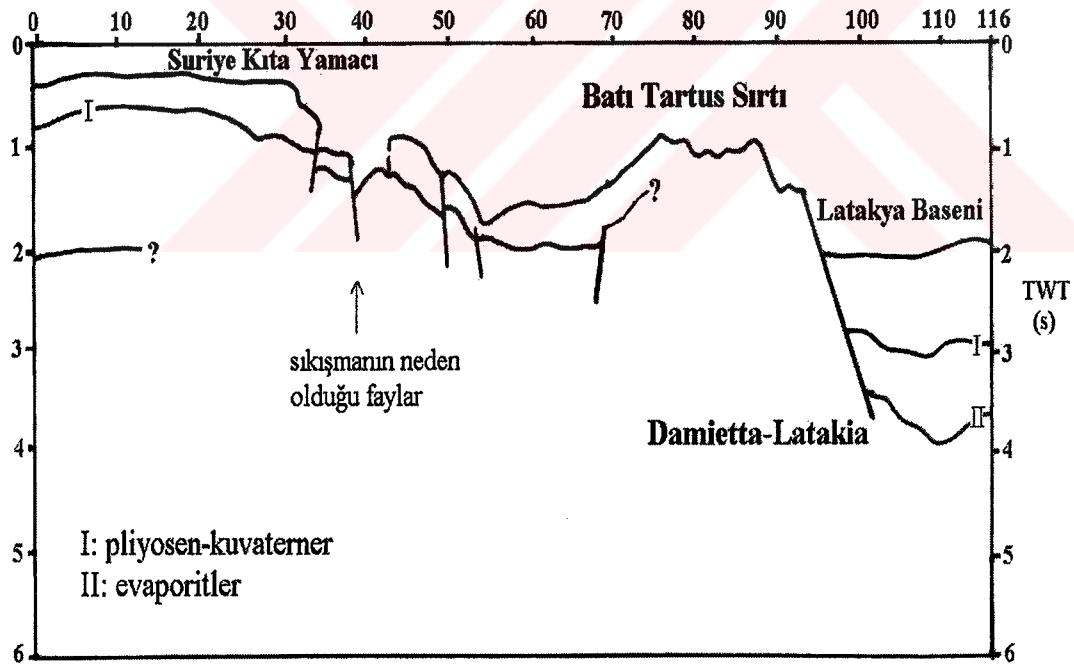
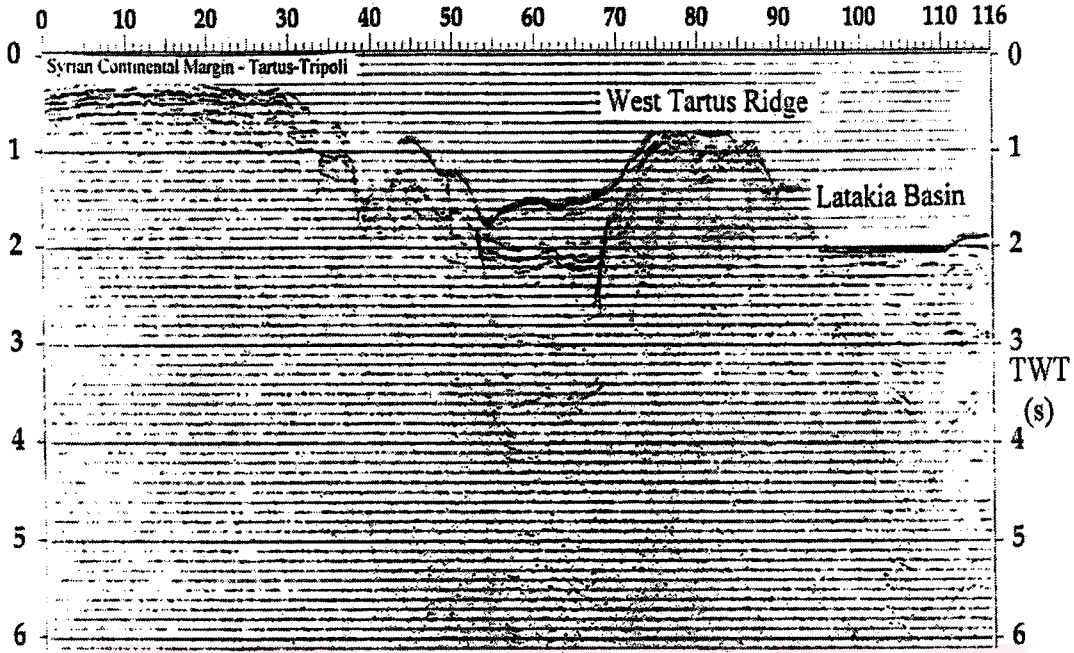




Şekil 18. Profil 4 Batı Tartus Sırtı ve Mesinyen evaporitleriyle ilgili deformasyonlar.

Profil 6 (Şekil 19)'da kıyı çizgisinden uzaklaştıkça derinlik, bir seri fay basamağına bağlı olarak 150 m'den 1400 m'ye derinleşir. Kesitte PK 0'da Pliyosen-Kuvaterner kalınlığı 0.8 sn iken PK 116'da, 1.2 sn'ye ulaşır. PK 30-70 aralığında Suriye yamacı gözlenmektedir. Blokların genişliği burada 5-15km arasındadır. Profilin PK 0-98 aralığında kestiği Batı Tarsus Sırtı üzerinde sıkıştırma yapılarının olduğu düşünülmektedir ve evaporitler genç sedimanların arasından deniz tabanına ulaşmaktadır (PK 80). Burada daha derin yapılar tam olarak yorumlanamamaktadır. Damietta-Latakya çizgisinin Batı Tartus Sırtı'nın yamacı PK 95 civarında kestiği varsayılmaktadır.

Profilin kuzey ucunda PK 100-116 aralığında sediman formasyonunun kalınlığı garip bir şekilde 2 sn kadar yükselir. Pliyosen-Kuvaterner sediman biriminin kalınlığı 1 sn olup 2-3 sn arasında yer almaktadır. Bu profilde daha derin sediman birimleri ve konsolide olmuş kabuk yorumlanamamaktadır.



Şekil 19. Profil 6 Faylarla kesilmiş Suriye kıta yamacı ve Batı Tartus Sırtı'nın kuzey yamacı.

Profil 8 (Şekil 20,21,22)'de PK 0-11 aralığında Pliyosen-Kuvaterner sediman kalınlığı 0.7 sn'dir. Seviye I'in altındaki tabaka sınırları tekrarlı yansımalar nedeniyle izlenememektedir. Genç sediman biriminin en üst elemanı bozulmamış yatay haldedir. İki alçalımda da PK 16-27 ile PK 117-126 aralıklarında bu birim 0.5-1.4 sn arasında değişen maksimum kalınlıklı sedimanlarla temsil edilmektedir. Yükselimlerin yamaçlarında sediman birimi birbirine dikey yönde paralel faylarla bloklara bölünmüştür. Bu alçalımlarda sediman örtüsündeki yapılar tabanın tavanıyla uyum içerisindedir. Seviye IV'ün altında sadece tekrarlı yansımaların gözlemlendiği kabul edilmiştir. PK 15-20 aralığındaki alçalımda sediman örtüsünü dört farklı birim oluşturmaktadır. Üst birim Pliyosen-Kuvaterner sedimanları olup 2.3-4 sn aralığında yatay olup bozulmaya uğramamıştır. Bu birimin kalınlığı Eratosthenes Denizdağı'nın tepesine doğru gittikçe PK 15'de 0.6 sn'den PK 53'de 0'a düşer. Bu birimin altında yer alan evaporitler Eratosthenes Denizdağı'nın tepesinde büyük ihtimalle deniz tabanına ulaşmıştır. Profilin derin deniz tabanında PK 0-15 aralığında evaporit (Üst Miyosen yaşlı) kalınlığı 1.2 sn kadar olup alçalımın merkezinde (PK 16) 1.1 sn'ye düşer. Evaporitlerin tabanı alçalımın merkezinde 4.6 sn'den denizdağının tepesinde (PK 52) 2.8 sn'ye yükselir. Yine alçalımın merkezinde 5.4 sn seviyesinde evaporit öncesi sedimanlarının sınırı (Seviye III) gözlenmektedir. Ne yazık ki bu sınırın tekrarlı yansımalar nedeniyle PK 28'den ötesi izlenememektedir. Bu seviye 5.1 sn derinlikte kaybolur.

Eratosthenes Denizdağı'nın yamaçları üzerinde alçalımların kanatlarına yönelmiş birbirine paralel dikey fay düzlemleri gözlenmektedir. Denizdağının tepesinde 2-3 km Dalgaboylu küçük Evaporit kıvrımları da belirgindir. Sediman kalınlığı azalır; birinci birim deniz dağının tepesine kamalanmış, ikinci birim 0.3 sn'ye incelmış ve üçüncü birim 0.4 sn kalınlığa sahiptir ve denizdağı tepesi üzerinde PK 64-70 aralığında deniz tabanına ulaşmıştır.

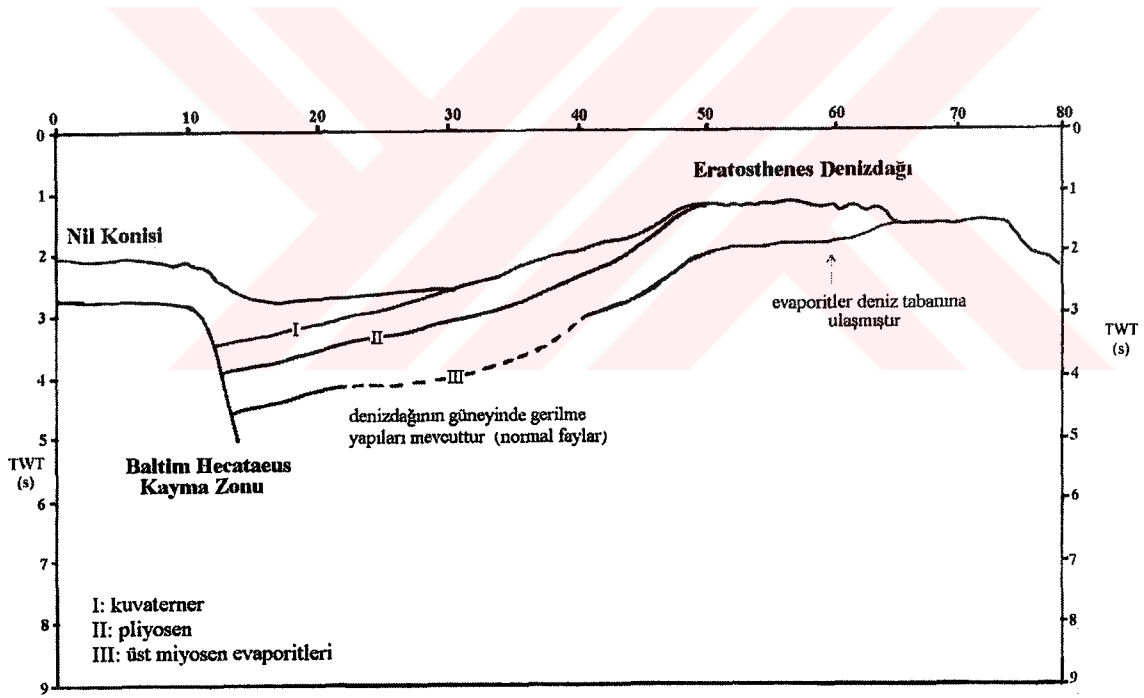
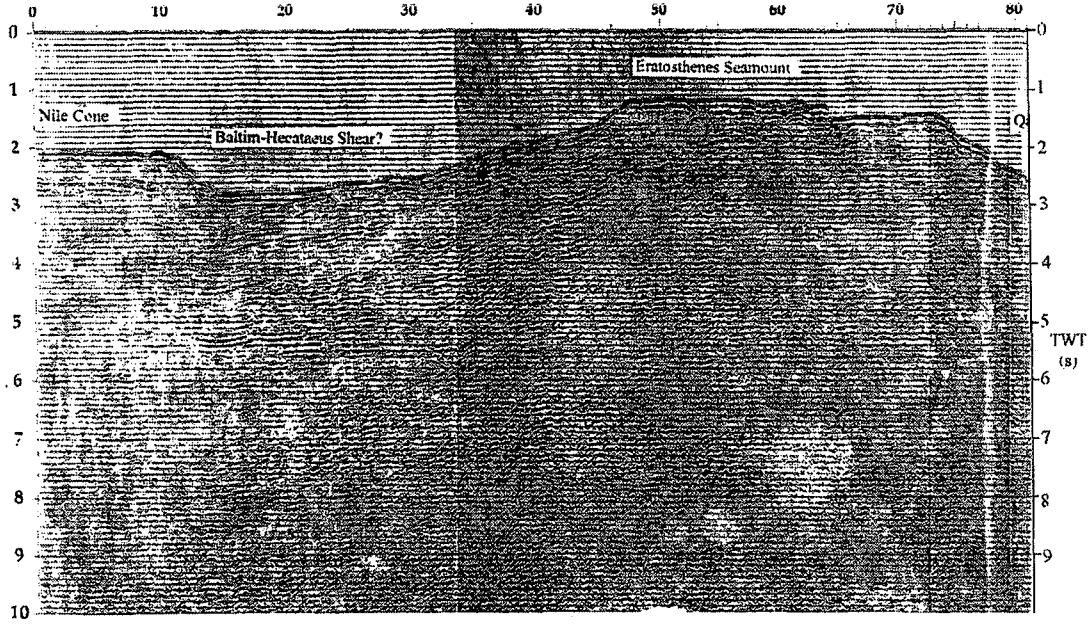
Denizdağının güneydoğu ve kuzeybatı yamaçlarını grabenler oluşturmaktadır. Burada seviye I PK 78'de 2.5 sn'den Gierman çukurunun merkezinde 5.3 sn'ye iner. Grabeni oluşturan blokların yatay boyutları 1-5 km arasında olup fay yer değiştirmeleri 0.1-0.4 sn kadardır. Fay düzlemleri birbirine paralel ve Gierman

çukuru eksenine doğru yönelmiştir. Çukuru boyunca Seviye I kalınlıkları 1.8sn (yaklaşık 200m) olan Pliosen-Kuvaterner sedimanlarının tabanı olarak belirlenmiştir. En belirgin basamak PK 125-126 aralığında olup 0.5 sn'lik yer değiştirmeye sahiptir. Faylar eksenine doğru yönelmiş ya da hemen hemen diktirler.

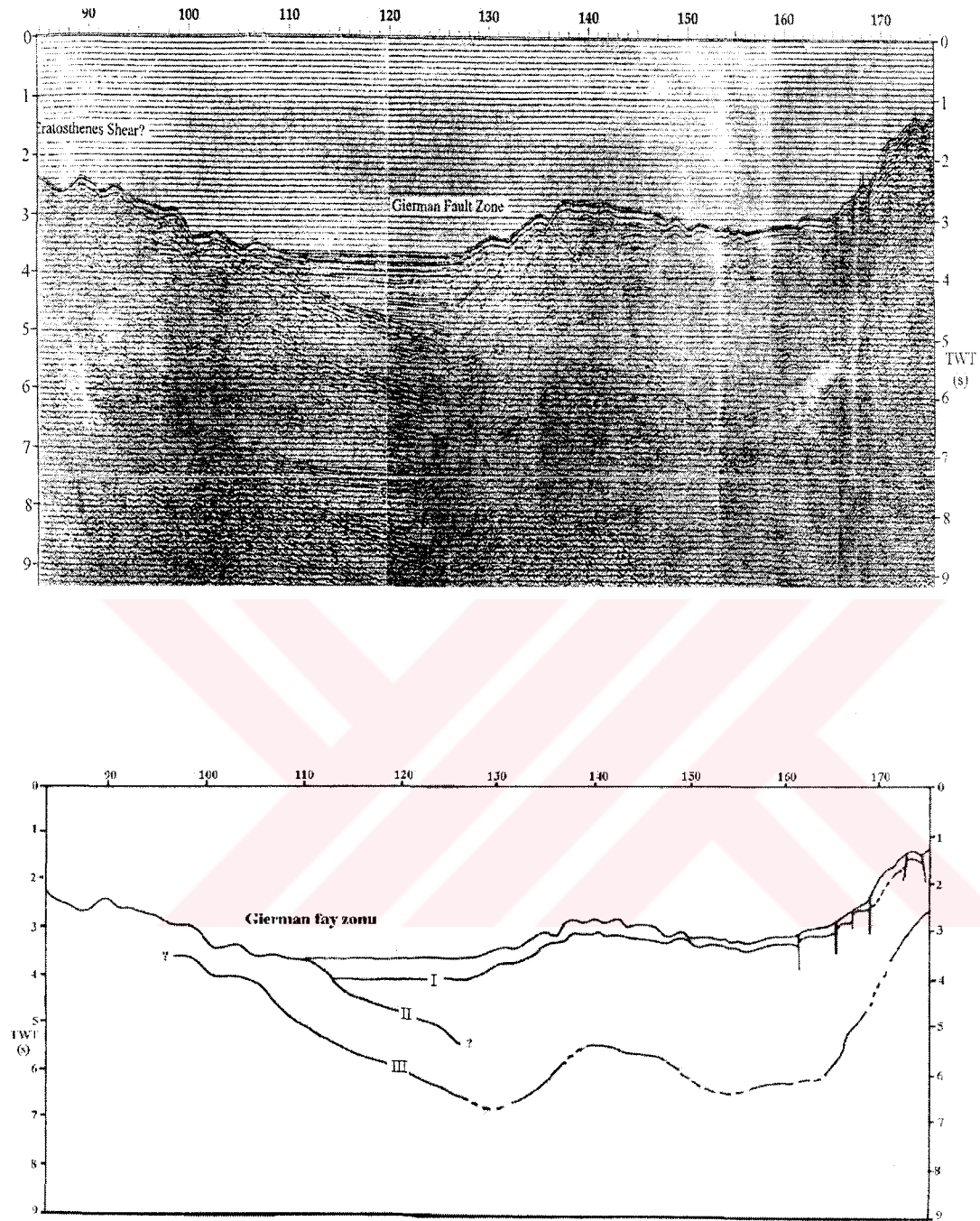
PK 180-236 aralığında profil 8, Kıbrıs'ın batı yamacını keserek kıyı çizgisine hemen hemen paralel geçmektedir. Sediman kalınlığı burada 1.3 sn ile 0.4 sn arasında değişmektedir. Konsolide anakaya bozulmuş ve faylarla deforme olmuş akustik olarak sert kayalardan oluşmuştur. Anakayanın sadece PK 189-195 aralığı yatay olarak yerleşmiş Pliosen-Kuvaterner sedimanlarıyla dolmuştur. Anakaya birbirine paralel faylarla tabakalı yapıya sahip bloklara bölünmüştür. Anakayadaki tabakalar kıvrımlanmıştır.

Profil üzerindeki en belirgin tektonik yapılar GGD'dan KKB'ya doğru; Baltim Hecataeus makaslama zonu boyunca olan alçalımın güney tarafı (PK 15-36), Eratosthenes Denizdağı (PK 37-80), Gierman çukuru (PK 136-178) ve Kıbrıs yamacı ve şelfi (PK 136-178 ve PK 180-235). Sonuç olarak denizdağı kabuğu kırıp çıkmış bir yapı gibi görünmektedir.

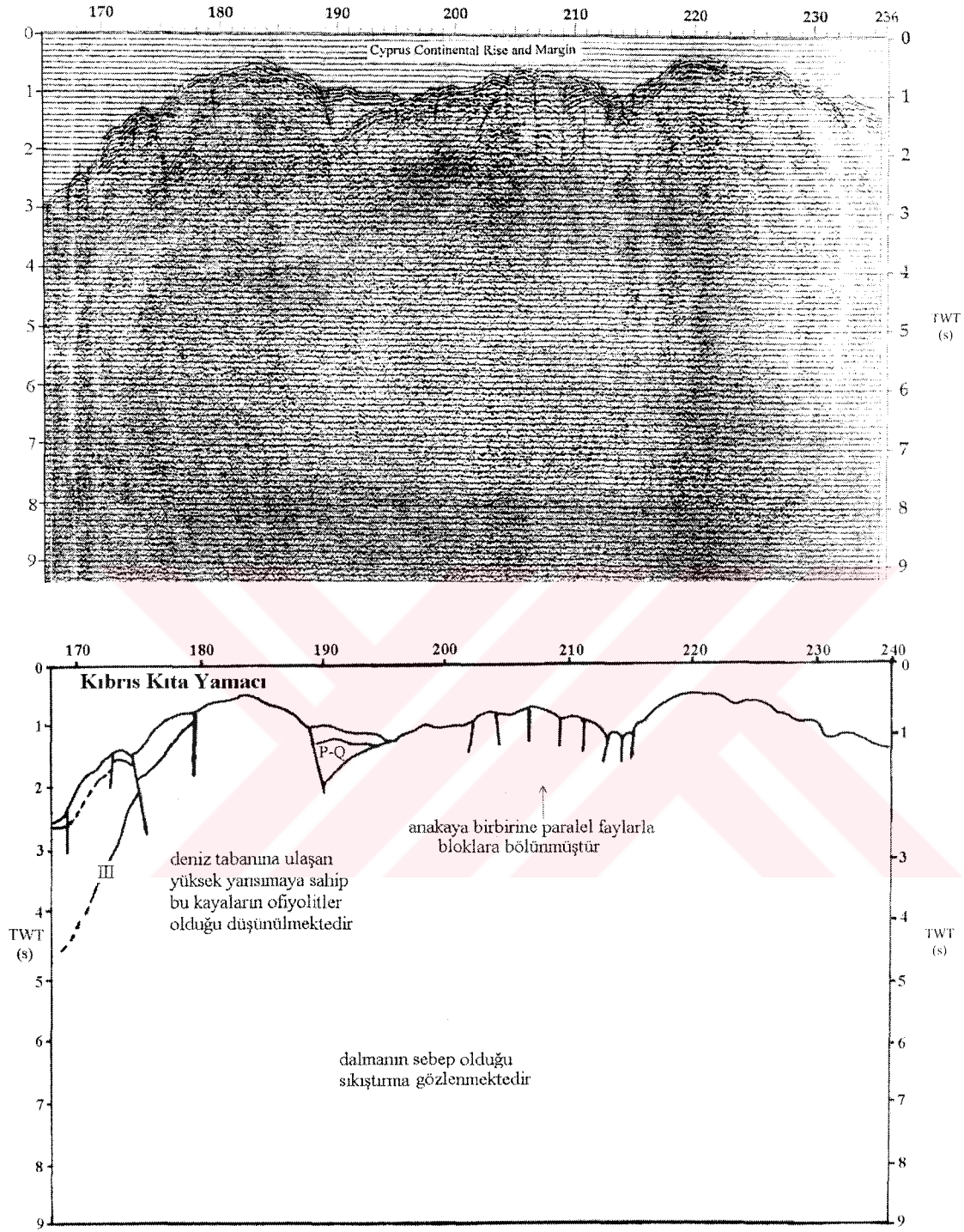
Kıbrıs yamacı PK 180-230 aralığında birbirine paralel kırılma yapılarının oluşturduğu bloklardan oluşmuştur. Yüksek yansımaya sahip kayalar deniz tabanına çıkıp daha derin yapıları maskeleyen tekrarlı yansımaları oluşturmuştur. Bunların evaporitler olduğu ya da ofiyolit kompleksinin kayaları olduğu düşünülmektedir. PK 50-180 aralığındaki güney kabukta gerilme yapıları (normal faylar) hakim olup, PK 180-236 aralığında ise sıkıştırma (dalmanın sebep olduğu) hakimdir. Bu nedenle denizdağı bölgesinde kabuğun kırılması denizdağı çevresindeki alçalımların oluşmasına ve iç yamaçlarında grabenlerin oluşumuna yol açmaktadır.



Şekil 20. Profil 8-1 Makaslama zonları arasına sıkışmış Eratosthenes Denizdağı.



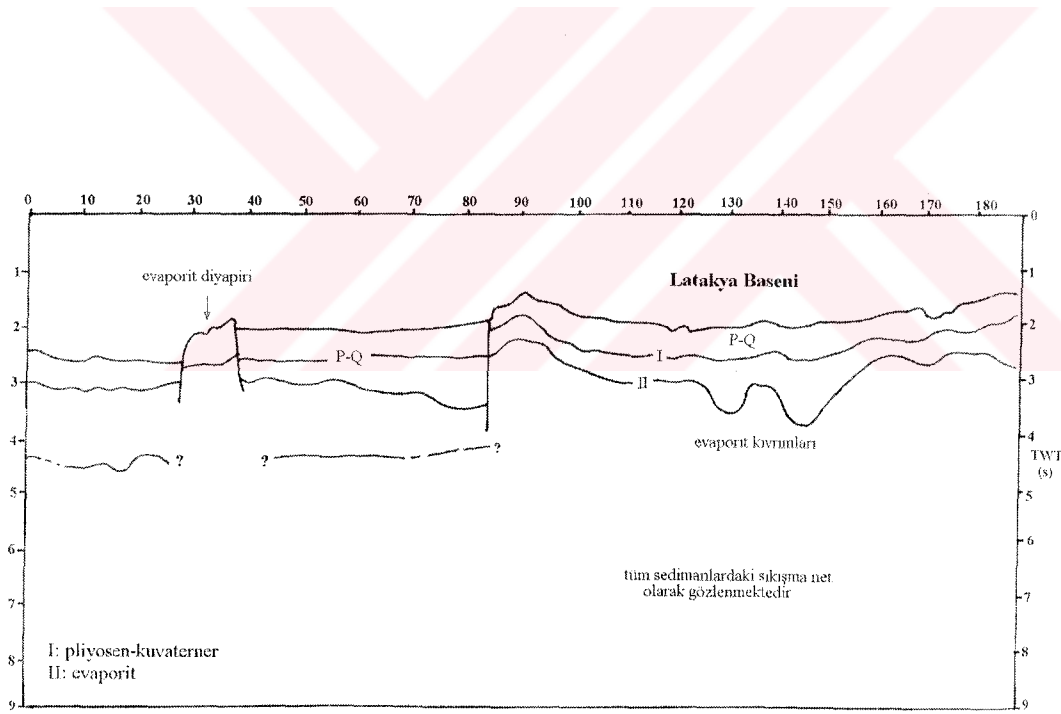
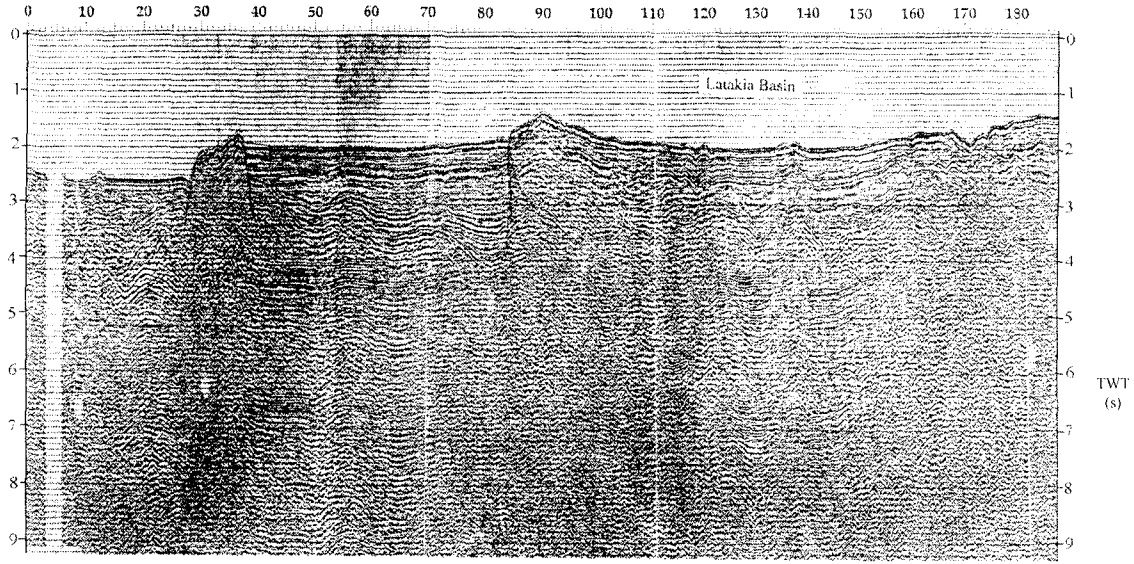
Şekil 21. Profil 8-2 Giermann Fay Zonu.



Şekil 22. Profil 8-3 Faylı Kıbrıs kıta yamacı.

Profil 10 (Şekil 23)'un doğu kısmında PK 0-220 aralığında, yani profilin tümünde evaporitik ve Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarındaki sıkışma ve alttaki daha katı kayalar net bir şekilde izlenmektedir. PK 10'da 2.6-3.0 sn derinlik aralıklarında sediman yapısındaki 300-450 m (0.4-0.6 sn) kalınlıktaki Pliyosen-Kuvaterner sedimanları yer almaktadır. Bu sedimanlar evaporitleri örtmekte ve alttaki kayalara göre daha az deforme olmuşlardır. Bazı bölgelerde evaporitik yapıların intruzyonu söz konusudur (Pk 30, 90, 170). Evaporitik birim PK 0'da 3-4.2 sn, PK 60'da 3.2-4 sn ve PK 180'de 1.8-2.6 sn aralıklarında izlenebilmektedir. PK 180'den sonra Suriye yamacına ulaşıldığında evaporit kalınlığı 0.1 sn'ye düşer ya da tamamen kamalanır. Profilin bu kısmı burada gösterilmemiştir. Seviye II ile belirtilen evaporitlerin tabanı alttaki bozulmuş kayaların üzerinde onlara uygun yerleşmiş olarak izlenmektedir. Alttaki kayaların kıvrımlarının yatay boyutları PK 180 civarında 3-5 km kadardır. Bu kayaların ve evaporitlerin kıvrımlarının en büyük genlikleri PK 90-140 aralığında 0.5-0.7 km arasındadır. Tabakaların birbirleriyle olan uyumu korunmuş ve kıvrımların genliği yukarıya doğru 0.5 sn'den 1 sn'ye küçülmektedir.

Sonuç olarak profil 10'un doğu bölümünde (Şekil 23) sedimanların ve alt kayaların üst birimlerinin deformasyonuna sıkışmanın neden olduğu öne sürülmüştür. Sediman birimleri faylarla bozulmuştur. Fay tabakaları yarı dik ve hafifçe açık deniz yönünde eğilmişlerdir.



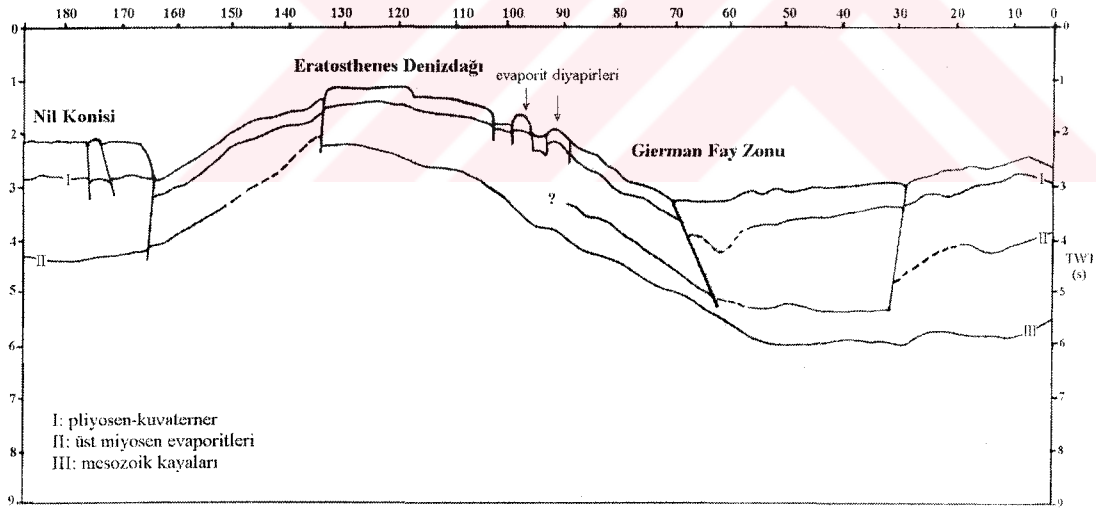
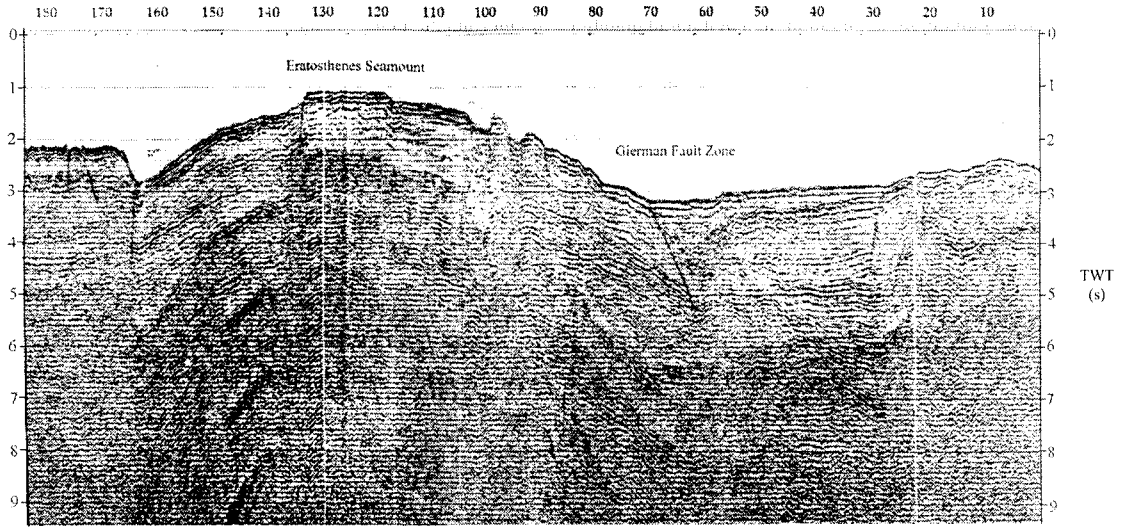
Şekil 23. Profil 10 Doğu Latakya Baseni'ndeki sıkışmış sediman yapısı ve Hecataeus Sırtı.

Profil 10'un batı kısmında (Şekil 24) ise Finike denizinde Gierman çukurunun kuzeyindeki sıkışma zonunda (PK 10-20 aralığında) faylarla deforme olmuş ince bir Pliyosen-Kuvaterner sediman birimi 2.3-3 sn aralığında gözlenmektedir. Altındaki Üst Miyosen yaşlı 0.8-1.3 sn kalınlıklı bozulmuş ve kıvrılmış evaporit yapılarıyla uyum içerisinde olup 2.8-4.2 sn aralığında izlenebilmektedir. Evaporitlerin tabanı ve tekrarlı yansımalarından önce 4.0-5.0 sn aralığında yer alan daha yaşlı alt sedimanlar gözlenmektedir. Üstteki sedimanların arasında evaporit diyapirleri çok belirgindir.

Gierman çukurunda, PK 25-70 aralığında, yatay durumda olan Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının kalınlığı PK 65'de 0.8sn'ye kadar artar. Evaporit birimi burada deforme olmamış ve alt sınırı 4.8-5.2sn aralığında (kalınlığı 2 sn'ye ulaşır) net olarak gözlenmektedir.

PK 60-30'da 5.0-6.5sn Aralığında evaporitlerin altındaki bozulmuş Mesozoik kayalarının üst kısmı gözlenmektedir. Eratosthenes denizdağında (PK 65-130) Mesozoik kayaları keskin bir şekilde yükselmektedir. PK 30'da 6.5 sn'den PK 125'de 2.6 sn'ye ulaşır. Büyük ihtimalle denizdağının en tepesinde 0.3 sn kalınlığında bir Pliyosen-Kuvaterner sediman bölümünün altında evaporitler yerine doğrudan Mesozoik yaşlı kayalar bulunmaktadır. Aynı zamanda denizdağının yamaçlarında evaporit kalınlığı bazen 1sn'ye ulaşır ve genç sedimanların arasından diyapirler şeklinde deniz tabanına ulaşır (PK 90-100). Evaporitlerin altındaki Mesozoik sediman biriminin içerisinde denizdağı üzerinde evaporitlerle uyumlu tabakalar gözlenmektedir. Denizdağının yamaçları (alttaki Mesozoik ve daha yaşlı kayaların itmesi sonucunda) yan birimleri kırıp yukarıya çıkmış gibi bir görüntüye sahiptir. Giermann Çukuru'ndaki dalga alanı, evaporitlerin altındaki Mesozoik kayaların doğuya doğru daldığı ve üstteki birimlerin bozularak çukurun doğu arkasında Baltim-Hecataeus Makaslama zonunu oluşturduğu bir dalma zonunu ifade etmektedir.

PK 175'den sonra üst sediman birimi 2.2-2.7 sn'lerde yer alır. 2.7-4.2 sn'ler arasında evaporitler yer alır. Alt birimlerin hepsi keskin faylarla deforme olmuştur. Bazı bölgelerde evaporit diyapirleri üstteki sedimanlar arasından deniz tabanına ulaşmaktadırlar. Denizdağından en uzaktaki sediman formasyonunun kalınlığı tepedekinin iki katıdır.



Şekil 24. Profil 10 Batı: Eratosthenes Denizdağı üzerindeki faylarla ilgili deformasyonlar.

4.2 Sismik Kesitlerin Yorumları II

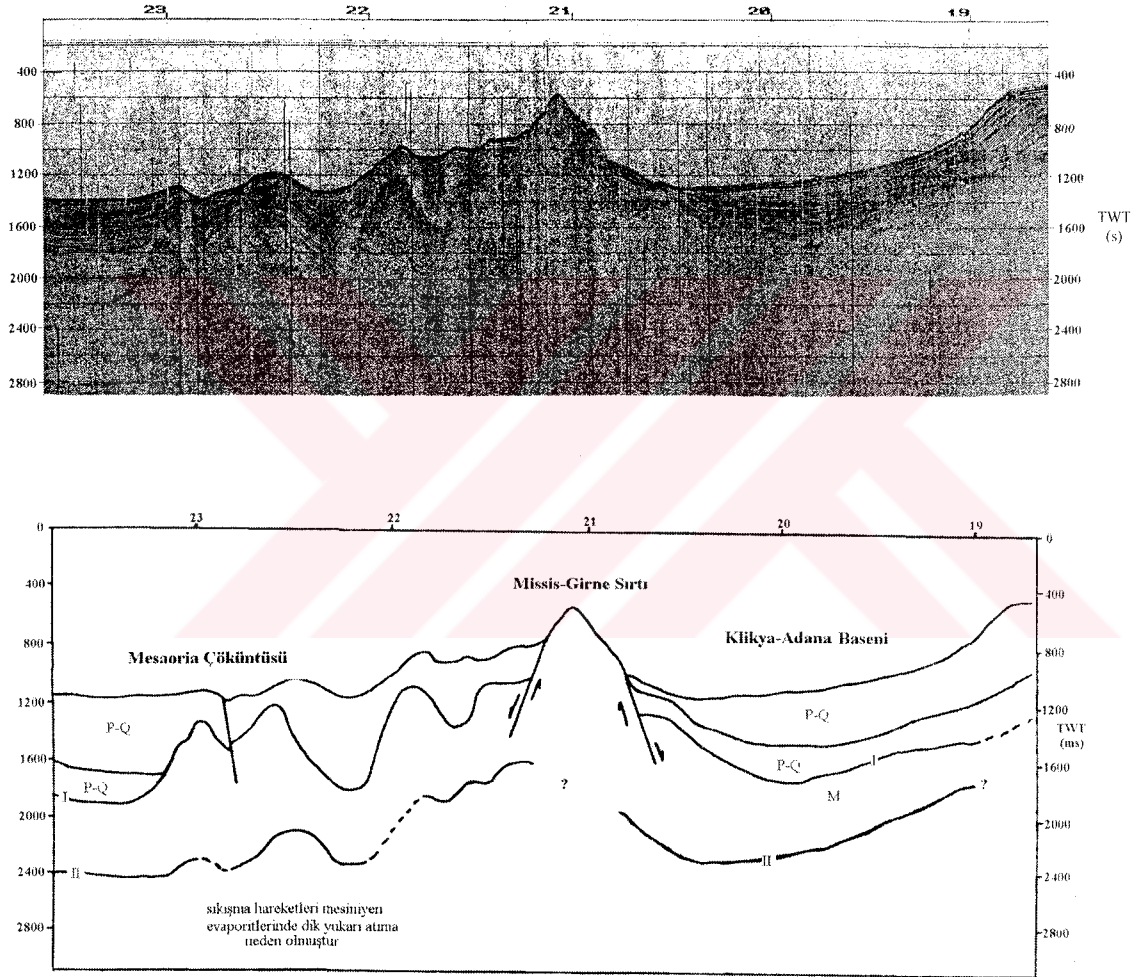
Yorumlanan profiller R/V Gelendzhik araştırma gemisi ile 1991 yılında kuzeydoğu Akdeniz bölgesinde yapılan TTR çalışmaları sırasında elde edilen profillerdir (Şekil 14).

Türkiye şelfi ile kıtasal eğim arası oldukça basamaklıdır. Bu bölgedeki kalın Pliyosen-Kuvaterner sedimanları, Seyhan ve Ceyhan Nehirleri'nin kalistik anlamda geniş çaplı sediman taşınmasıyla ilişkili olarak şelf kırılmasının özel bir progradasyonunu gösteren bir yapıya sahiptir. PS-59 profili kuzeyde Klikya-Adana Baseni'nin güneydoğu kanadını kesmektedir (Şekil 25).

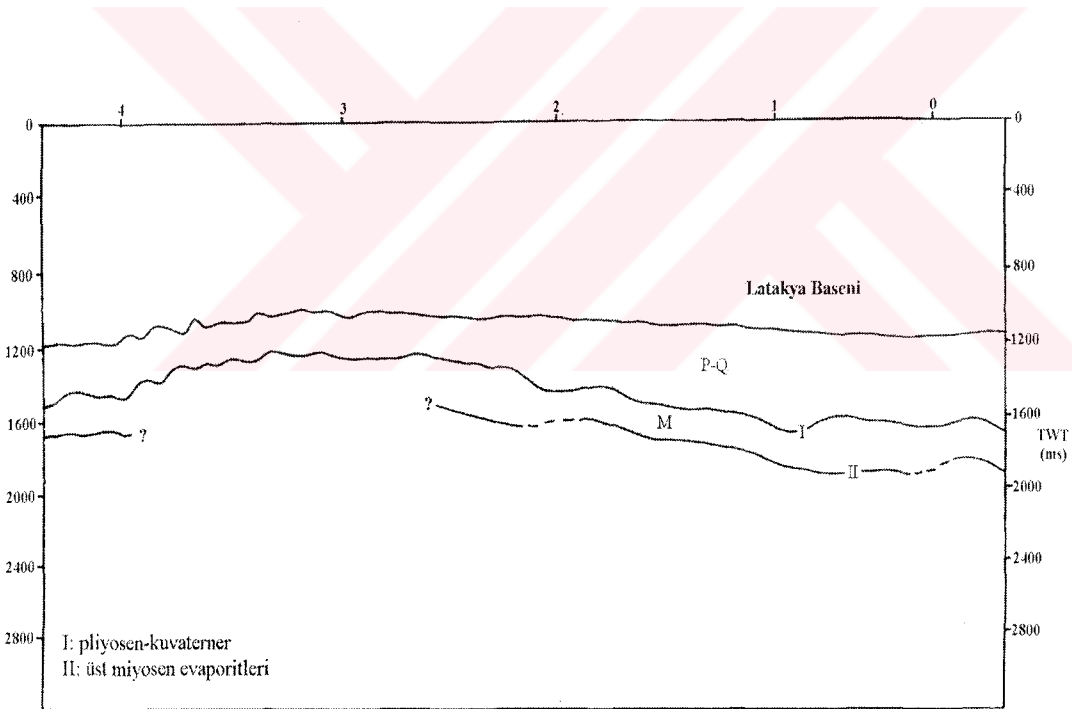
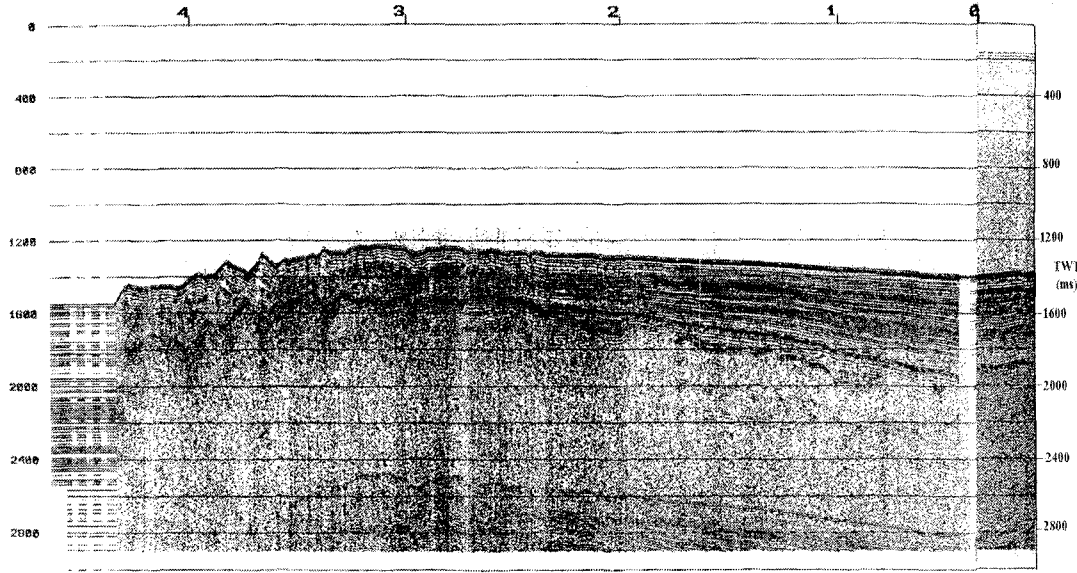
Profilin kuzey ucunda, Klikya-Adana Baseni çok düzgün bir çökme gösterir. 1 km'den fazla kalınlığındaki Pliyosen-Kuvaterner depozitleri deformasyona uğramamıştır. Sadece Girne Sırtı kanadı yakınında düzgün bir bükülme gösterir. Bu bükülmeye Alpin bükülmüş taban bloklarının çok genç kademelerinin neden olduğu düşünülmektedir. Girne bölgesinde son güçlü sıkışma hareketleri Mesinyen/Pliyosen sınırında gözlenmiştir. Bu sıkışma hareketleri Girne Sırtı yamaçları boyunca Mesinyen evaporitlerinde dik yukarı atıma neden olmuşlardır. Muhtemelen bu hareketlerin daha sonra Klikya-Adana Baseni'nde diyapir gelişimi ve sedimantasyonla eş zamanlı olarak denizde de devam etmiştir. Yapılan araştırmalarda elde edilen genç çökellere ait örnekler göstermektedir ki; deniz tabanı su içeriği oldukça yüksek killi siltli ve karbonatlı çamurlarla örtülüdür.

Girne sırtı çalışılan bölgede ikinci büyük yapısal elemandır. Profil 59-1 (Şekil 25)'de keskin iki tepesi 440m ve 70m'lik maksimum yüksekliğiyle asimetric bir yükselim olarak görünür. Sırtın eksenini kuzeydoğuya Klikya-Adana ve İskenderun Basenleri'nin kalın sedimanlarının altına doğru oldukça dik bir eğime sahiptir. Sırtın KB ve GD eğimleri, GB-KD uzanımlı faylar nedeniyle basamak türü yapılara sahiptir. P-Q sedimanları daha dik kuzeybatı eğimine kamalanma gösterirler ve Paleozoik-Mesozoik yüzeylenmeleri görülür. Sırtın üstü 70-180 m kalınlığında genç sediman tabakasıyla kaplanmıştır. Daha güneyde profil geniş bir neotektonik

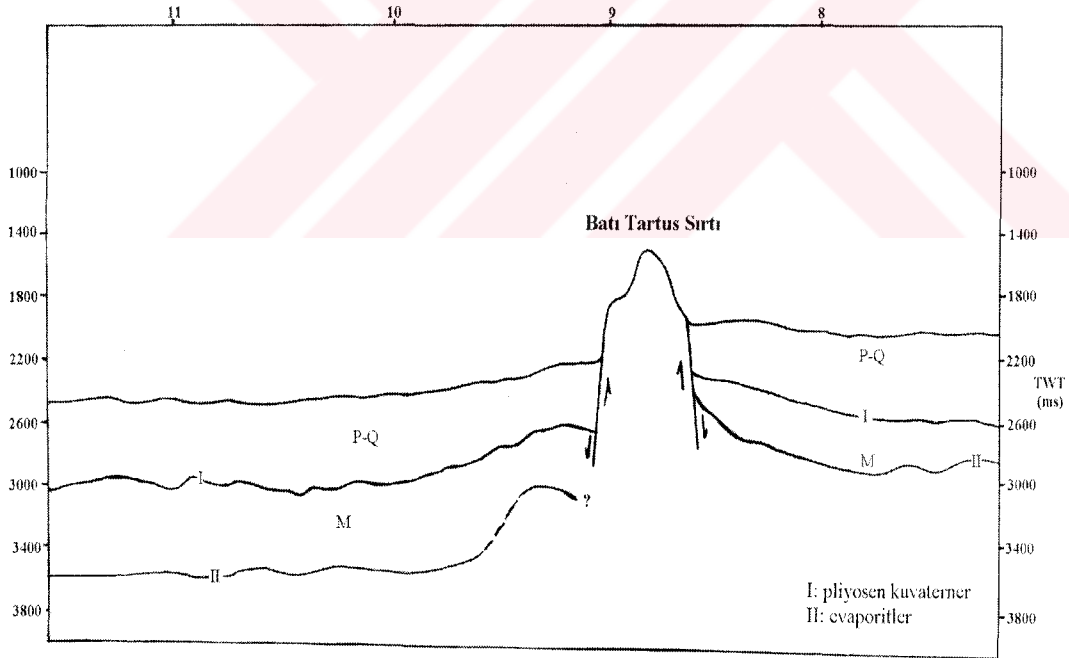
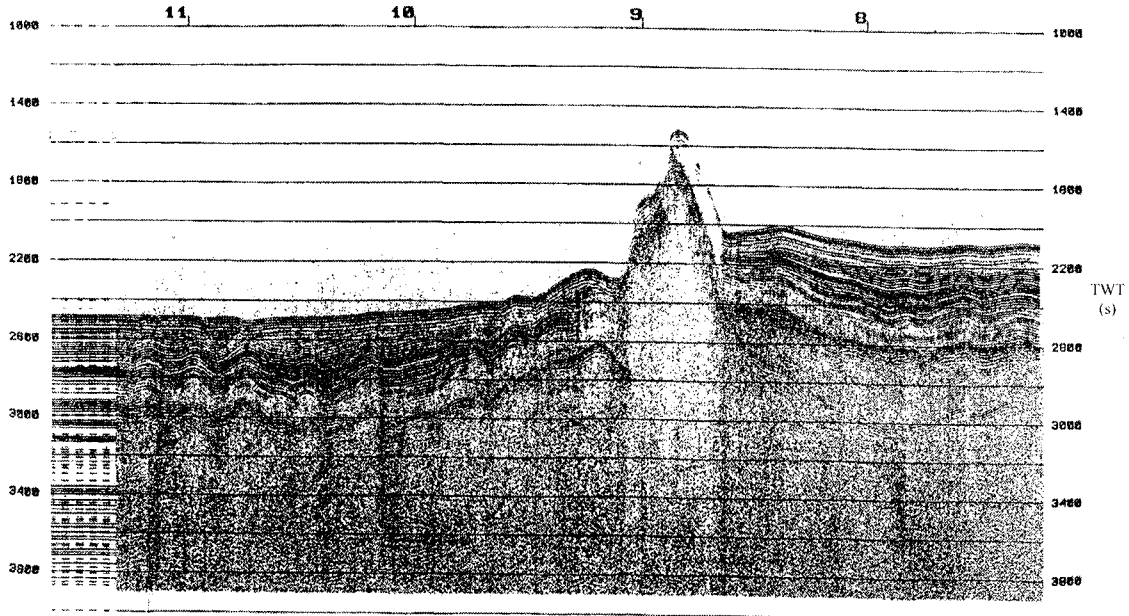
zona girer (Şekil 26). Mesarya Çöküntüsü, İskenderun Baseni ve Latakya Baseni. İlk ikisi önce derinleşerek birleşirler ancak Troodos masifinin doğu uzanımının yüzeylenmesi olan büyük bir yükselmiş blok tarafından Latakya Baseni'nden bir dereceye kadar ayrılırlar. Mesaoria Çöküntüsü, Girne Sırtı'nın güneydoğu eğimi boyunca uzanır. Burası mesinyen öncesi ardalanmasının bükülmüş blok yer değiştirmelerinin olduğu bir bölgedir. Mesinyen evaporitleri tektonik yükselilerin kanatlarına onlap yaparlar. Profilin güney ucunda (Şekil 27) Batı Tartus Sırtı'nı gözlenmektedir..



Şekil 25. Profil 59-1 Kikya-Adana Baseninde Türkiye şelfinin Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının progradasyonal yapısı,asimetrik bükülmüş blok deformasyonları ve tektonik yükselimin eğimine onlap yapan Messiniyen evaporitleri.



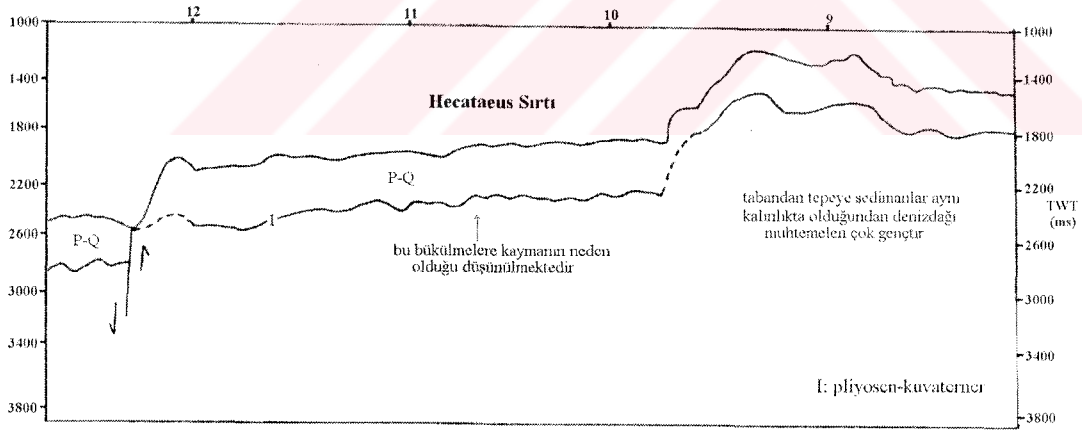
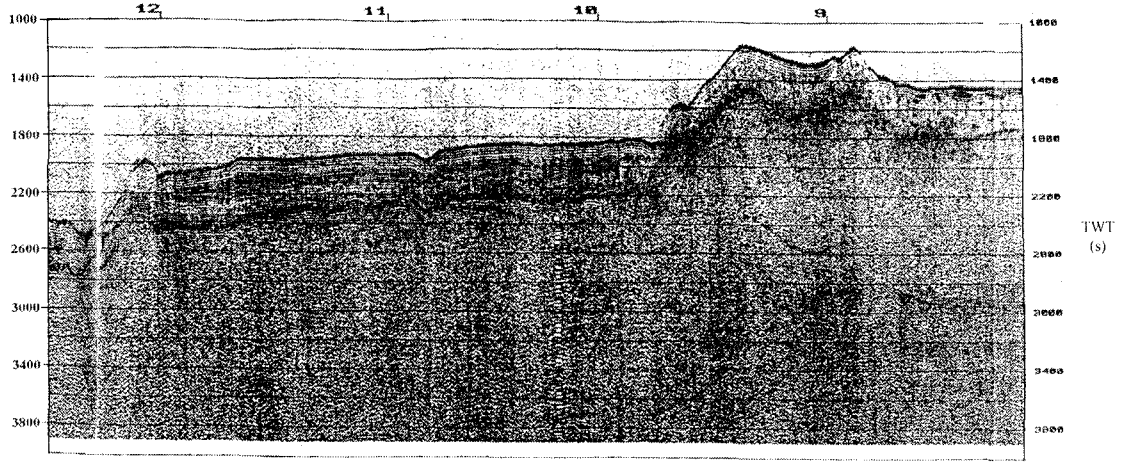
Şekil 26. Profil 59-2 Mesaoria Çöküntüsü'nün denize uzanımının KD kanat yapısı ve Latakya Baseni.



Şekil 27. Profil 59-3 Batı Tartus Sırtı'nın yapısı.

Yukarda tanımlanan çöküntü kuzeybatıya eğimli büyük ölçekli bir yapısal basamak işgal eder Daha sonra güneyde hem taban rölyefinde hem de denizaltı tabakalarının yapısında iki basamak daha gözlenir. Bir sonraki basamağın güneydoğu kenarında Mesinyen depozitlerinin kalınlığı sıfırdır. Sismik patern, evaporitlerden karbonat sedimanlarına geçişi gösterir. Bu basamak PS-67 (Şekil 28) profilinde gözlenmektedir. Basamağın kenarı erken Pliyosen kayaçlarındaki fay serileri ile belirgindir. Bunların bir kısmı yukarıya P-Q sedimalarına ulaşır ve düzgün bükülmeler oluştururlar. Bu bükülmeler alt kayaçların direk bir yansıması değildir. Bu tür bükülmeler kayma zonlarında gözlenir. Ayrıntılı batimetrik harita ile birlikte, üst basamağın dış kenarı bir yay şeklinde Latakya'nın kuzeyinde Suriye kıyılarına uzanır. Basamak 500 m'den fazla yüksekliğe ve 15x9 km boyutlara sahip izometrik çift tepeli bir denizdağı ile kesilir. Hecataeus Sırtı olarak tanımlanan bu sırt PS-67 profilinde PK 8-10 aralığında gözlenmektedir. Bu denizdağı çok genç olup muhtemelen Kuvaterner yaşlıdır. Çünkü dağı kaplayan sedimanlar sıkışmamış olup tabandan tepeye kadar aynı kalınlıktadır. Sırt üzerinde P-Q sediman birimi 1450-1800 ms'ler arasında yer almaktadır. Temel kayacın yaşı belirgin değildir.

Bir üstteki tektonik basamak öncekine benzer şekilde oluşmuştur. Batı kısmı derin P-Q Kıbrıs çöküntüsü ile kaplıdır. Bu basamak PS 64-1 profilinde (Şekil 29) PK 8 civarında gözlenmektedir. Evaporit birimindeki kıvrımlanma P-Q sedimanlarının arasında çıkıntı oluşturmaktadır. Genç Mesinyen yüzeyi erozyon izleri gösterir. Evaporit kalınlığı 300-400 m'ye değişir ve deformasyon oranı doğuya doğru artar. Bükülmeler genç Mesinyen blokları ile ilişkilidir. Bloklar kuzeyden güneye atımlar şeklinde görülürler. Bu bloklar arasındaki çöküntülerden tepeler geçerken Mesinyen 600-700 m kalınlıktan 0-150 m'ye düşer ve P-Q sediman kalınlığı ise 500-550 m'den 400-350 m'ye inceler. Bu bloklar ne zaman oluşmaya başladıkları belirsizdir fakat bunların yükselimi Mesinyendeki sedimanlaşma ile aynıdır ve P-Q sırasında da gelişme devam etmiştir. Bu profilin güney ucunda PS 64-2 (Şekil 30) ise en alt basamağın tüm uzunluğu boyunca uzanan Batı Tartus Sırtı gözlenmektedir (PK 3-4). Sırt genişliği 2-3.5 km arasında değişir. Basamak üzerinde sırtın göreceli yüksekliği 10m'den 400m'ye değişir. Genelde sırt eksenini batıdan doğuya eğimlidir.

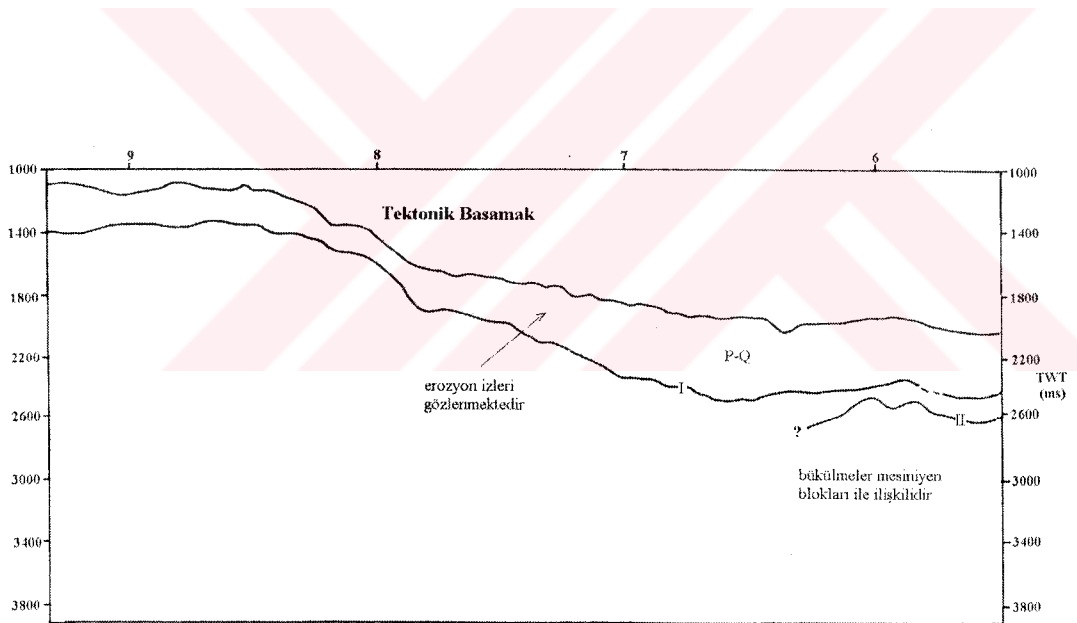
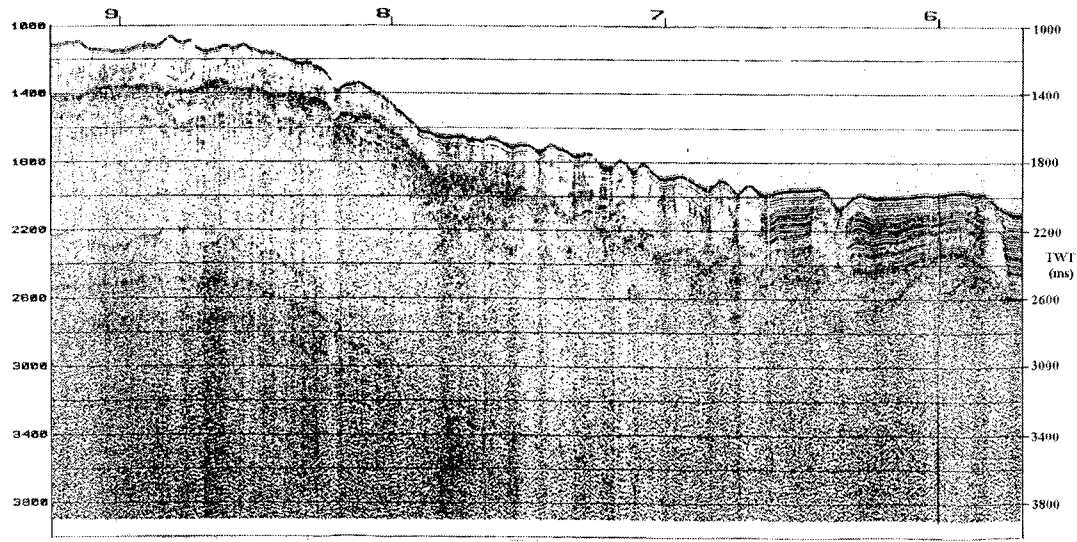


Şekil 28. Profil 67 Üçüncü. tektonik basamak ve onu kesen Hecataeus Sirtı.

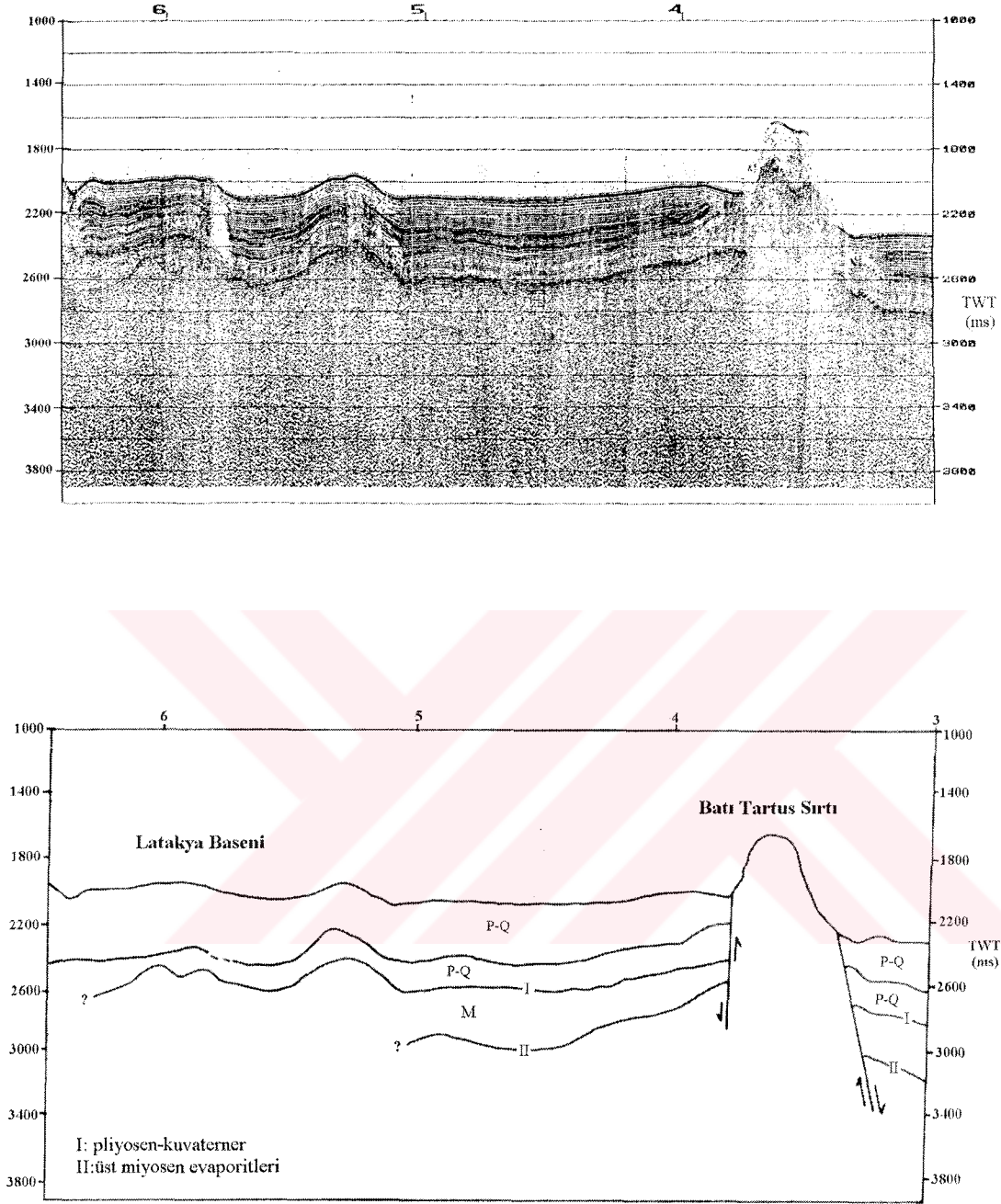
Bunun muhtemel uzanımı Hecataeus Sırtı'nın güney eğimini kesen PS 62-1 profilinin doğu ucunda (Şekil 31) kaydedilmiştir. Batı Tartus Sırtı'nın güney eğimi bir fay zonu ile kesilir ve kuzey eğimi ise sırtın çekirdeğini oluşturan P-Q sediman örtüsünün altına eğimlidir. Messinyen evaporit tabakası sırtın tabanına karşı kuzeyden güneye kamalanma gösterir. Evaporit yüzeyi bazen yataydır fakat sık sık sırt eğimine doğru yükselir. Bu durum PS-58 profilinde de gözlenmektedir. PS-58 profilinin bu bölgeyi gösteren bölümü (Şekil 33)'de görülmektedir. Güney sırt eğiminde Pliyosen-Kuvaterner sedimanları daha incedir. Kuzey eğimi sırt tepesi ise 250-280 m'ye kadar kalınlıkta P-Q sedimanları ile kaplıdır. Birçok kesitte bu genç sedimanların tepeye doğru açıkça incelmesi görülür. Sırtın güney eğimi boyunca bulunan fayın dışında, sırt uzanımı boyunca parçalara ayıran bir normal fay sistemi mevcuttur. Düşey ofsetleri bazen 300 m'yi aşan normal faylar PS 64-2 (Şekil 30) profilinde DB uzanımı boyunca kaydedilmiştir.

Levantin baseninin KD kısmında P-Q sediman kalınlığı 300-450 m, Mesinyen evaporitlerinin ise 1000-1200 m dir. Sediman biriminin üst kısmı Mesinyen tuzlarının ilk diyapirleşmesi sonucu zayıf şekilde deforme olmuşlardır. Bazı profillerde dar diyapirik yapılar P-Q sedimanlarını delerek deniz tabanına ulaşmıştır.

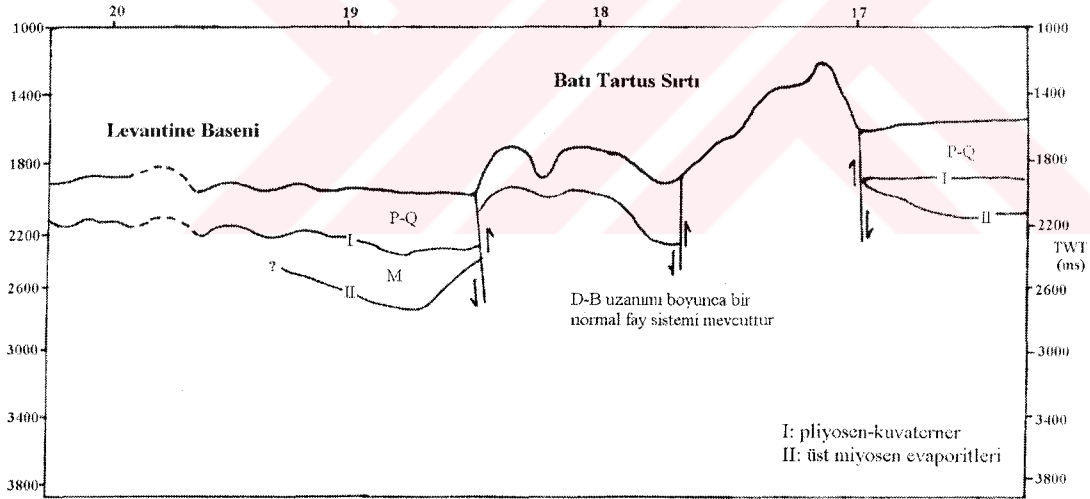
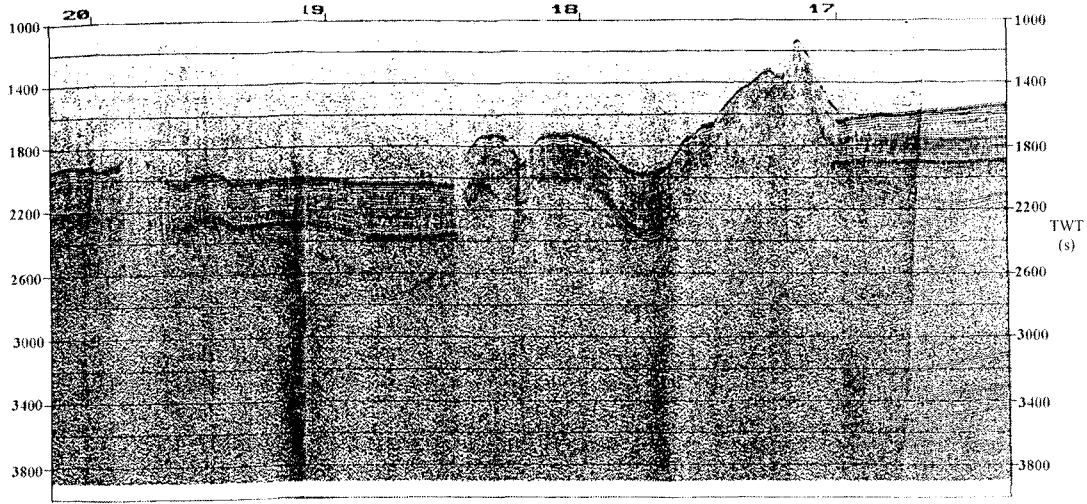
İkinci basamakla en alt basamak arası 200-300 m'dir. Alt basamak Levantin basenine karşılık gelir. Burada Makris & Stobbe (1984)'e göre okyanusal kabuk oluşmaktadır. İkinci basamağın batı kısmı derin P-Q Kıbrıs Çöküntüsü ile kaplıdır. Profil 70 (Şekil 34)'in kuzeyi bu çöküntüyü kesmektedir. Burada sediman kalınlığı en az 1 km'dir. PQ, çöküntüsünün batı kanadında genç Mesinyen'ler üzerinde uzanır. Mesinyen evaporitleri eğim aşağı kamalanmalar gösterir. Bu da Kıbrıs Çöküntüsünün Mesinyen'den sonra oluşmuş olabileceğini göstermektedir. P-Q sedimanları ve alt kayalar çöküntünün derin kısımlarında şiddetli deformasyon gösteriler yükselmiş bazı blokların yükseklikleri 650-750 m'yi bulur.



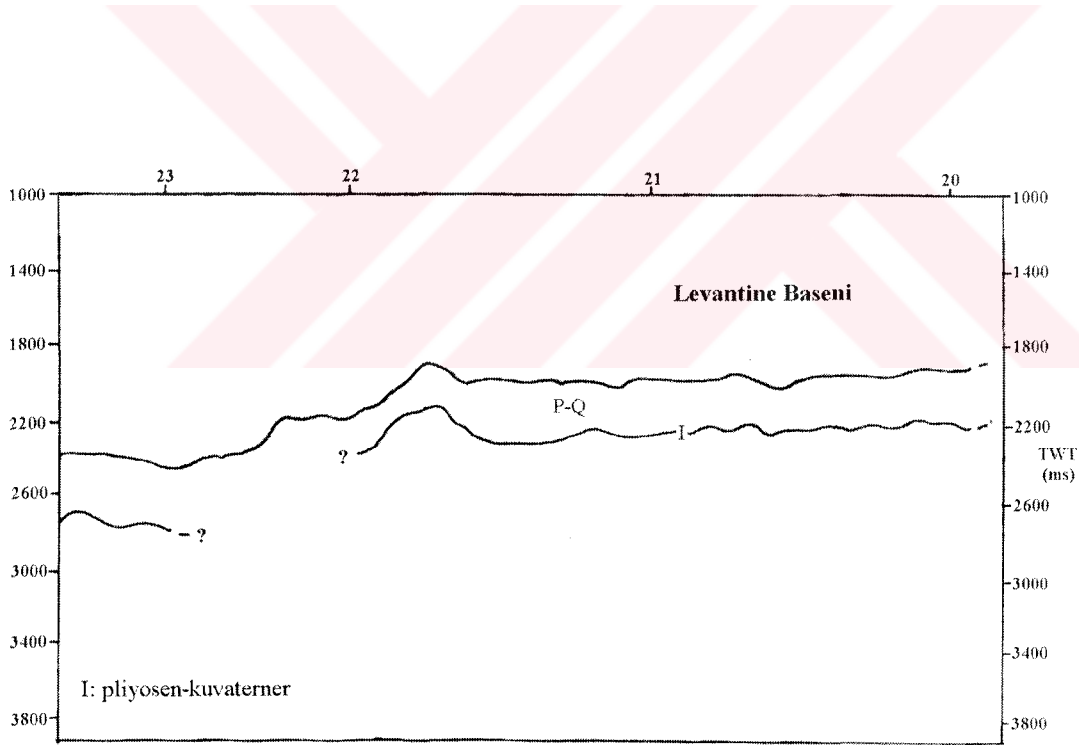
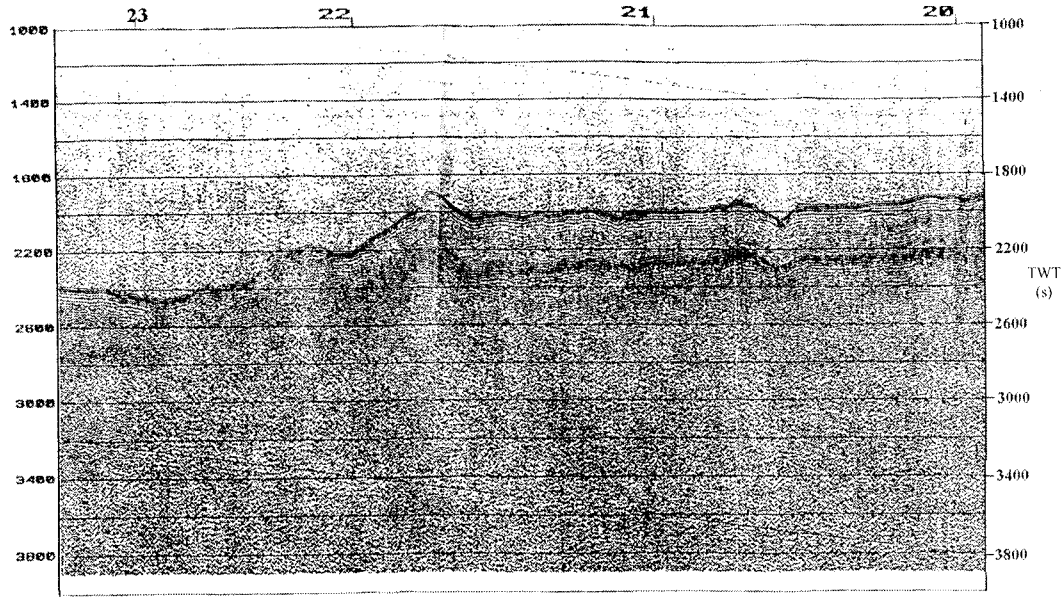
Şekil 29. Profil 64-1 İkinci yapısal basamağın doğu kısmındaki deformasyon şekli.



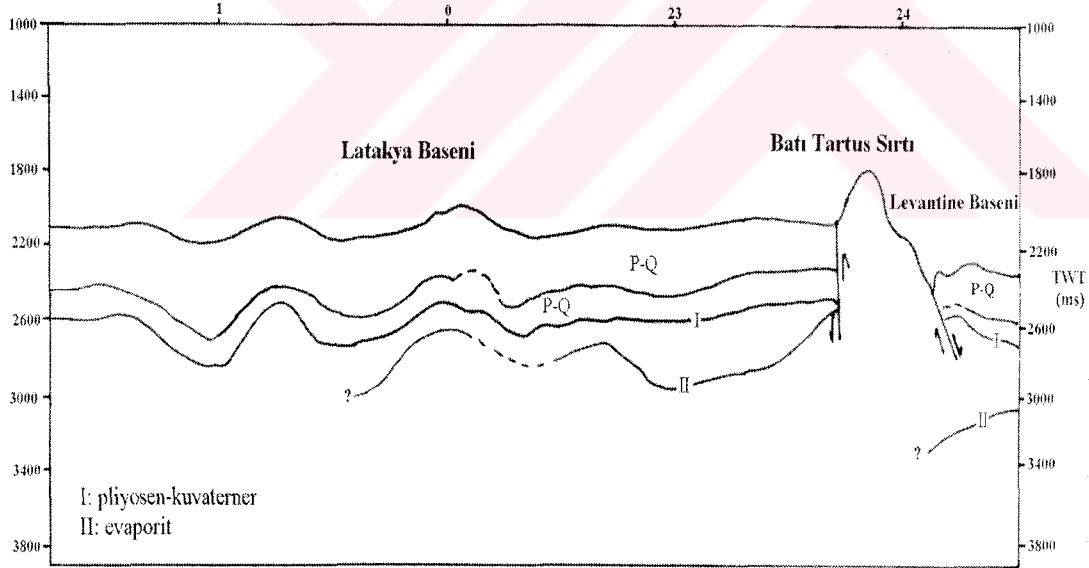
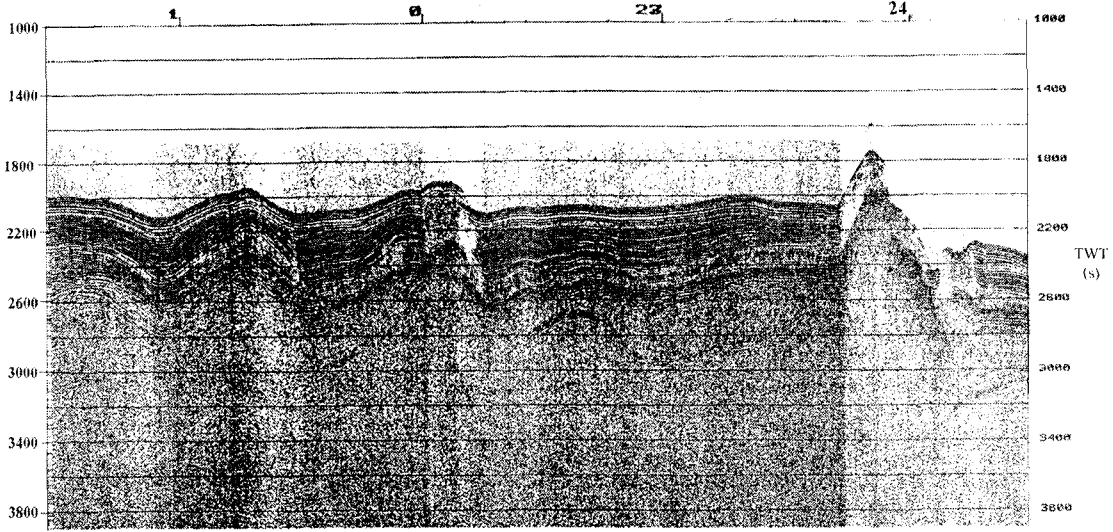
Şekil 30. Profil 64-2 Batı Tartus Sırtı'nın yapısı



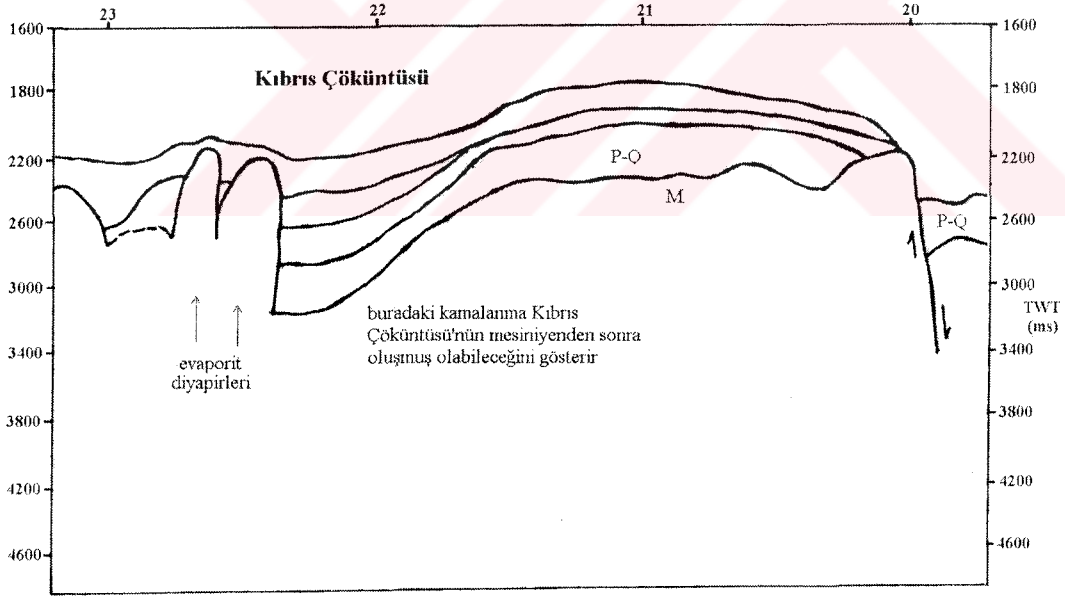
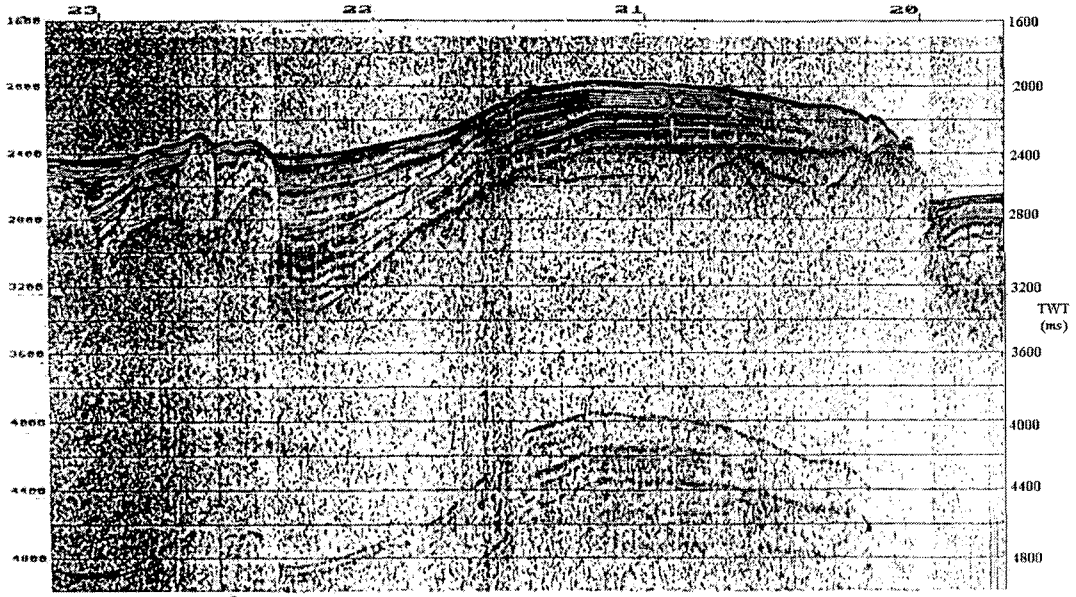
Şekil 31. Profil 62-2: Batı Tartus Sırtı'nın güney sırt eğimi, sırt uzanımı boyunca sırtı parçalara ayıran bir normal fay sistemi.



Şekil 32. Profil 62-1 Kuzey Levantine Baseni'nde Pliyosen Kuvaterner sedimanları, Mesinyen tuzlarının ilk diyapirleşmesiyle oluşan zayıf deformasyonlar.



Şekil 33. Profil 58'in Güney ucu: Latakya Baseni'ndeki tuzla ilgili deformasyonlar ve daha güneyde fay bloğu deformasyonları.



Şekil 34. Profil 70: Tektonik yükselim üzerinde Messinian evaporitlerinin Kıbrıs Çöküntüsü'ne doğru eğim aşağı kamalanması.

SONUÇLAR

Doğu Akdeniz Afrika ve Avrasya levhalarının çarpışması ve genel sıkışma tektoniği etkisi altındadır. Bu levhalar arasındaki sınır batıda Hellenik ve Pliny-Strabo dalma batma çukurları ve doğuda ise Kıbrıs Yayı ve Doğu Anadolu Fay zonu sistemi ile ortaya konmaktadır. Afrika kıtası batıda Hellenik dalma-batma zonunda, Avrasya levhasının altına dalmaktadır. Kıbrıs Yayı'ndaki dalma ise Eratosthenes Denizdağı'nın Pliyosen-Kuvaterner'de Kıbrıs ile çarpışmasıyla durmuştur ya da nerdeyse durmak üzeredir. Buradaki dalma Arap levhasının da itmesiyle Anadolu ve Afrika levhaları arasında eğik kayma hareketlerine dönüşmüştür. Bu yüzden Kıbrıs'ın doğusundaki tektonik hareketlerin asıl nedeni burada birbirlerine paralel uzanan fay sistemlerinin hareketleridir. Bu faylar yanal atımlı olup birbirlerini tetikleyici niteliktedir. Bu fayların karadaki uzantısını Doğu Anadolu Fay Zonu oluşturmaktadır. Bu dekstral kırık faylar Kıbrıs'ta bulunan Troodos masifinin kuzey ve güney kısmını kuşatarak sınırlandırmışlardır. Bunlar adanın doğu-batı sahillerinde basamaklar oluşturmuştur. Bu basamaklar sismik kayıtlarda gözlenmektedir. Bu fay ve kırıklar Türkiye'nin güney sahiline ve Suriye'nin kuzeyine doğru sürer. Bitlis-Zagros kuşağı boyunca yer alan Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması nedeniyle Anadolu levhası bu yanal atımlı faylar tarafından batıya doğru itilmektedir. Afrika ve Arap levhaları arasındaki göreceli hareket etkin olarak sol yanal atımlı Ölü Deniz transform fayı tarafından karşılanmaktadır.

Güney Anadolu-Kıbrıs bloğundaki dönme hareketleri ise varolan yapılar üzerinde esas itibariyle bu yanal atımlı faylar (örneğin, Misis-Girne sistemi gibi) ve kısmi olarak da farklı zamanlarda oluşmuş K-G yönlü makaslama zonları (Anamur-Kromakti gibi) ile simgelenmektedir. Anadolu levhası Kıbrıs'ın doğusundaki makaslama kuşakları ile temsil edilmektedir. Kuzeye doğru eğimli olan bu

makaslama kuşaklarının tabanda ofiyolit tabakasında birleştiği tahmin edilmektedir. Bunlar batıya hareket sonucu ofiyolit tabakaların üst üste binmesiyle çok yüksek gravite anomalisine sahip olan Troodos masifinde en kalın konuma erişmektedir. Bu hareketler neticesinde çek-ayır (pull-apart) basenleri (örneğin, Pliyo-Kuvaterner Mesaoria baseni gibi) oluşmuştur. Adana-Klikya ile İskenderun-Latakya-Mesaoria basenlerinin çökmesi, 3 km'yi bulan evaporit ve genç sedimentlerin birikimi ve 1-1.5 km su derinlikleriyle orta-üst Miyosen'den beri devam etmektedir. Pliyo-Kuvaterner kıvrım bloklarının deformasyonu Messiniyen zamanından kalmadır. Yükselmiş bloklar ise Messiniyen öncesindedir çünkü Messiniyen evaporitleri bu yapılarla doğru kamalanıp ortadan kalkmaktadır. Girne sırtı ve onun denizsel uzanımı, Mesaoria Baseni'nin doğusunda denizsel uzanımın kuzeybatı yamacı üzerinde ve ikinci yapısal basmağın doğusundaki bloklar ve Batı Tartus sırtı bu yapılardandır. Bazı yükselmiş bloklar, dipte oluşmuş ve dibi kaplayan yapılar, ters fayların sınırlarını ve dikçe yukarı doğru sokulmuş tabakaları işaret eder. Batı Tartus Sırtı bu yukarı doğru sokulmuş tabakalardan birisidir.

Kıbrıs'ta en son sıkışmayla oluşan deformasyonlar Miyosenle Pliyosen sınırında olmuştur. Bu deformasyonlar denizde de devam etmektedir. Batı Tartus Sırtı'nın kuzey ve güneyinde bulunan sığ ve derin jeolojik yapıların büyük farklılığı, bize sonuç olarak bu sırtın Anadolu levhasının güney sınırı olduğunu gösterir. Girne Sırtı'nın denizsel devamı ve Batı Tartus Sırtı arasında kalan geniş alan Anadolu ve Afrika levhalarının geçiş zonuna bağlıdır. Sediman örtüsünün en üst kısmında, bu zon ve kuzeydoğu Levantine Baseni arasındaki fark açıktır. Mesiniyen ve Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının kalınlığı kuzeydoğu Levantine basenine doğru bariz bir şekilde artar ve deformasyon oranları düşer. Deformasyonlar esasen halokinetik etkilere bağlı olup sıkıştırma-gerilme tektoniği ile ilgisi yoktur. Kıbrıs'ın kuzeyindeki ve güneyindeki halokinetik olayalar, oluşum mekanizmaları yönünden farklılık gösterir. Kıbrıs'ın güneyindeki diyapirizma kuzeyindekinin aksine üstten gelen kuvvetler yerine daha çok derindeki tektonik olayların üst seviyeye etkimesinden kaynaklanmaktadır. Batı Tartus Sırtı boyunca olan yer değişikliği snistral, kuzeydeki

yer değişikliği ise dekstral hale gelir. Kuşakların batıya doğru hareketi için, biri kuzeyi gererken ondan sonra gelen kuşak da güneyi germiştir.

Kıbrıs'ın batısında Florence Yükselimi bölgesinde transpresiyon etkin olup, güneyindeki açılma ve kısmi sıkışma tektoniği bölgesi ile Anatlya Baseni'ni birbirinden ayırmaktadır. Mısır ile Kıbrıs arasında yer alan Eratosthenes Denizdağı, Kıbrıs dalma batma zonunun pozitif bir yapısı olarak yorumlanmıştır. Bu denizdağının taban yapısı Kıbrıs'ın altına dalmakta ve güneyde Nil Nehri deltasının uyguladığı yük nedeniyle aktif olarak parçalanmaktadır.



KAYNAKLAR

- Aksu A. E., Ergün, M., J. M. Hall, M. Duman, D. Yasar, & T. Calon (1992). Tectonic evolution of basins in northeastern Mediterranean Sea, Rapp. Comm. Int. Medit., 33, 2, 112.
- Anastasakis, T. D., & Kelling, G. (1991). Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements, Marine Geology, 97, pp. 261-277.
- Ben-Avraham, Z., Shoham, Y., & Ginzburg, A. (1976). Magnetic anomalies in the Eastern Mediterranean and tectonic setting of Eratosthenes Seamount, Geoph. J. R. astr. Soc., 45, pp. 105-123.
- Ben-Avraham, Z., Kempler, D., & Ginzburg, A. (1988). Plate convergence in the Cyprean arc, Tectonophysics, 146, pp. 231-240.
- Biju-Duval B., Dercourt, J., & Letouzey, J. (1974). Interpretation de la structure des Monts de Misis, Turquie et son extension en Mediterranee orientale, Seconde Reun. Ann. Sc. Terre, Nancy, Pont-a-Mousson, resumes Commun., p. 48.
- Biju Duval, B., Dercourt, J., & Le Pichon, X. (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: Biju-Duval, B., & Montadert, L., Structural history of the Mediterranean basins, Paris, Editions Technip., p. 1-12.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., & Montadert, L. (1978). Structure and evolution of the Mediterranean basins, In: Montadert, L. et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1, Washington (U.S. Government printing office), pp. 951-984.

- Chase, C. G. (1978). Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world, E. P. S. L., 37, pp. 355-368.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F & Stein, S. (1990). Current plate motions, Geophys. J. Int., 101, 2, pp. 425-478.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F.,& A. M. C. Şengör (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Antolia-a young collision zone. In: M. P. Coward & A. C. Ries (eds.), Collision Tectonics, Geological Society Special Publication 19, pp. 3-36.
- Dixon, J. E.,& Robertson, A. H. F. (1984). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Publication, No. 17, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 824.
- Ergün, M., Oral, E. Z.,& Çifçi, G. (1995). Doğu Akdeniz'in Yapısı ve Levha Tektoniğindeki Yeri, JEOFİZİK, 9, 10; pp. 71-78.
- Ergün, M.,& Oral E. Z. . Doğu Akdeniz'in genel tektonik elementleri ve etkileri, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu 2000, pp 20-29.
- Harison, J. C. (1995). An interpretation of gravity anomalies in the eastern Mediterranean. Phil. Trans. Roy. Soc., London, A.248(947), pp.283-325.
- Ivanov, M. K., Limonov, A. F.,& Woodside, J. M. (1992). Geological and geophysical investigations in the Mediterranean and Black Seas. UNESCO Reports in Marine Science, no.56, pp. 208. Kemplar, D., Ben-Avraham, Z.,& Garfunkel, Z. (1987). The tectonic evolution of the Cyprean arc. Annales Tectonicae, 1(1), pp. 58-71.
- Kemplar, D.,& Garfunkel, Z. (1991). The Northeast Mediterranean from a plate kinematic point of view, Bull. Tech. Univ. İstanbul, 44, pp. 425-454.
- Kemplar, D. (1994). Tectonic patterns in the easternmost Mediterranean Sea, Boll. Geofis. ;Teor. Ed Appl., 15(60), pp. 263-341.

- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. Tectonophysics, 60(1-2), pp. 1-42.
- Lort, J. M., & Gray, F. (1974). Cyprus seismic studies at sea. Nature, 248(5451), pp. 745-747.
- Lort, J. M. (1977). Geophysics of the Mediterranean basins, In: W. H. Kanes, & F. G. Sekli (eds.), The ocean basins and margins, Vol. 4A, The Eastern Mediterranean, Plenum, Newyork, pp.151-213.
- Makris, J. Z., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Ginzburg, G., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R. B., & Eleftheriou, S. (1983). Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 75(3), pp. 575-591.
- Makris, J., & Wang, J. (1994). Bouger gravity anomalies of the eastern Mediterranean sea, In: V. A. Krashennikov and J. K. Hall (eds.), Geological Structure of the Northeastern Mediterranean, pp.87-98.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 30(1), pp. 109-185.
- Minster, J. B., & Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions, J. Geophys. Res., 83(B11), pp. 5331-5354.
- Morelli, C., Giese, P., Carrozo, M. T., Colombi, B., Hirn, A., Reichert, C., Rower, P., Sapin, M., Scarascia, S., & Wigger, P. (1977). Crustal and upper mantle structure in the northern Apennines, the Ligurian Sea, and Corsica, derived from seismic and gravimetric data. Boll. Geofis. Teor. Ed Appl., 19(75-76), pp. 199-260.
- Morelli, C. (1985). Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean crust, In: Geological evolution of the Mediterranean Basin, D. J. Stanley & F. C. Wezel (eds.), Springer-Verlag, Newyork, pp. 65-82.

- Papazachos, B. C., & Comminakis, P. E. (1972). The seismic activity in the area of Greece during the time period 1911-1971. Athens, Greece, p. 60.
- Papazachos, B. C. (1974). Seismotectonics of the eastern Mediterranean area. In: J. Solnes, (eds.), Modern Developments in Engineering seismology and earthquake engineering, NATO Advanced Study Institutes 11751, Series E, Applied Sciences, Izmir, Turkey, no. 3, pp.1-32.
- Rotstein, Y., & Kafka, A. L. (1982). Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction collision and arc jumping, J. Geophys. Res., 87(B9), pp. 7694-7706.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., & Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of the Palaeo-Tethys. In: J. E. Dixon & A. H. F. Robertson (eds.), The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication No. 17, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 77-112.
- Wong, H. K., Zarudzki, E. F. K., Phillips, J. D., & Giermann, G. (1971). Some geophysical profiles in the eastern Mediterranean. Geol. Soc. Am. Bull., 82(1), pp. 91-100.
- Woodside, J. M. (1976). Regional vertical tectonics in the eastern Mediterranean. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 47(3), pp. 493-514. Includes Woodside and Bowin, plus SHACKLETON data, and Turkey, both Free Air and Bouger, 20 mgal contours.
- Woodside, J. M. (1977). Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea. Mar. Geophys. Res., 3(3), pp.317-354. Gravity compilation like Woodside (1976) but excluding Turkey.
- Woodside, J. M. (1977). Tectonic elements and deformation of the Eastern Mediterranean (abstract). Eos, 58(6), pp. 503.