

4176

T.C.
DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİSİ ENSTİTÜSÜ
DENİZ BİLİMLERİ ANABİLİM DALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ

SAKARYA-AMASRA-CİDE KIYI VE KIYI ÖTESİ SEDİMANLARI
ÜZERİNE GENÇ TEKTONİĞİN ETKİSİ

JEOLOJİ MÜHENDİSİ
MERT AVCI

YÖNETEN : DOÇ. DR. Y.TOSUN KONUK

İZMİR

MAYIS - 1988

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi

Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi
Enstitüsü Müdürlüğüne,

Bu çalışma, jürimiz tarafından Deniz Bilimleri Anabilim
Dalında YÜKSEK LİSANS (MASTER) Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Doç.Dr. Y.Tosun KONUK

Üye : Doç.Dr. Nuran GÖKÇEN

Üye : Doç.Dr. Atila ULUG

Kod No :

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait
olduğunu onaylarım.

Prof.Dr. Erol İZDAR
Enstitü Müdürü

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
SEKİL LİSTESİ	IV
ÖZET	VI
SUMMARY	VIII
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Yeri	1
1.2. Çalışma Amacı	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR VE JEOLJİK KONUM	3
3. MATERYAL VE METOD	15
3.1. Konum Belirleme	16
3.2. Jeofizik Etüd Cihazları	17
3.2.1. Mühendislik Sismığı ORE Model 1032	17
3.2.2. Airgun	19
3.3.3. Hidrofon Dizisi	20
4. ÇALIŞMA ALANI JEOMORFOLOJİK ÖGELERİ VE TEKTONO-SEDİMANTER ÖZELLİKLERİ	21
4.1. Profil 1	21
4.2. Profil 2	27
4.3. Profil 3	33
4.4. Profil 4	36
4.5. Profil 5	39
4.6. Profil 6	43
4.7. Profil 7	46
4.8. Profil 8	50
4.9. Profil 9	51
4.10. Profil 10	54
4.11. Profil 11	55
5. SEDİMANTER JEOLJİK GENELLEME	58
6. SONUÇLAR	62
7. TEŞEKKÜR	66
8. KAYNAKLAR	67
9. EK 1	Zarfta
10. ÖZ GEÇMİŞ	70

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 1.1. Çalışma alanı ve temsil eden sismik profiller ve DSDP sondaj lokasyonları	2
Şekil 2.1. Karadeniz baseni temel fizyografik bölümleri ...	4
Şekil 2.2. Paratetis Oligosen (Şatiyen) paleocoğrafyası ...	5
Şekil 2.3. Paratetis Alt Miosen (Orta ve Üst Burdigaliyen) paleocoğrafyası	5
Şekil 2.4. Paratetis Orta Miosen (Langiyen) (16.8-16.0 my.) paleocoğrafyası	6
Şekil 2.5. Paratetis Orta Miosen (Orta Serravaliyen) (15.0-14.5 my.) paleocoğrafyası	7
Şekil 2.6. Paratetis Orta Miosen (Orta Serravaliyen) (14.5-14.0 my.) paleocoğrafyası	7
Şekil 2.7. Paratetis Üst Miosen (Alt Tortoniyen) (12.0-11.0 my) paleocoğrafyası	8
Şekil 2.8. Paratetis Üst Miosen (Messiniyen) (6.0-5.5 my.) paleocoğrafyası	8
Şekil 2.9. Paratetis Pliosen paleocoğrafyası	10
Şekil 2.10. Karadeniz Pliosen-Holosen evrimi	11
Şekil 2.11. Karadeniz baseni Kuaterner dönemi ana ortamsal ve tektonik olayları	12
Şekil 2.12. Karadeniz baseni kabuk yapısı	14
Şekil 3.1. Airgun sisteminin temel bileşenleri	19
Şekil 4.1. Profil 1 airgun sismik kayıdı	25
Şekil 4.2. Profil 1 ORE sismik kayıdı	26
Şekil 4.3. Profil 1 şematik kesidi ve eğim gradyanları	22
Şekil 4.4. Profil 1 apronunda kayan büyük ölçekli sediment kütlesi	24
Şekil 4.5. Profil 2 airgun sismik kayıdı	32
Şekil 4.6. Profil 2 şematik kesidi ve eğim gradyanları	27
Şekil 4.7. Profil 2 apronunda gözlenen paleo-slumplar	30
Şekil 4.8. Profil 3 airgun sismik kayıdı	35
Şekil 4.9. Profil 3 şematik kesidi ve eğim gradyanları	33
Şekil 4.10. Profil 4 airgun sismik kayıdı	38
Şekil 4.11. Profil 4 şematik kesidi ve eğim gradyanları	36

Şekil 4.12.Profil 5 airgun sismik kayıdı	41,42
Şekil 4.13.Profil 5 şematik kesidi ve eğim gradyanları	39
Şekil 4.14.Profil 6 airgun sismik kayıdı	45
Şekil 4.15.Profil 6 şematik kesidi ve eğim gradyanları	43
Şekil 4.16.Profil 7 airgun sismik kayıdı	48,49
Şekil 4.17.Profil 7 şematik kesidi ve eğim gradyanları	46
Şekil 4.18.Profil 8 airgun sismik kayıdı	52
Şekil 4.19.Profil 8 şematik kesidi ve eğim gradyanları	50
Şekil 4.20.Profil 9 airgun sismik kayıdı	53
Şekil 4.21.Profil 10 airgun sismik kayıdı	56
Şekil 4.22.Profil 10 şematik kesidi ve eğim gradyanları ...	54
Şekil 4.23.Profil 11 airgun sismik kayıdı	57
Şekil 5.1. Ana kayma yüzeyinde (profil 3) katman dikleşme ve ters eğimlenmeleri	59



ÖZET

Batı Karadeniz, Sakarya Nehri, Amasra-Cide arası kıyı ve kıyı açığından alınan airgun ve 3.5 kHz (DRE) sismik kayıtları Karadeniz baseni için tektonik olayların çok önemli olduğunu göstermektedir.

Yakın geçmişte Karadeniz'in bugünün derin baseni haline gelmesine yol açan tektonik olaylar Karadeniz morfolojisi ve sedimanter yapılarını denetlemektedir. Tektonik hatlar başlıca kıyı çizgisine paralel olarak gelişmiş kayma yüzeyleridir. İkinci bir tektonik sistem, diğeri kadar etkin olmayan ve bunlara verev olarak gelişmiş fay sistemleridir.

Bölgede üç morfolojik öge tanımlanabilmektedir; Kıta sahanlığı, kıta yokuşu ve apron. Bu morfolojik unsurların birbirleriyle yapmış olduğu sınırlar hala aktif olan tektonik hatlardır ve bu ögelerden bir diğere geçiş genellikle çok ani ve belirgindir. Morfolojik bölümlerin büyüklük ve yayılımları tamamıyla yapısal ögelerin kontrolü altındadır.

Özellikle kıta yokuşu ve apronun üst kısımlarında taban topoğrafyası oldukça düzensizdir. Bu bölgeler kütle kaymalarının (slides) ve kayma-oturmalarının (slumps) en yaygın olduğu bölümlerdir ve değişik boyutlu kaymış kütleler çukurlar ve tepeler oluşturarak düzensiz topoğrafyaya sebep olmaktadır.

Kıta yokuşunda topoğrafik düzensizliği oluşturan ikinci unsur denizaltı kanyonlarıdır. Kıta yokuşuna verev veya dik gelişen bu kanyonlar bölgedeki tali fayların ürünüdür ve kanal dolgusu özellikli fazla bir sediment birikimi göstermemektedir.

Kayma hatları ve kayan bloklar arasında gelişen tektonik birikim havzaları Karadeniz'in bu bölümü için oldukça belirgindir. Bu tür birikim havzalarına ait, önemli sayılabilecek kalınlıktaki sedimentlerde kayma yüzeyi hareketine bağlı olarak gelişen tabaka dikleşme ve ters eğimlenmeleri bu hatların hala aktif olduğunun bir göstergesidir.

Çok büyük boyutlu yumuşak sediment kütle kaymaları, sediment kayma-oturmaları (slumps) apronun üst kısımlarında, özellikle bu tür hareketlerin oluşumuna müsait taban eğimine sahip olduğu

bölge batısında çok yaygındır. Kıta yokuşu-apron geçiş bölgeleri için tipik olan sediment kayma-oturmaları, muhtemelen ana kayma yüzeyleri ve bugün daha derinlerde kalmış olan eski slumlara (kayma-oturma) ait kayma yüzeylerinin hareketlerince tetiklenmektedir.

Bölgede, apronun kayma-oturma gösteren sedimentleriyle, yatay tabakaları arasında her zaman kesin bir sınır bulunmamakta, geçiş dereceli olmaktadır. Slumlardan sonra tekdüze yatay tabakalar kilometrelerce devam etmektedir.

Ancak bugün sediment birikimi nedeniyle, eski eğimlerini dolayısı ile slump bölgesi olma özelliğini kaybetmiş olan alanlar yatay sediment tabakaları altındaki paleo-slumlarıyla geçmişteki eğim durumlarını yansıtmaktadır. Bölgede slump birikim alanları zaman içerisinde daralmıştır.

SUMMARY

It has been observed that the tectonics are quite important for the Black Sea basin deduced from the airgun and 3.5 kHz (ORE) seismic information obtained for the shore and offshore areas of western Black Sea between the area of Sakarya river mouth and Amasra-Cide.

Tectonism controls the sedimentary formations and morphology of the Black Sea to become deep basin of present day in very recent geological time. Main tectonic features are slide planes were developed parallel to coast line. The second feature which is not very effective is the fault system developed oblique to previous one.

Three morphological features are described in the area as: Continantal shelf, continantal slope and apron. These morphological features make sharp transition zones with each other and these zones show active tectonics. The areal extent of the morphologic divisions are completely controlled by the structural features.

Sea floor topographies of continantal slope and upper part of the apron are quite irregular. These areas are suitable for mass slides, and the rugged topography is caused by ridges and trenches formed by slump features having various sized.

The other phenomenon is the sea floor canyons causing the topographic irregularity over the continantal slope. These canyons are formed by secondary faults perpendicular or oblique to the continantal slope and these do not contain very much sedimentary deposits which are of type canal fillings.

Tectonic basins which were developed between slide blocks and lines are quite distinctive in this part of the Black Sea. Indications of vertical layering and revers dips within the sedimentary sequence having considerable thickness formed in these basins, are the signs of active tectonics in these zones.

Extensive mass slides of soft sediments and sediments slumps are observed consirable in the upper parts of apron and especially the western side of the area having appropriate

seafloor slopes for these kinds of events. Probable main slump surfaces showing the present slides and slumps in the transition zones of continental slope and apron, are triggered by main slide surfaces and the old slump surfaces at depth.

There is a gradual transition between horizontal layers and sediments having slide and slump features without having obvious boundaries. After the slumps, homogenous horizontal layers extend long distances.

Presence of paleo-slumps under the present horizontally layered sequences, indicate older morphologies which were lost their slumping features with changing dips due to sedimentation slumping areas have been restricted in time.

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Yeri

Çalışma yeri, Batı Karadeniz'de Sakarya Nehri ağız ile Amasra-Cide arasında, kıyından 90 km. kadar açığa ulaşabilen, kabaca 12000 km² lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1.1). Bu alan çalışmada değerlendirilmiş sismik profillerin kapsadığı kesim olarak tanımlanabilir.

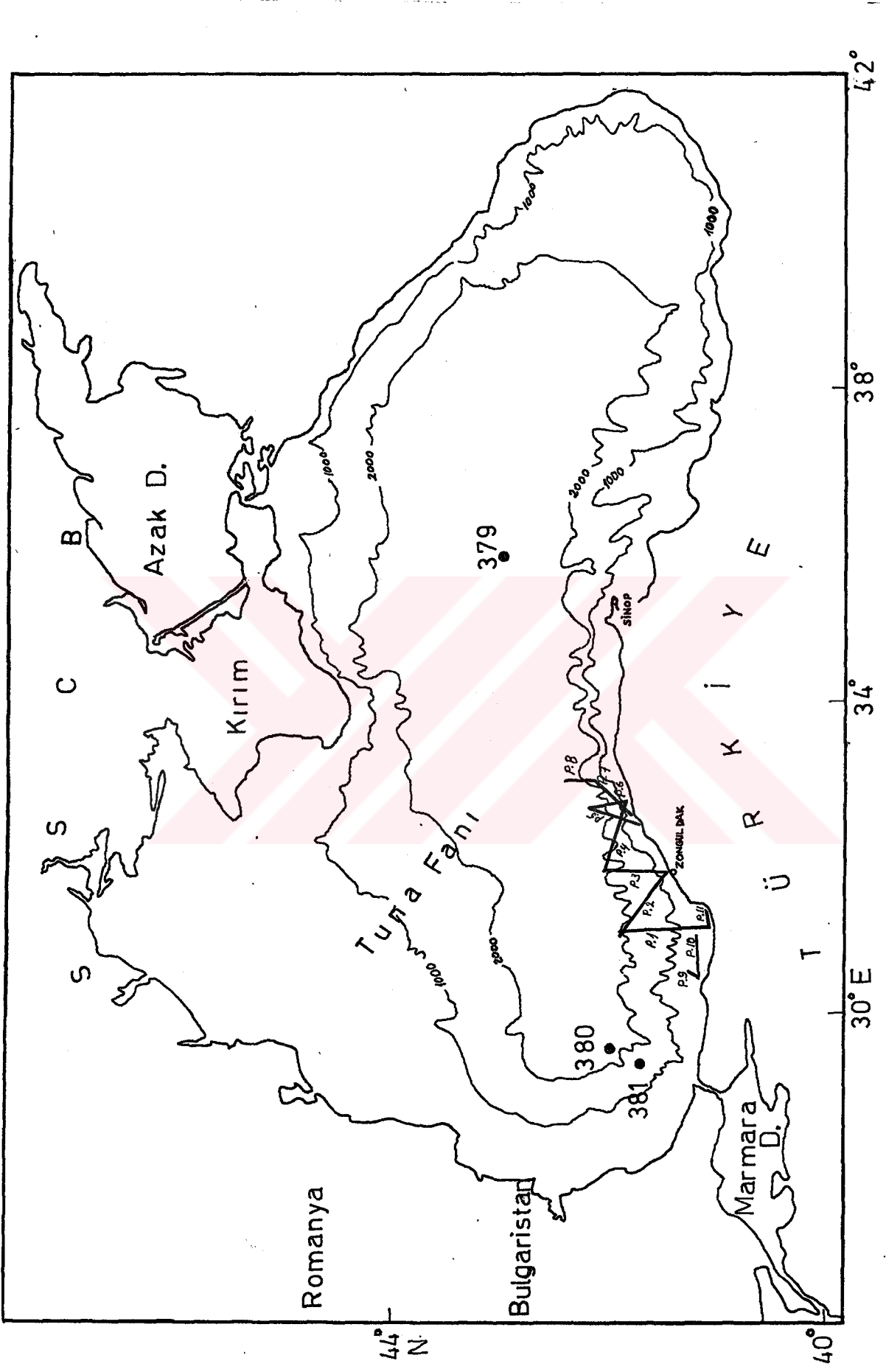
1.2. Çalışma Amacı

Çalışma amacı, çalışma alanında kıyından açık denize kadar değişen jeomorfolojik öğeleri tanımlamak, bunların birbiriyle ilişkilerini belirlemek, oluşumlarını etkileyen tektonik ve sedimanter (=tektono-sedimanter) olaylara yaklaşımlar sağlamaktır.

Son yıllarda, Karadeniz baseninin eski ve güncel oluşukları, derin ve sığ yapısal özellikleri, genellikle yabancı araştırmacılar tarafından incelenmekte ve basen gelişiminin ortaya konmasına çalışılmaktadır. Araştırmalarda kullanılan materyal ve alındığı yerin farklılığından kaynaklanan sonuç ve kapsam çeşitlilikleri normaldir, veriler daha çok materyalin (sismik profiller) alındığı yere aittir. Basen gelişimini açıklığa kavuşturmak için daha fazla veri ve çalışmaya ihtiyaç duyulmaktadır.

Bu çalışmada, önceki araştırmalar ve Karadeniz'in diğer bölgelerinden de yararlanarak özellikle çalışma bölgesine ait tektonik ve sedimantasyon ilişkilerinin bir sentezinin yapılmasına çalışılmaktadır.

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi



Şekil 1.1: Çalışma alanını temsil eden sismik profiller ve DSDP sondaj lokasyonları.

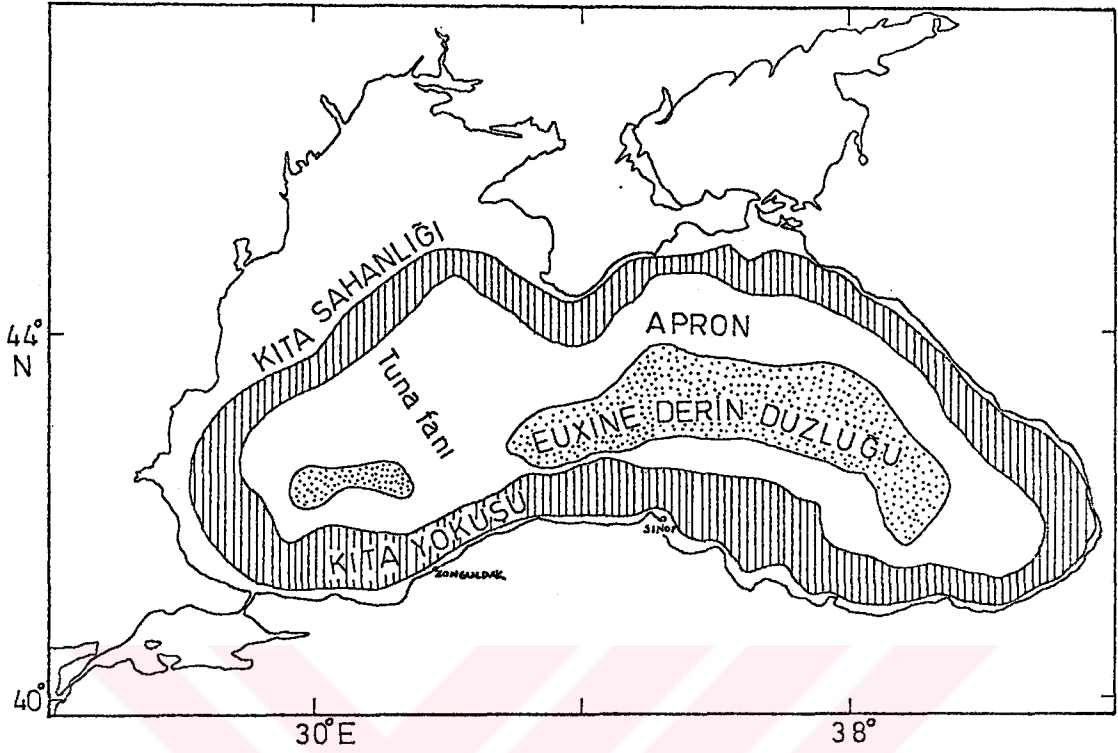
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR VE JEOLOJİK KONUM

Karadeniz 423.000 km² alana ve 543.000 km³ hacme sahip eliptik bir basendir; iki Alpin kıvrım kuşağı arasında doğu-batı yönlü dağ arası bir depresyonda yer almaktadır. 50 m derinlikten sıg dar İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ile Karadeniz'i birbirine bağlar. Basenin kuzey kısmında 5 m den az derinlikli Kerch Yolu Karadeniz'i Azak denizi ile birleştiren dar bir gecittir (ROSS ve diğ., 1974 (a)).

Karadeniz baseni dört fizyografik bölgeye bölünmüştür (Şekil 2.1): Şelf, kıta yokuşu, basen apronu ve abisal düzlük. Kırım yarımadası batısında 190 km ile en fazla olan şelf gelişimi Türkiye sahili, Doğu Rusya ve Kırım Yarımadası güneyi boyunca sadece birkaç yerde 20 km genişliğe ulaşır. Yaklaşık 40 km lik genişlikler Bulgaristan sahili açığı ve Azak Denizi güneyinde bulunmaktadır. Bölgelerin çoğunda şelf kenarı 100 m eşderinliğinden geçirilmektedir (ROSS ve diğ., 1974 (a)). Kırım yarımadası açığı ve Azak Denizi güneyinde şelf yaklaşık 130 m ye derinleşir (GOCHAROV and NEPROCHOV, 1967).

Topoğrafik olarak Karadeniz'de iki farklı basen yokuşu seçilebilir; Denizaltı kanyonlarınca kesilmiş nispeten dik yokuş ve çok düşük gradyanlı nispeten düzgün yokuş. 1:40 gradyan tipli oldukça düzensiz yokuş Türkiye sahili boyunca, Kafkas Dağları ve Kırım Yarımadası açıklarında bulunmaktadır. Topoğrafik düzensizlikler, basen apronunda kısmen ekstansiyonel hareketlerin varlığını gösteren denizaltı kanyonlarından kaynaklanmaktadır. Bazı kanyonların, muhtemelen yapısal kontrolden dolayı kıta yokuşuna oblik olarak yayıldığı görülür (ROSS ve diğ., 1974 (a)).

Basen yokuşu sonundaki basen apronu, kıtasal yükseltiye benzer şekilde 1:40 ile 1:1.000 arası gradyana sahiptir. Sedimanter apronun sürekliliği küçük tepe (small hill) benzeri yapılar tarafından kesilmektedir. Tuna fanı, basen apronun farklı birikimsel özelliğidir ve eşit olmayan iki parçaya ayrılmış Karadeniz abisal düzlüğüne yayılmaktadır (ROSS ve diğ., 1974 (a)).



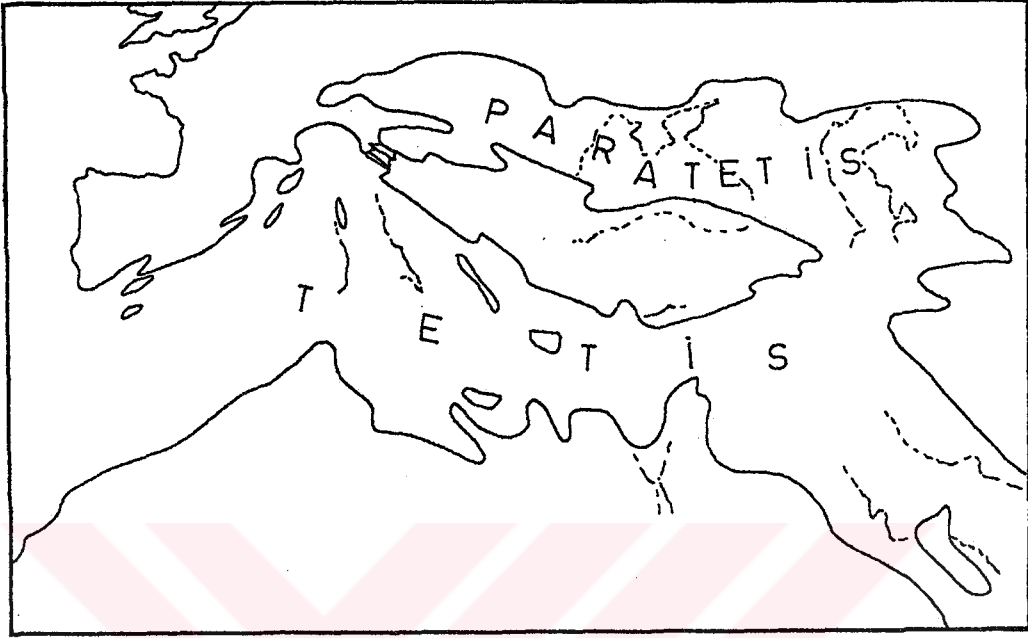
Şekil 2.1: Karadeniz baseninin temel fizyografik bölümleri (ROSS vd. 1974 (b)).

Karadeniz ortasında basen 1:1.000 den az gradyana sahip "Euxine abisal düzlüğü" dür ve Yalta güneyindeki maksimum derinliğe yavaşça eğimlenir. Euxine abisal düzlüğü, basenin doğu kısmında, muhtemelen bu alandaki türbidit akıntı aktivitesi artışının bir sonucu olarak daha iyi gelişmiştir (ROSS ve diğ., 1974 (a)).

Oligosende, Avrasya-Türkiye levhası ile Afrika-Arabistan levhaları arasındaki geniş bir deniz Hint-Pasifik okyanusundan doğu ve orta Paratetis'e bir giriş sağlamıştır (Şekil 2.2) (STEININGER ve RÖGL, 1984).

Alt Miosende Afrika-Arabistan ile Avrasya arasında meydana gelen bir çarpışma sonucu doğu Paratetis ile bağlantılar kapanmıştır (Şekil 2.3). Doğu Paratetis'ten Mezopotamya havzasına olan açık deniz bağlantısının kesilmesi Bavyera'ya kadar uzanan

"Kazakuriyen Fasiyesi" ile karakterize edilen tuz çökeltmeli büyük bir iç deniz yaratmıştır (STEININGER ve RÖGL, 1984).

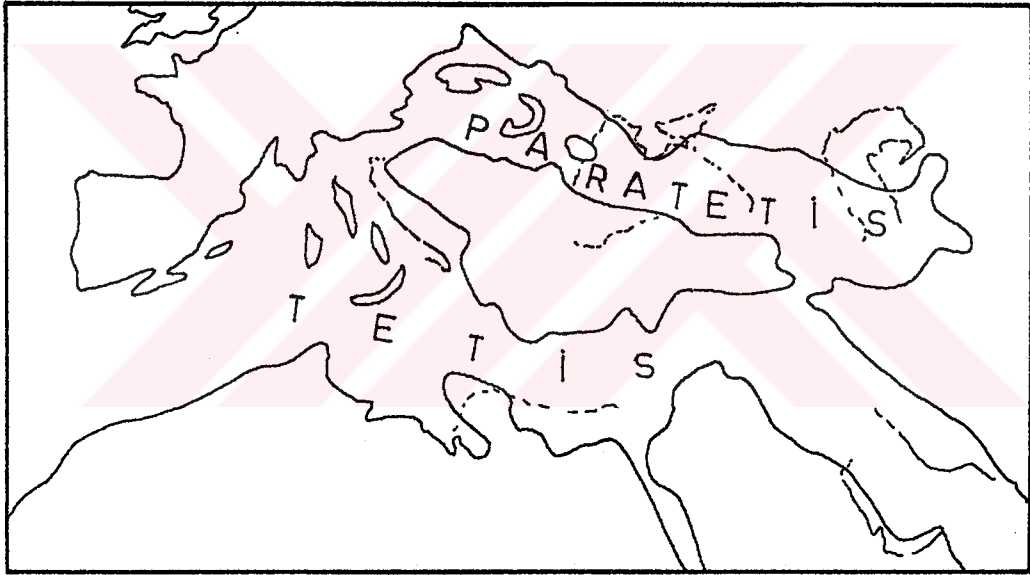


Şekil 2.2: Paratetis Oligosen (Sarmiyen) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).



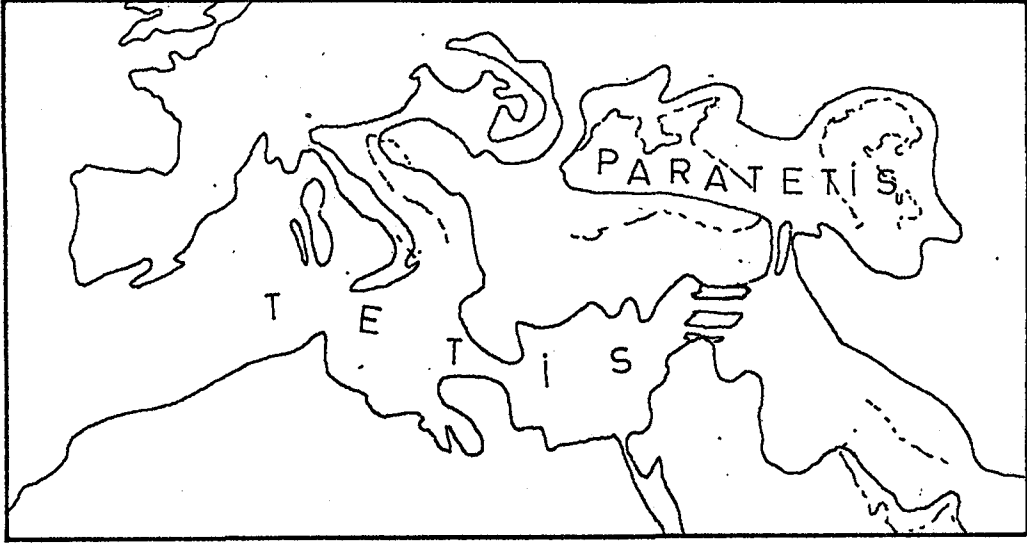
Şekil 2.3. Paratetis Alt Miosen (Orta ve Üst Burdigaliyen) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).

Orta Miosen (16.8-16.0 my) ana transgresyonu Akdeniz ve Paratetis'i Hint-Pasifik okyanusu ile birleştirmiş ve bölgede Oligosendekine benzer bir ada konfigürasyonu yeniden ortaya çıkmıştır (Şekil 2.4). Orta Miosenin (Orta Serravaliyen), 15.0-14.5 my arasında Hint-Pasifik' ten doğu Paratetis'e olan deniz bağlantıları Kafkas dağlarının yükselmesi ve doğu Paratetis'in düşük tuzluluklu alana dönmesi ile daralmıştır (Şekil 2.5). Orta Miosen (Orta Serravaliyen), 14.5-14.0 my arasında Hint-Pasifik deniz yolu açıktır ve aynı zamanda orta Paratetis'den Yugoslavya yolu ile kuzey İtalya'ya olan açık deniz kapanmıştır (Şekil 2.6) (STEININGER ve RÖGL, 1984).



Şekil 2.4. Paratetis Orta Miosen (Langiyen) (16.8-16.0 my) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).

Üst Miosende Arabistan'ın hızlanan devinimi doğu ile olan deniz bağlantılarını kesmiştir (Şekil 2.7 ve 2.8). Tortoniyen transgresyonu doğu Paratetis'in Euxinian baseninde kısa bir istila doğurmuş, orta Paratetis'i birbiriyle bağlantılı olan daha küçük basenlere bölmeye başlamıştır (STEININGER ve RÖGL, 1984).



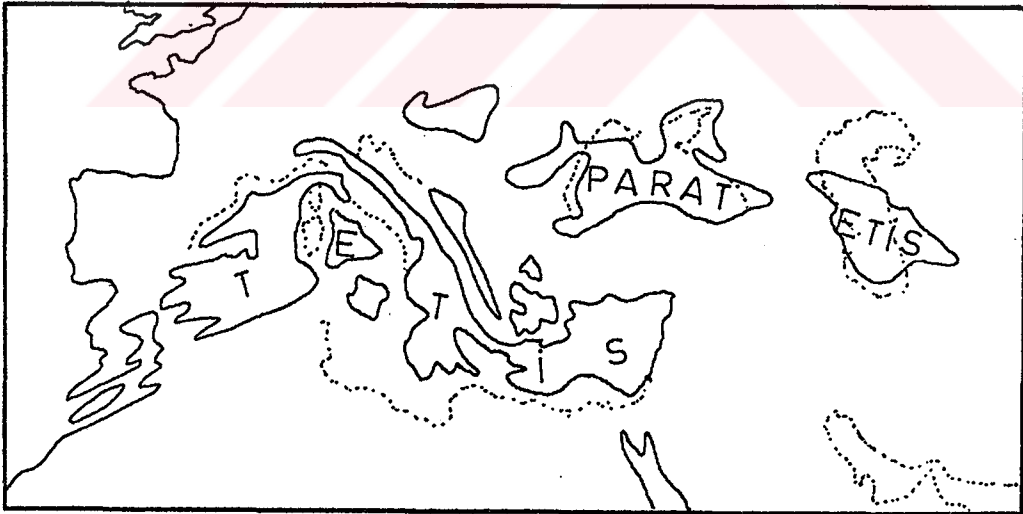
Sekil 2.5: Paratetis Orta Miosen (Orta Serravaliyen) (15.0-14.5 my) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).



Sekil 2.6: Paratetis Orta Miosen (Orta Serravaliyen) (14.5-14.0 my) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).



Sekil 2.7: Paratetis Üst Miosen (Alt Tortoniyen) (12.0-11.0 my) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).



Sekil 2.8: Paratetis Üst Miosen (Messiniyen) (6.0-5.5 my) paleocoğrafyası (STEININGER ve RÖGL, 1984).

Dünya ikliminin giderek soğuması Üst Miosenin en üstünde oldukça ilerlemiş, böylece sıcak kıta üstü florası Engelhardia Karadeniz etrafındaki bölgelerde son bulmuştur. Bu olayın Paratetis tuzlu denizine akan suların çok uzaklardan boşaltıldığı Messinian zamanında meydana gelmiş olduğuna inanılır. Böylece bölgesel Paratetis tuzlu suyu foraminifer faunası bu zamanda sönümlenmiştir (HSÜ, 1978).

Evaporasyon olayıyla Karadeniz su seviyesi Üst Miosenin en üstünde çıkış yerinin (boğaz eşiği) aşağısına düşmüştür ve tuzlu sudan, karbonat sedimentasyonunun meydana geldiği tuzlu göle dönüşmüştür (HSÜ, 1978).

İklimsel değişiklikler sayesinde artan evaporasyon su seviyesinde bazı cynamalar yaratmış ve anoksik koşullarda değişikliğe sebep olmuştur. Anoksik koşulların ortadan kalktığı yerlerde ise siyah silttaşları içerisinde karbonat laminaları gelişmiştir (STOFFERS ve MÜLLER, 1978).

Özellikle evaporasyon düşme çizgisi kara haline gelen Karadeniz abisal düzlüğünün kenarına taşınmıştır. Ortaya çıkan yokuştan kayan materyal çakıllı çamurtaşı olarak DSDP (Deep Sea Drilling Project) sondaj lokasyonları olan site 380 ve 381 de (Şekil 1.1) biriktirilmiştir (HSÜ, 1978).

Sığ su sedimentasyonu Akdeniz ve Karadeniz basenlerinin su baskınına uğradığı muhtemelen Pliosen başında son bulmuştur (HSÜ, 1978). Pliosen transgresif olayı Euxinian basenine kadar yayılan güncel Akdeniz'i yaratmış, Üst Pliosen denizel sedimentleri Kafkas deniz depresyonuna, belki de Baykal Gölü'ne kadar yayılmış olan Karadeniz Üst Kimmeriyen fasiyesini örtmüştür (Şekil 2.9) (STEININGER, ve RÖGL, 1984).

DSDP (Deep Sea Drilling Project) sondaj noktası olan site 380 deki breşlerin Karadeniz su seviyesini arttırmış olan bir iç deniz akıntısıyla ilgili olduğu görülmektedir (STOFFERS, ve MÜLLER, 1978). Breşlerin aşağısında, belirli su derinlikleri için singesel olan diatomelerin varlığı sığ deniz koşullarını desteklenmektedir. Siyah silttaşları diatomeli şeyllerce üstlenir. Temel olarak karbonatsız şeyller arasındaki

arakatmanlar laminalı karbonatlardır. İnce kısımlarda gözlenen türbidite olmuş sediment muhtemelen, güçlü dip akıntı aktivitesini önermektedir. Diatomlar, Braarudospaera bigelovi ve Bolivina mikrofaunasının varlığı tuzlu deniz ortamını göstermektedir (STOFFERS ve MÜLLER, 1978).



Şekil 2.9: Paratetis Pliosen paleocoğrafyası
(STEININGER ve RÖGL, 1984).

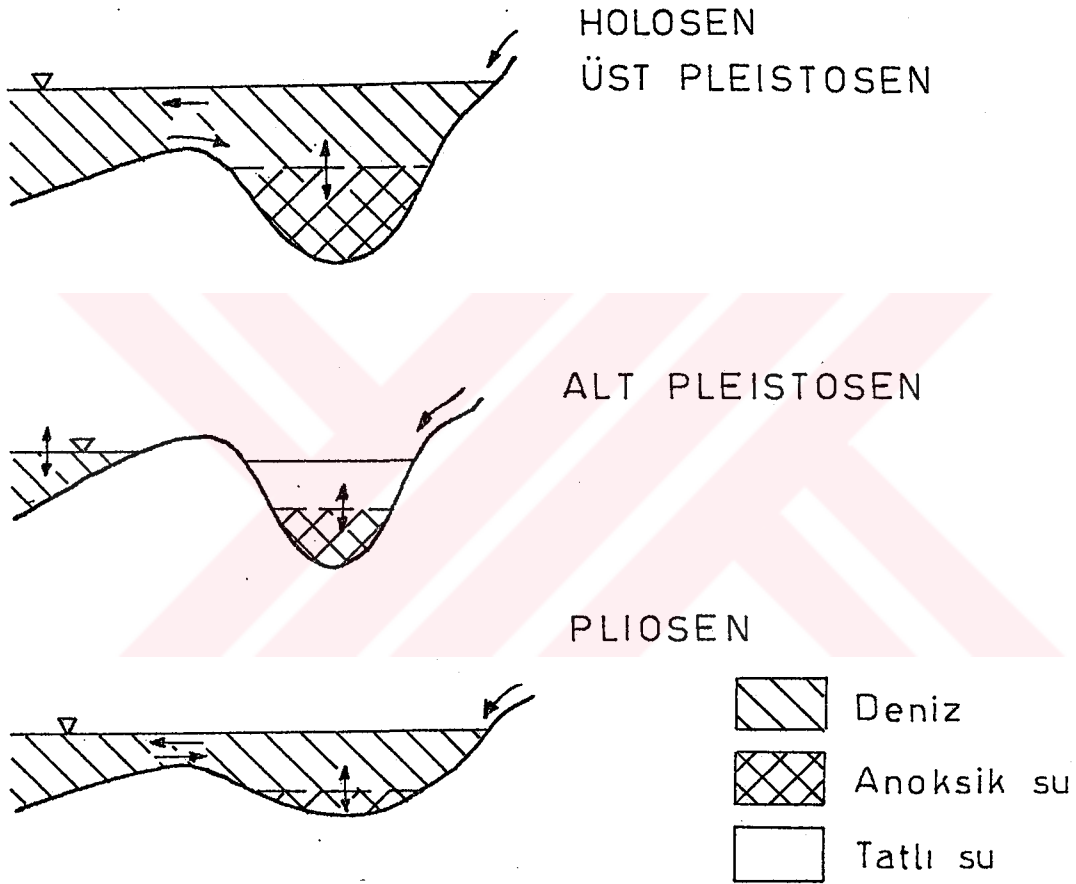
Her üç DSDP lokasyonunda da aragonit ile Braarudospaera bigelovi nin birlikte mevcudiyeti belirtilmiştir (STOFFERS ve MÜLLER, 1978). Aragonitik çamur, nannofosil Braarudospaera popülasyonunun ortaya çıkmasına yeterli tuzlulukta (%17) Karadeniz tuzlu denizinde biriktirilmiştir (HSÜ, 1978).

Akdeniz'le olan bağlantı sonunda kesilmiş ve Karadeniz tekrar göle dönüşmüştür. Bu göle boşalan nehirler tatlı su taşımışlar ve aşamalı tuzsuzlaştırma Pliosenin büyük kısmı ve Alt Kuaterner zamanlarında sürmüştür (HSÜ, 1978).

Kimyasal sedimentasyon periyodu basene tuzlu su foraminifer ve nannofosilleri getiren transgresyon ile son bulmuştur; Bu deniz baskını buzallararası dönem A' nın kapadığı üst Kuaterner terijen

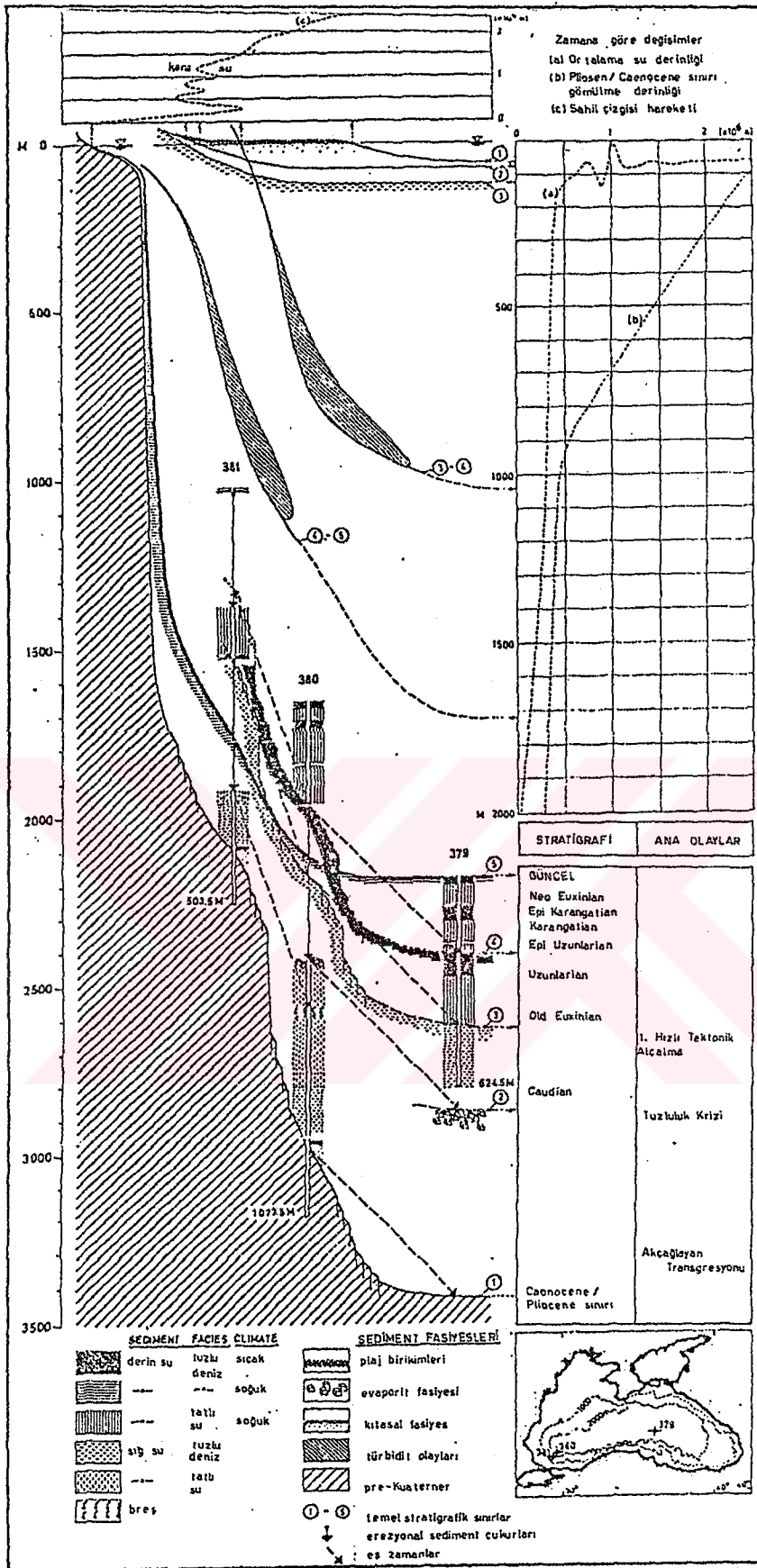
(=kara kökenli kırıntılar) sedimentasyonu ile aynı zamana rastlamaktadır. Bu zamanki kırıntı taşınımının ani artışı Paratetis boşaltım sisteminin bir diğer reorganizasyonuna bağlanmaktadır. Dasiyen baseni tarafından daha fazla tutulamayan Tuna, sedimentlerini Kuaternerde Karadeniz'e taşımıştır (HSÜ, 1978).

STOFFERS ve MÜLLER (1978) e göre Karadeniz evrimi aşağıdaki gibi şematize edilebilir;



Şekil 2.10: Karadeniz'in Pliosen-Holosen evrimi (STOFFERS ve MÜLLER, 1978).

Şekil 2.11 Karadeniz baseninin Kuaterner dönemindeki esas ortamsal ve tektonik olayları tanımlamaktadır. Sığ su fasiyesi, Kuaterner döneminin ilk 2 milyon yılı için geçerlidir. Böylece sedimentasyon ve basen çökmesi oranları yaklaşık aynı hızda



Şekil 2.11: Karadeniz baseni Kuaterner dönemi ana ortasal ve tektonik olayları (PALUSKA ve DEGENS, 1978).

ilerlemiştir. İklımsel ve deniz seviyesi oynamalarına büyük ölçüde atfedilebilir su derinliğindeki osilasyonlar muhtemelen 100 m den küçük derinliklerde kalmıştır (DEGENS ve PALUSKA, 1978).

Yavaş fakat dereceli alçalma ve sedimentasyon şekli Kromeriyen esnasında dramatik bir şekilde değişmiştir. Günümüze devam eden tektonik çökmenin etkileri Karadeniz'i bugünün derin baseni haline getirmiştir. Kuaterner temeli, Karadeniz'in ortasında bugünkü deniz seviyesinin 3.000 m aşağısında gömülüdür. DSDP, 380 ve 381 istasyonlarında gözlenen ana uyumsuzluklar bu tektonik evrimin bir sonucudur (DEGENS ve PALUSKA, 1978).

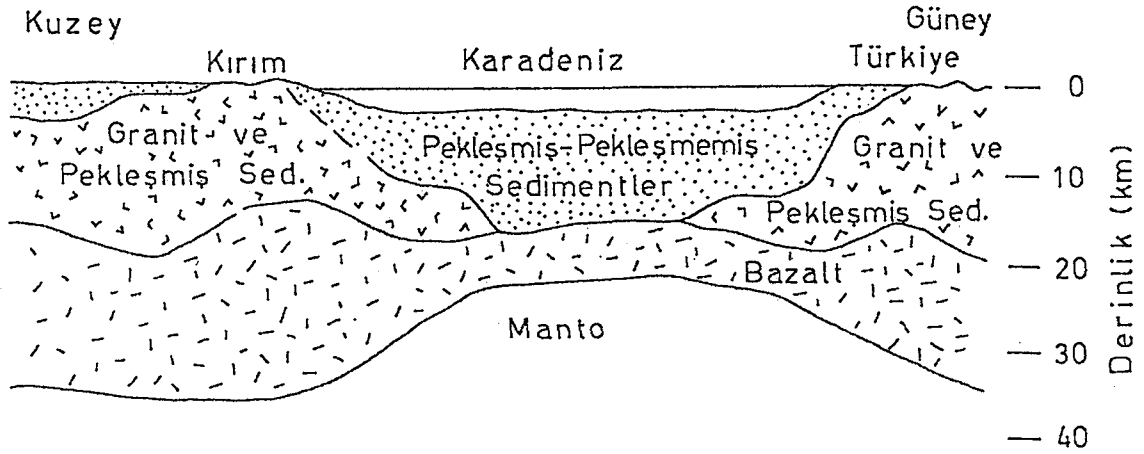
Gravite, manyetik ve sismik yansıma verileri Karadeniz baseninin güney, doğu ve kuzey kısımları boyunca uzanan faylanmayla uyumlu, yeni bir çöküntü alanı olduğunu göstermektedir. Çökme basenin batı kenarında nisbeten daha yavaş gelişmiştir (ROSS, 1974).

Büyük bouguer anomalisi Karadeniz'in büyük kısmı için tipiktir ve serbest hava anomalileri negatiftir (ROSS, 1974). Gravite alanlarındaki lokal modellemeler basenin doğu ve batı kısımları için ayrı yapılar ileri sürmektedir (ROSS ve diğ., 1974 (b)).

Rezidüel manyetik alan, çevredeki Pontid ve Kafkas Dağlarının bir kısmının Karadeniz'in içine yayıldığını hissettirmektedir ve çevredeki Pontid ve Kafkas dağlarına paraleldir (ROSS, 1974).

Bugünkü deprem aktivitesi genellikle sığdır ve kıta sahanlığında görülmez (ROSS, 1974). Karadeniz güney kenarına paralel olarak yayılan Kuzey Anadolu fayının kuzey kısımları boyunca farklı bir sismik zon meydana getirmektedir, odak derinlikleri genellikle 30 km den küçüktür (CANİTEZ ve TOKSÖZ, 1970).

NEPROCHOV ve diğ., (1970) sismik yansıma verilerini özetleyerek Orta Karadeniz altındaki kabuğun yapıda çok az okyanusal olmasına rağmen 18-20 km lik toplam kalınlığa sahip olduğunu göstermiştir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12: Karadeniz baseni kabuk yapısı (SUBBOTIN vd.,1968; NEPROCHOV, 1968; NEPROCHOV vd.,1970).

Sedimentler bu kalınlığın büyük kısmını oluşturur ve maksimum 18-12 km kalınlığa ulaşabilir. Bir dereceye kadar granitik kayaların belirteci olan 6.0-6.4 km/sn lik primer dalga hızlarına sahip materyalin gözlenmesinden dolayı kabuksal kalınlık Karadeniz kıta sahanlığına doğru artmaya eğilimlidir (NEPROCHOV, 1968; GARKALENKO, 1970).

Kıta yokuşundan aprona veya abisal düzlüğe geçiş anıdır ve birkaç diapirik yapı, küçük faylar yokuş tabanında veya yokuş-apron geçiş alanında oluşan sediment kayma-oturmalarında (slump) işaretlenmektedir (ROSS ve diğ., 1974 (b)).

Türkiye sahili ve Kafkas Dağlarından uzakta kıta yokuşu çok düzensizdir, oturma, gravitasyonal kayma ve küçük ölçekli kayma örnekleri, kıta yokuşu aşağısı ve üst basen apronunda, özellikle güney ve doğu kenar yokuşlarında gözlenmektedir. Tezat olarak Karadeniz'in düz, pürüzsüz kuzeybatı yokuşu tektonik aktivite tarafından dağıtılmamış, uzun sedimentasyon periyodunu ileri sürmektedir. Basenin batı kenarının yüksek sedimentasyon oranıyla tektonik bakımdan uyumlu olduğu görülür (ROSS ve diğ., 1974 (b)).

3. MATERYAL VE METOD

Bu çalışmada, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne ait K.Piri Reis araştırma gemisinin Nisan 1984 Karadeniz seferinde alınan sismik yansıma kayıtları materyal olarak kullanılmaktadır. Sismik kayıtlar, Hamburg Üniversitesinden Prof. Dr. H.K.WONG ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsünden Doç.Dr. Y.T.Konuk, Dr. A.Uluğ'un yer aldığı bilimsel ekip tarafından "Karadeniz Sedimentolojik Araştırmalar Projesi (AIK 0921-B3-01-02)" kapsamında alınmıştır.

Sismik yansıma kayıtları, tanımlanan çalışma alanında, değişik uzunluklu ve yönlü 11 adet profil boyunca kadedilmiştir (Harita). Profillerden 7 tanesi, kıyıdan kıyı açığına değişen yapılar ve ilişkileri belirlemek amacıyla, ancak çalışma anındaki rüzgar yönü ve şiddeti ile diğer profillere geçiş kolaylıkları da göze alınarak, mümkün olduğunca kıyı çizgisine dik seçilmiştir. 4 adet nispeten kısa ve kıyı çizgisine yaklaşık paralel profiller ise yapıların yanıl değişimlerini ve seçildiği bölgeye özel unsurlarını ortaya koymaktadır.

Sismik yansıma kayıtları aynı anda hem 3.5 kHz ORE (mühendislik sismiği) sistemine ait transduser, hemde hava tabancası (air gun) enerji kaynakları kullanılarak çift kayıtçı ile kaydedilmiştir. Ancak 3.5 kHz (ORE) kayıtları derin suda enerji miktarına bağlı olarak, sinyal kaybına uğradığından daha çok sığ kesimler (kıta sahanlığı) için kullanıma müsaittir.

Geminin ortalama 3 knot hızla gittiği profiller boyunca lokasyon tespitleri periyodik olarak her 15 dakikada bir uydu navigasyon cihazıyla tespit edilerek, sismik kayıtlara işlenmiştir (sismik kayıda işlenmiş bu noktalara, bu tür çalışmalarda "fiks" denmektedir). Çalışma bölgesinde yaklaşık 590 km lik 11 sismik hat boyunca 369 adet fiks alınmıştır.

Profiller boyunca sismik kayıtlarda düşey ölçeği belirleyen süpürme zamanı, puls uzunluğu, band genişliği, gain, treshhold seviyesi vd. parametreler su derinliği, sediment özellikleri, istenilen ayrımlılık, penetrasyon gibi özelliklere bağımlı olarak

seçilmiş ve gereğinde değiştirilmiştir (Bkz. Bölüm 3.2.1).

3.5 kHz (ORE) kayıtları, su derinliğine bağlı olarak 2 sn. ile 1/64 sn. lik süpürme zamanları arasında ve gereğinde delay yapılarak alınmıştır. Puls uzunluğu 1 msn., çalışma frekansı 3.5 kHz olarak seçilmiş ve tek kanallı olarak kaydedilmiştir.

Air-gun kayıtları tüm profiller için mevcuttur ve çift kanallı olarak gereğinde delay yapılarak alınmıştır. Sismik sinyaller filtreler kullanılarak süzölmüş ve 80-250 Hz arası kayıt alınımında değerlendirilmiştir. Gain (kazanc) 25-31 \pm 7.5 db civarında tutulmuştur. Gücün yetersiz kaldığı anlarda ikinci bir hava tabancasıyla array yapılmıştır.

Sismik yansıma profillerinin değerlendirilmesinde, su derinliği ve sediment kalınlığının hesaplanması için sesin sudaki hızı 1475 m/sn, yumuşak sediment içindeki hızı ortalama 2000 m/sn olarak kabul edilmiştir.

3.1. Konum Belirleme

Uydu Navigasyon: Uydu, verilen bir referans koordinat sisteminde zamanın bir fonksiyonu olarak konumu bilinen referans noktası kabul edilir. Uyduya bağlı olarak geminin konumu, gemideki özel donanımlı dinleyici tarafından uydudan gönderilen elektromanyetik sinyalin frekans kayması veya seyahat zamanı ile saptanabilir.

Sistem kutup yörüngelerde her 107 dakikada bir dünyayı çevreleyen, yaklaşık 1075 km yükseklikteki altı uydudan ibarettir. Bunlarda bir tanesi sadece mesaj iletişimini sağlamaktadır. Tipik olarak 10-18 dakika süren bir uydu geçişi esnasında uydu, yörünge bilgilerini zamanın bir fonksiyonu olarak gönderirken gerekli ölçümler doppler kayması ile hesaplanır. Bu ölçümlerin aynı anda tamamlanamamasından dolayı geminin hızı hesaba katılmalıdır.

Konum fiksinin saptanması için;

- 1) Uydu konumu
- 2) Uyduya göre geminin konumu

3) Gemi konumunun ilk tahmini gereklidir.

Uydu konumu hakkındaki bilgiler radyo yayınlarında kotlanmıştır. Bu iş için transit uydulara ait dört adet yer izleme istasyonu, bunların bağlantı destek şebekesi ve bu şebekeden bilgi derleyen son uydu esas alınır. Uydu oldukça kesin zamanlama işaretleriyle yörünge bilgilerini yer alıcısına gönderilir. Navigasyon mesajından temin edilen bu bilgi ile bilgisayar uydu konumunu zamanın bir fonksiyonu olarak elde eder.

Uyduya göre geminin konumu gemi ile uydu arasındaki mesafenin değişiminden kaynaklanan doppler kayması ile hesaplanır.

Navigasyon mesajında elde edilen bilgilerden gemideki bilgisayar her bir doppler sayısının başlangıcı ve sonundaki uydu konumunu saptar (BEYER, 1983).

Bu çalışmada uydudan gelen sinyalleri alan, Navigation Communication Systems Inc. Model 2200 Dual Channel Receiver ve alıcı tarafından elde edilen verileri değerlendiren Navigation Communication Systems Inc. Model 2750 Satellite Navigation Data Processor kullanılmıştır.

3.2. Jeofizik Etüd Cihazları

3.2.1. Mühendislik Sismiği ORE Model 1032 (sub-bottom profiller system)

Sistem şu bölümlerden oluşmaktadır;

- Alıcı (Tranceiver "ORE Model 140")
- Transduser dizisi (Transducer array "ORE Model 137 D")
- Grafik Kayıtcı (Graphic recorder "EPC Model 3200")
- Transducer askı ünitesi "ORE Model 132 B" ve bağlantı kabloları.

Tranceiver puls uzunluğu ve bant genişliğini kontrol eden bir verici içerir ve transduserin kullanımı için uygun frekansta, 10 KW ya kadar ulaşabilen elektrik gücü üretir. Üretilen pulsun

devam süresini gösteren puls uzunluğu 0.2 ms ile 10 ms ve çalışma frekansı 1-12 kHz arasında seçilebilir. Tranceiverin alıcı kısmı (receiver), transduserden gelen elektrik sinyallerini sismik kayıtcıda göstermek için yükseltir.

Piezoelektrik kristal elektrik akımına maruz kaldığında deformasyona uğrar, karşılıklı olarak akustik basınç dalgasıyla da elektrik sinyali oluşturur. Piezoelektrik kristal materyalden imal edilen dört adet transduser paralel olarak bağlanmış olup hem alıcı hemde verici olarak kullanılmaktadır.

Sismik kayıtcı akustik kaynağı açar ve hidrofona algılanan bilgiyi kaydeder. Sürekli hareket eden kuşak üzerindeki "stylus" süpürmenin başlangıcında akustik enerjiyi serbest bırakır ve bir yanma işlemi sonucunda kağıtta iz bırakacak olan hidrofona algılanmış elektrik sinyallerini yükselterek alır. Yansıyan veriler olan izler yansıtılan sinyalin genliğine göre değişir ve kağıt üzerindeki uzunlukları "threshold" seviyesindeki sinyal genişliği kadardır. Stylus süpürmesi tamamlandığında kağıt yavaşca ilerletilir. Gemi hareketiyle birlikte birkaç süpürme sonrasında veri izleri sismik refleksiyon kaydını oluşturan sürekli bir hat olarak ortaya çıkar.

Kayıtta gözlenen veri ses kaynağından yansıtıcı yüzeye giden ve tekrar hidrofona geri dönen akustik sinyalin gidiş-geliş zamanını (t) temsil eder. Yansıtıcı yüzeyin derinliğini saptamak için $D=Vt/2$ formülü kullanılır; V yayıldığı ortam içersindeki ses hızıdır.

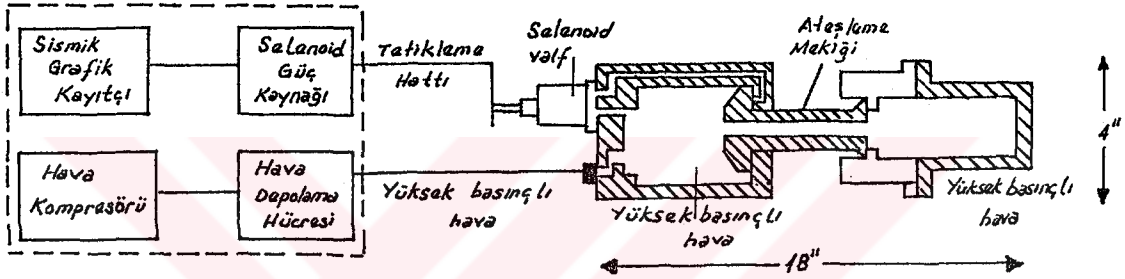
Süpürme zamanı kağıt üzerinde derinliğe göre uygun düzey ölçeği belirlemek için 1/64, 1/32, 1/16, 1/8, 1/4, 1/2, 1, 2, 4, 8 sn değerlerinden biri olarak seçilebilir. Amaca göre tek kanal (A veya B), çift kanal (A ve B) veya B kanalı kadar geciktirilmiş (A Delayed by B) olarak çalışabilir.

Transduser array transduser derinliklerinin değiştirilebildiği özel bir askı ünitesiyle gemiye bağlıdır.

3.2.2. Airgun

Airgun sıkıştırılmış havayla çalışan bir ses kaynağıdır. Sistem şu kısımlardan oluşur (Şekil 3.1):

- Hava kompresörü
- Depolanma hücresi
- Grafik kayıtçı "EPC Model 3200"
- Elektriksel ateşleme devresi
- Hava tabancası "PAR 600 B Model Bolt"



Şekil 3.1: Airgun sisteminin temel bileşenleri

Grafik kayıtçıdan gelen komutla airgun yüksek basınçlı havayı (1000-1400 lb/inç²) suya bırakır. Havanın patlayarak serbestleşmesi, hava baloncuğunun genişleme ve daralmasından kaynaklanan birkaç osilasyonun oluşturduğu dik cepheli şok dalgası üretir.

Airgunün akustik karakteri hem ayrımlılık hem de nüfuz etme derinliğini ayarlayabilmek için birkaç yolla değiştirilebilir. Depolama hücresi boyutundaki artış hem daha yüksek amplitüd hemde daha düşük frekans bileşenlerine sahip olan bir akustik sinyale sebep olur. Penetrasyon artışı ayrımlılıktaki azalışla birlikte olacağından önemli olabilmektedir.

Osilasyon sayısı ve boyutundaki indirgenme, air-gun ayrımlılık kabiliyetini iyileştirmedeki önemli bir faktördür.

Osilasyon periyodunun azaltılması, yüzeye yakın konumlu airgun tabancası ile sağlanabilir. Bu sayede balon hava kabarcığı atmosfere kaçar ve "bubble-pulse" oluşmaz. Ancak bu ilk basınç dalgasının amplitüdünü de düşüreceğinden enerji kaybı kaçınılmazdır.

Airgun diğer akustik kaynaklara kıyasla düşük ayrımlılığa (15-30 m) sahiptir. Bununla beraber özellikle büyük air-gun veya airgun array kullanıldığında önemli penetrasyonlar (2000 m) sağlayabilir (BEYER, 1983).

3.3.3. Hidrofon Dizisi (Hydrophone Streamer)

Ayarlanmış transduserler hariç tüm akustik kaynaklar hidrofon streamer veya hidrofon array denilen ayrı bir algılayıcı donanım gerektirir. Bunların temel işlevleri yansıyan akustik dalgaları algılamak ve bu basınç dalgalarını grafik kayıtçıda kaydedilen elektrik sinyaline çevirmektir.

Hidrofon streamer birkaç transduser veya çok genel olarak piezoelektrik kristal elemanlardan yapılmaktadır. Bu elemanlar grubu, kerosen ile doldurulup kapatılmış bir hortum içine yerleştirilmiştir. Kerosen basınç dalgalarını elektrik sinyaline ortalama değer sağlamaktadır.

Kullanılan elemanların sayısı, yerleşimi, toplam uzunluğu alınan akustik spektrum ve hidrofon array karakteristiklerini en uygun hale getirmek için belirlenir (BEYER, 1983). Bu çalışmada kullanılan Benthos marka 200 elemanlı streamer 25 m uzunluktadır.

4. ÇALIŞMA ALANI JEOMORFOLOJİK ÖGELERİ VE TEKTONİK-SEDİMANTER ÖZELLİKLERİ

Önceki araştırmacılar tarafından tüm Karadeniz için tanımlanan jeomorfolojik ögelerin, çalışma alanındaki özellikleri ve konumlarını daha ayrıntılı olarak saptamak ve bu ögeleri etkileyen tektonik ve sedimanter özellikleri belirlemek çalışmanın amacını oluşturur.

Bu özellikleri tanımlamak için, materyal bölümünde değinilmiş olan sismik yansıma kayıtları kullanılmıştır. Haritada konumlandırılan fizyografik yapılar tamamıyla sismik yansıma kayıtlarına dayanmaktadır.

Çalışmada kullanılan sismik yansıma kayıtlarının jeolojik açıdan değerlendirilmesi ile, bu hatlara ait deniz tabanı sığ özellikleri açıklanabilir.

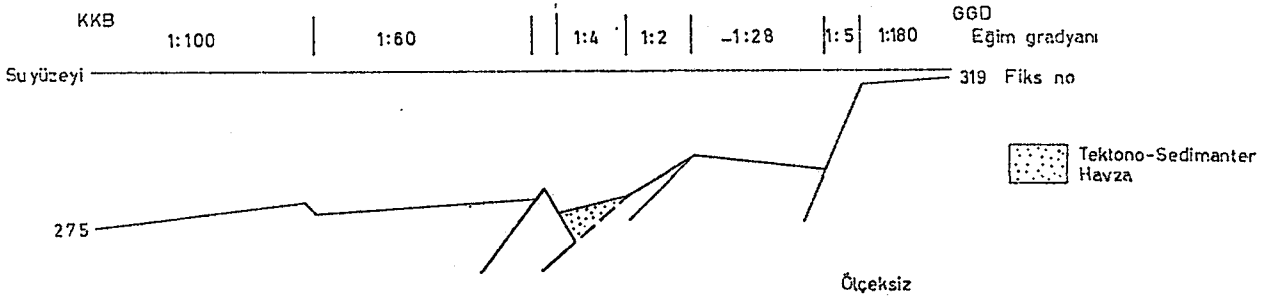
4.1. PROFİL 1 (Şekil 4.1)

Kıta sahanlığı, profil doğrultusunda sahilden 16.5 km uzakta, 95 m lik su derinliğinde kıta yokuşuna geçer. Düz pürüzsüz bir taban topoğrafyasına sahip kıta sahanlığı 1:180 lik eğim gradyanındadır.

Kıta sahanlığındaki en önemli yapı, Ereğli batısı ve Sakarya nehri açıklarında gözlenen deniz seviyesi yükselimine bağlı açılı stratigrafik uyumsuzluktur. Uyumsuzluk yüzeyi eğimlenmiş tabakalar üzerinde yer alır. Oldukça düz ve pürüzsüz olan bu yüzey üzerine açılı uyumsuz olarak gelen çok az eğimli tabakalardan oluşan sedimanter istifin kalınlığı kıyıya doğru artmaktadır (Şekil 4.2). Sahanlık ucunda 95 m su derinliğinde 10 m olan uyumsuzluk üstü sediment kalınlığı profil sonunda (Fiks 319) 45 m su derinliğinde 40 m ye ulaşmaktadır.

Başlangıçta 1:5 ani eğim gradyanına sahip olan kıta yokuşu daha sonra 1:28, 1:2 ve 1:4 gibi eğim gradyanlarıyla düzensiz topoğrafyayı yansıtmaktadır (Şekil 4.3). 25 km lik kıta yokuşunun

büyük kısmındaki kayan değişik boyutlu kütleler topoğrafyada tepe ve çukurlar oluşturmaktadır ve bu kaymaların varlığı sediment tabakalarındaki eğilmeler, bükülmeler ve devamsızlıklarla da teyit edilmektedir.



Sekil 4.3: Profil 1 şematik kesidi ve eğim gradyanları,

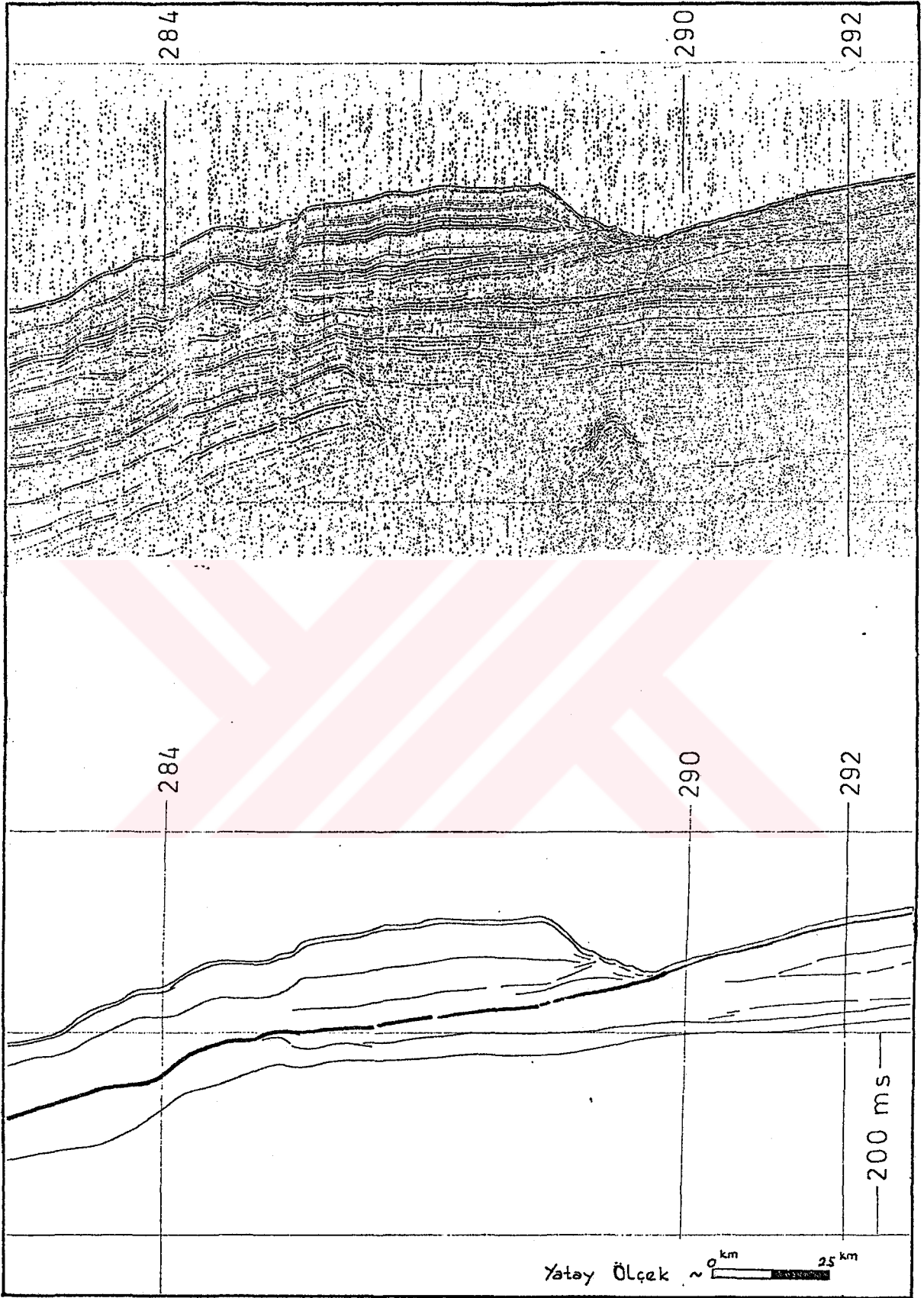
Ancak kıta yokuşunda ayırtlanan en büyük kayma yüzeyi Fiks 303-304 de gözlenen ve varlığı doğudaki profillerde de izlenebilen kayma yüzeyidir. Kıyı açığına 7° ile eğimlenen bu kayma yüzeyi ve antitetiği doğudaki profil 2 de gözlemlenen "tektono-sedimanter havza" yı oluşturur. Havzadaki birikimler kıyı açığına doğru eğim kazanmışlardır ve sediment kayma-oturmaları (slumps) başlamıştır. Havza ortasına doğru kalınlaşan bu istif en fazla yaklaşık 400 m lik kalınlığa ulaşmaktadır.

Bu havzayı kuzeyde sınırlayan ve yüzlek veren temel kayac kıta yokuşunun bitişi ve apronun başlangıcını oluşturur. Apronu başlatan kayma yüzeyi kıyı açığına doğru yaklaşık 46° ile eğimlenmiştir. Kayma hareketine uyumlu şekilde dikleşerek yüzeye dayanan sedimentler kıyı açığına doğru oldukça eğimlidir. Sediment kayma (slide) ve kayma-oturmalarının (slumps) (COLLINSON ve THOMPSON, 1982) yaygın olmadığı bu kısım profil boyunca 20km kadar devam eder. Bununla beraber sedimanter tabakalar taban topoğrafyasına tam uyumlu olmayıp yer yer düzensizlikler göstermekte ve bu düzensizlikler 295 no lu fiks de yüzeye yansı-

maktadır. Bu tür bozulmalar muhtemelen tektonik hareketlerce tetiklenen sediment paketi kaymaları şeklinde daha sonraki profillerde belirgin olarak izlenmektedir.

Fiks 289 dan itibaren eğim aşağı kaymış çok büyük bir kütle varlığı ortaya çıkmaktadır. 1:100 eğim gradyanına sahip taban topoğrafyasını biçimleyen bu kütle profilin sonuna kadar izlenebilir. Başlangıcından önceki taban eğiminin yaklaşık bir uzanımı şeklinde uyumsuzluk yüzeyi yaratan bu kaymış kütle güneyde devamı olan sedimanter ünitelerin kayan kütle aşağısında kamalanarak son bulmasına yol açmıştır (Şekil 4.4).

200 m lik kalınlığa sahip bu uyumsuz istif içerisinde yine daha küçük paketlerden oluşan kayma-oturmalar (slumps) da gelişmiştir ve bunlara ait kayma yüzeyleri uyumsuzluk yüzeyi altına da devam etmektedir. Buna göre büyük kütle, kayma geliştikten sonra alttaki birikimlerle birlikte yeniden hareketlenerek sediment kayma-oturmalarını oluşturmuş olmalıdır.

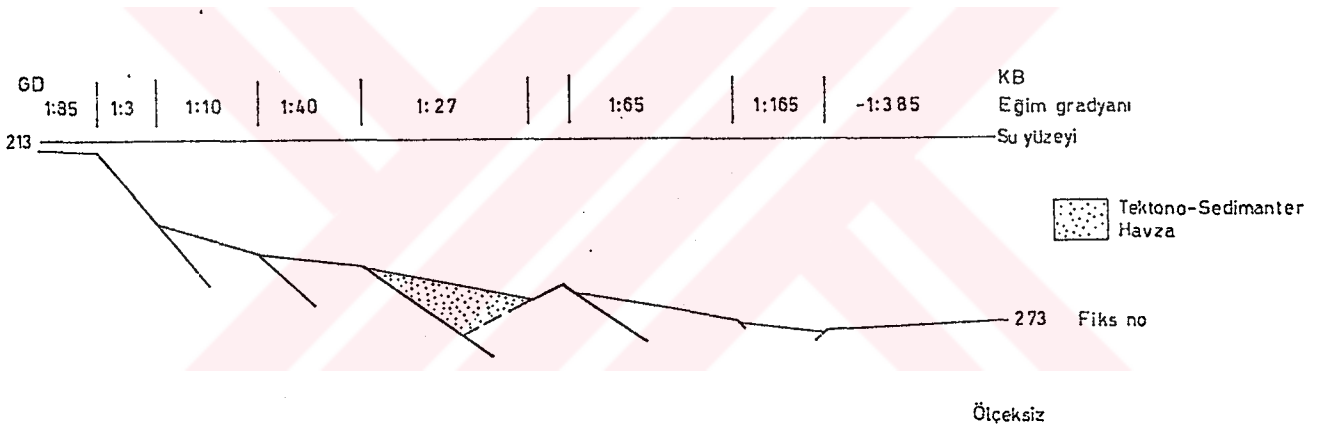


Şekil 4.4: Profil 1 apronunda kayan büyük ölçekli sediment kütlesi (kayma yüzeyi koyu renk ile gösterilmiştir).

4.2. PROFİL 2 (Şekil 4.5)

Profil kıta sahanlığının bitiminde, kıta yamacının hemen önünde başlamakta olup, kıta sahanlığının çok küçük bir parçasını içermektedir. Kıyıdan yaklaşık 5 km açıkta, 60 m lik su derinliğinde kırılır ve buna göre 1:85 eğim gradyanındadır.

Profil boyunca 30 km lik uzunluğa sahip kıta yokuşu eğimi düzenli değildir ve kıyı açığına doğru giderek azalan sırasıyla 1:3, 1:10, 1:40 ve 1:27 lik yaklaşık eğim gradyanlarına sahiptir. (Şekil 4.6). 1:3 lük eğim gradyanlı taban topoğrafyasını yaratan kayma yüzeyi (sliding surface) diğer kıyıya dik profillerde gözlenenin devamıdır.



Şekil 4.6: Profil 2 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Topoğrafik olarak kıta yokuşu oldukça düzensizdir. Bu düzensizlikler profile ait airtun kaydında alçaltı-yükseltmeler ve bu düzensizliklerin sebep olduğu yan ekolarla belirmektedir.

Kıta yokuşunda, özellikle başlangıçtaki yüksek eğimli kısımda gelişmiş belirgin güncel sediment birikimine rastlanmaktadır (Fiks 213-215). Nisbeten düşük eğimli kısımlarda ise güncel birikimler oldukça ince gözlenir. Kıta yamacında en iyi güncel birikim faylarla sınırlanmış büyüklü küçüklü alanlarda yer

almaktadır. Birikim havzaları 3 km kadar dar olabildiği gibi 12km ye kadar da genişleyebilmektedir.

Fiks 217-218 ile 218-219 aralarında gözlenen yerel birikinti bölgesinde yaklaşık 80 m kalınlığında dolgu özelliği gösteren sedimentlere rastlanmaktadır. Yokuş eğimine uygun tabakalanmalar gösteren bu sedimentler içinde küçük kayma yapıları (slide) gözlenmektedir.

Kıta yokuşunda diğer tektono-sedimanter havza fiks 224-225 de gözlenen oldukça gelişmiş kayma yüzeyi ile başlar ve 12 km sonra ana kayma yüzeyine antitetik fay ile sona erer. Ana kayma yüzeyi bu profilde kıyı açığına doğru 10° lik bir eğime sahiptir ve derinlere doğru eğimde azalış göstermektedir. Bu büyük kayma yüzeyi doğu ve batıdaki komşu profillerde de izlenebilmektedir.

Kayma yüzeyinden itibaren, eğimi artarak 1:27 lik gradyana ulaşan taban topoğrafyası, kıta yokuşunun diğer kısımlarına göre oldukça düzenlidir. Kayma yüzeyine yaslanarak son bulan genç sedimanter tabakalar çökmeye bağlı olarak başlangıçta fazla, sonra giderek azalan bir biçimde kıyı açığına eğimlidir. Ana kayma yüzeyine yaslanan katman uçları oldukça dikleşmiş ve incelmıştır. Ayrıca bu yüzeye yakın sedimentlerde belirgin olmayan dalgalanma şeklindeki kıvrımcıklar ve katman kopmaları normaldir.

İstifteki stratigrafik düzensizlikler havza ortasında da devam etmektedir. Bu düzensizlikler, morfolojinin sebep olduğu güçlü sualtı kütle çekimi akıntılarının (GÖKÇEN ve SAHBAZ, 1981) bir çeşidi olan küçük boyutlu sediment kaymalarının sonucudur. Antitetik yüzey yakınında ise çok yaygın olan çapraz tabakalanma geçilir. Çapraz tabakalanma olayı antitetik yüzeyi de kısmen aşındırmış ve yontmuş görünümündedir. Bu da tabakalanma esnasında muhtemelen değişik bir koşulu önermektedir. Olasılıkla, çapraz tabakalar Karadeniz'de su seviyesinin düşük olduğu anda veya sonrasında gelişmiş herhangi bir denizaltı kanalına ait birikimler olabilir.

Ana kayma yüzeyi ve antitetik yüzey başlangıcında kalınlığı minimum olan sedimentler havzanın ortasında yaklaşık 800-900m

kalınlığa ulaşmaktadır. Bu sedimanter istif morfolojinin etkisinde kalan bir yığılım görünümündedir.

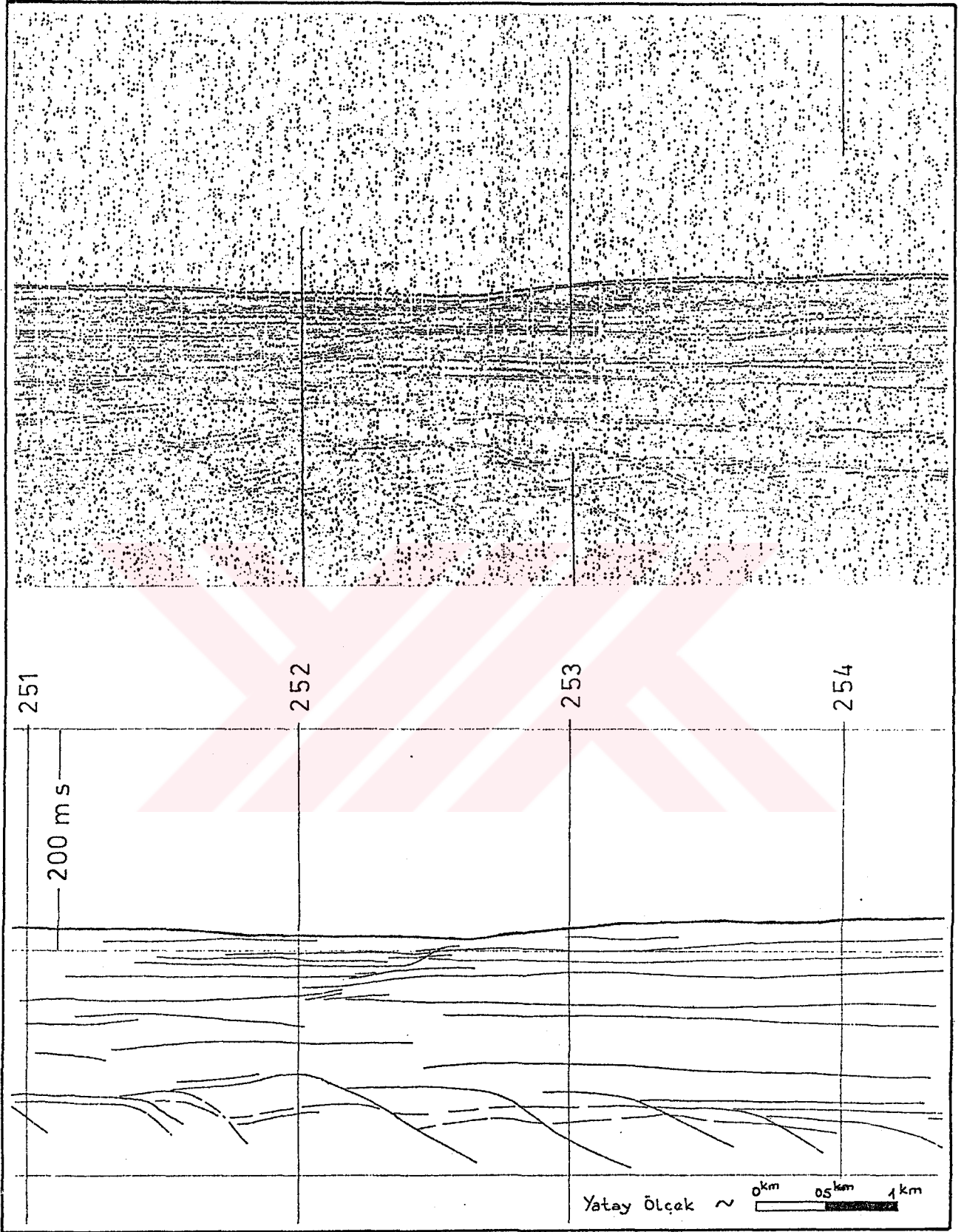
Ara havzadan sonra, havzayı sınırlayan temel bloğu yüzey görünümü şeklinde 2.5 km daha devam eder ve havzaya göre 200m lik bir yükseklik farkı oluşturur. Yüksekliği oluşturan bu sırtın güney yamacı (Fiks 233-235) yüzeysel olarak ondülasyon göstermektedir. Bu eski bir aşınma yüzeyi veya kaymakta olan ince bir sediment tabakası şeklinde yorumu açıktır.

Kayan bloğun oluşturduğu ikinci bir büyük kayma yüzeyi ile kıta yokuşundan basen apronuna geçilir (Fiks 235). Diğer büyük kayma yüzeyine paralel olan bu kayma yüzeyi kıyı açığına doğru 42° lik bir eğime sahiptir. Bu yüzey doğu ve batıdaki kıyıya dik diğer profillerde de kesilmektedir.

1:65, 1:165, -1:385 lik düşük eğim gradyanlarına sahip olan apronun eğimi giderek azalmaktadır. Genelde düzgün sayılabilecek taban topoğrafyası eğim azalışı ile birlikte daha düzenli bir hal almaktadır. Taban topoğrafyası ile sedimanter yapılar arasında büyük bir ilişki gözlenir.

Apronu başlatan kayma yüzeyine dayanan sedimentlerde kaymaya bağlı katman incilmesi ve dikleşmesi gözlenirken kıyı açığına doğru tabakalar hafifçe eğimlenmişlerdir. Apron başlangıcından az sonra (Fiks 240) başlayan kayma-oturma yapıları (slumps) yaygındır. Güncel sedimentlerdeki kayma yüzeyleri büyük olasılıkla ya derinlerdeki blok kaymalarına ait yüzeylerin yukarı yansıması ya da kaymayı oluşturan gravitasyonel kuvvetler tarafından kontrol edilmiş olmalıdır.

Fiks 247-248 de kıyı açığına doğru eğimlenmiş bir çökme yüzeyi ile yatay tabakalara geçilir. Çökme yüzeyi ancak üstteki sedimanları etkileyip aşağılara inemediğinden tortullaşmayla yaşıt olmalıdır. Sediment içi deformasyonların az olduğu bu zon kıyı yakınına eğimlenmiş diğer bir tortullaşmayla yaşıt çökme yüzeyine kadar devam etmektedir. Fiks 252-253 de gözlenen bu yüzeyden itibaren taban profil gidisine bağlı olarak kıyıya çok az eğimlenmektedir. Fiks 253 de yaklaşık 300 m kalınlığındaki yatay tabakalı sedimentlerin altında kıyı açığına eğimli basamak



Şekil 4.7: Profil 2 apronunda gözlenen pleo-slump lar

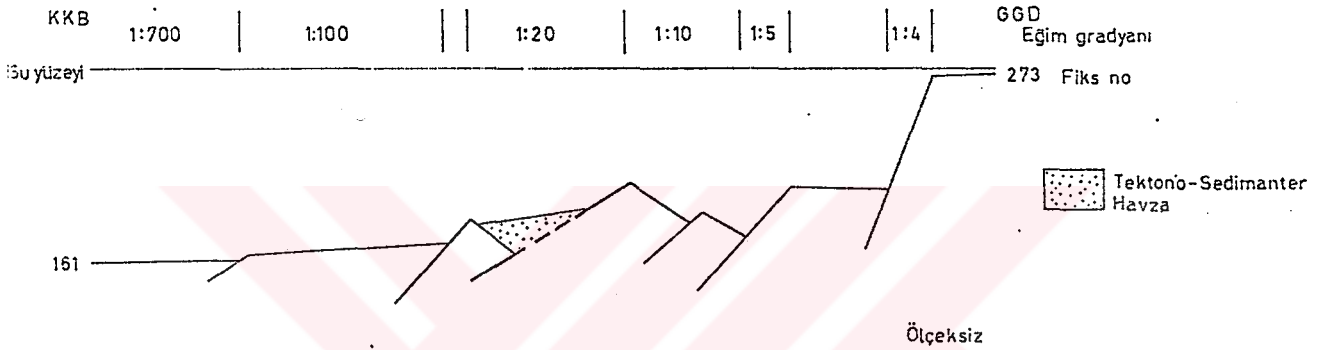
şeklinde kaymış bloklar gözlenir (Şekil 4:7). Bugün kıyıya doğru eğimli olan bu topoğrafya muhtemelen blokların kaydığı zamanda kıyı açığına eğimli idi ve sediment kayma-oturmalarının oluşumuna elverişliydi.

Fiks 247-248 no lu fiksler arasında başlayan çöküntü 252-253 no lu fikslere kadar yaklaşık yatay olarak devam etmektedir. Bu arada kalan kesimde yüzey ve yüzeğe yakın tabakalarda belirgin bir deformasyon veya eğim artışı gözlenmemektedir. Bunun yanında 253 nolu fiksten itibaren tedricen azalan derinlikle eğim artışı başlamakta ve 263 no lu fiksle beraber belirgin eğim artışı ve deformasyonlar gözlenmektedir.

Yaklaşık 15 km izlenen 1:386 lık gradyanla kıyı yakınına eğimli yatay sayılabilecek düzenli tabakalardan sonra tekrar kayma-oturmaların gözleendiği birikimlere (slumps) geçilir. Bundan sonra kayma-oturmalar kıyı yakınına doğrudur.

4.3. PROFİL 3 (Şekil 4.8)

Diğer profillerde de ortak olan kıta yokuşunun ani başlangıç eğimi 1:4 eğim gradyanına sahiptir ve yaklaşık 4.5 km sürmektedir. Oldukça düzensiz taban topoğrafyasına ait eğimler bu düzensizliği yansıtan özellikte kıyı açığına doğru 1:4, 0, 1:5-1:10, 1:20 yaklaşık gradyanlardadır (Şekil 4.9).



Şekil 4.9: Profil 3 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Kıta yokuşundaki en büyük düzensizlik ise fiks 205 ile 196 arasında kalan 7 km lik çöküntü alanıdır. Çevreye göre 550 m lik seviye farkı gösteren bu alanda birbirinden bağımsız iki adet (Fiks 201 ve 198) alçaltı bulunmaktadır. Tüm bu çöküntüler profile ait kıta yokuşunun hemen her yerinde gözlenen kayma yüzeylerinin bir sonucudur. Bu iki çöküntü, Karadeniz kıta yokuşunda yaygın olan denizaltı kanyonlarını olabirir ve profil muhtemelen hala kullanılan bir su geçit yolu olabileceğinden kanal dolgusu nitelikli fazla bir sediment birikimi gelişmemiştir. Kıyıda Filyos ırmağı gibi bu kanalı besleyecek su kaynakları mevcuttur.

Hemen batıdaki profil 2 de gözlenen faya bağlı birikim alanının devamı bu profilde Fiks 192 ve 185 arasında morfoloji ve profil yönüne bağlı olarak daraltılmış bir şekilde izlenebilmektedir. Görülebilir sismik stratigrafi birimlerinin karakteri batıdakilerle yaklaşık aynıdır. Ancak çalışma esnasındaki kayıt boşluğu nedeniyle batıdakiyle tam bir eşleme yapılamamaktadır. Yorumlanabildiği kadarıyla havza, doğuya doğru daralma ve kapanma eğilimi göstermektedir.

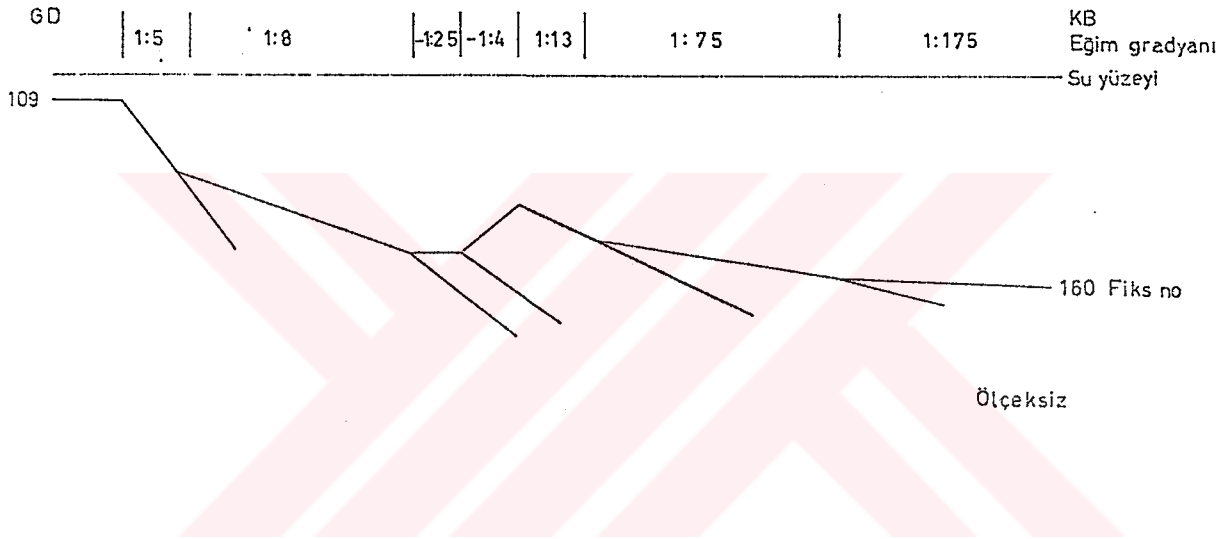
Yaklaşık 35 km devam eden kıta yokuşundan aprona geçiş diğer tüm kıyıya dik profillerde gözlenen 17° eğimli ana kayma yüzeyi ile gerçekleşmektedir. Oldukça düzenli sayılabilecek taban topoğrafyası kıyı açığına doğru 1:100 ve 1:700 yaklaşık eğim gradyanlarına sahiptir.

Kayma yüzeyine dayanan tabakalarda net olmamakla birlikte katman incelleme ve dikleşmeleri gözlenirken 1 km açıkta çökmeye bağımlı olarak tabaka ters eğimlenmeleri (kıyıya doğru) gelişmiştir. Katmanlardaki ters eğimlenme hala aktif olan ana kayma yüzeyi hareketinin bir sonucu olmalıdır. Apron başlangıcından 4.5 km sonra başlayan sediment kayma-oturmaları 1:700 lük eğimin başlangıcına kadar devam etmektedir. Burada sediment kayma-oturmaları yaklaşık ikişer km lik paketler halinde gelişmiştir.

Eğim azalışı ile birlikte sedimenter tabakalar herhangi bir kayma-oturma (slumping) göstermeksizin yaklaşık yatay durum almaktadır.

4.4. PROFİL 4 (Şekil 4.10)

Profil kıta sahanlığını kesmeksizin, düzensiz topoğrafyaya sahip kıta yokuşu ile başlamaktadır. Yapılara dik geçmeyen bu profilde, kıta yokuşu 1:5, 1:8, -1:25, -1:4, 1:13 görünür eğimlerine sahiptir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11: Profil 4 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Bu düzensiz topoğrafyada en büyük düzensizlik fiks 124-125 ile 126-127 arasında gözlenen çöküntü alanıdır. Profil boyunca 1.5 km kesilen çöküntü alanının sadece güneyde kalan bir kısmında değişik bir birikim havzası gelişmiştir. Çevreye göre oldukça farklı olan bu havza sedimentleri, kıta yokuşu diğer sedimentlerinden penetrasyon miktarı fazlalığı ve sürekli yatay tabakaları ile ayrılmaktadır. Kıta yokuşunun diğer kesimlerinde ise bu kadarlık penetrasyona (sismik sinyalin inip yansıyabildiği derinlik) müsaade edebilecek güncel sedimentlere rastlanmamaktadır.

Bu çöküntü büyük olasılıkla Profil 7 de gözlenen ve belirtilen birkaç kayma yüzeyli çöküntü alanının devamıdır. Kıta yokuşuna oblik olarak konumlanmış bu çöküntü bir denizaltı kanyonu olarak karşımıza çıkmaktadır.

Profil gidisi genel kayma doğrultusuna verev geçtiğinden blok kaymalarıda oldukça büyük görünmektedir.

Aprona geçiş diğer profillerde izlenen kayma yüzeyi ile olmaktadır. Yaklaşık 32° lik açıyla kıyı açığına eğimli bu kayma yüzeyinden itibaren sedimentlerde kayma-oturmalar (slumps) başlamaktadır. Bu profilde sediment kayma-oturmalarının, apron sınırından hemen başlaması, kaymış paketlerin nisbeten küçüklüğü ve kayma gösteren zonun daha doğudaki gibi darlığı ilginçtir.

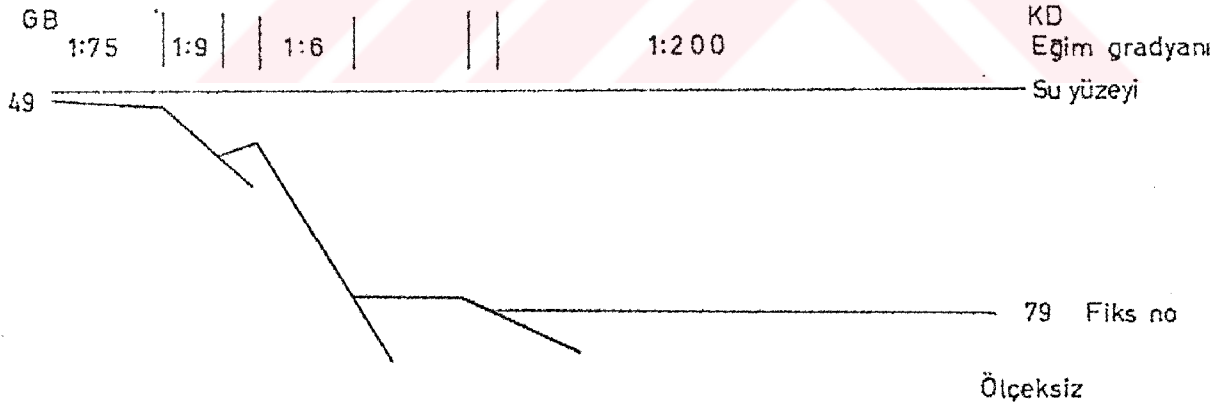
Fiks 140 dan itibaren geçilen yatay tabakalar profil sonuna kadar devam eder. Bu düzenli tabakalarda penetrasyon 500 m ye kadar ulaşabilmektedir. Yine aynı lokasyonda yaklaşık 250 m derinlikte eskiye ait ve yüzeye yansımayan tabaka deformasyonları gözlenmektedir. Yaklaşık aynı derinlikte fiks 146 ya kadar uzanan hafif bir ondülasyon mevcuttur.

4.5. PROFİL 5 (Sekil 4.12)

Kıta sahanlığının batıya göre düzensiz topoğrafyası doğudaki profil 7 de olduğu gibi burada da gözlenmektedir. Sedimanter tabakalar engebeli topoğrafyaya uyarak dalgalanmalar oluşturmuştur. Tabakalardaki bu dalgalanmalar, sıg kayma yüzeylerince kesilerek oluşturulan yanal süreksizlikler kıta sahanlığının batıya göre daha hareketli olduğu izlenimini vermektedir.

Kıyıda yaklaşık 5.5 km açıktaki ve 70 m su derinliğinde kırılan kıta sahanlığının eğim gradyanı 1:75 dir.

Kıta yokuşu boyunca özellikle başlangıçta kaymış olan büyük kütlelerin varlığı oldukça belirgindir ve 1:9 gradyanlı ani eğim kırılması 3 km sonra gelişir. Bu noktadan itibaren tekrar yükselen topoğrafya 1:6 lık nisbeten yüksek eğimle fiks 61 e kadar devam eder (Sekil 4.13).

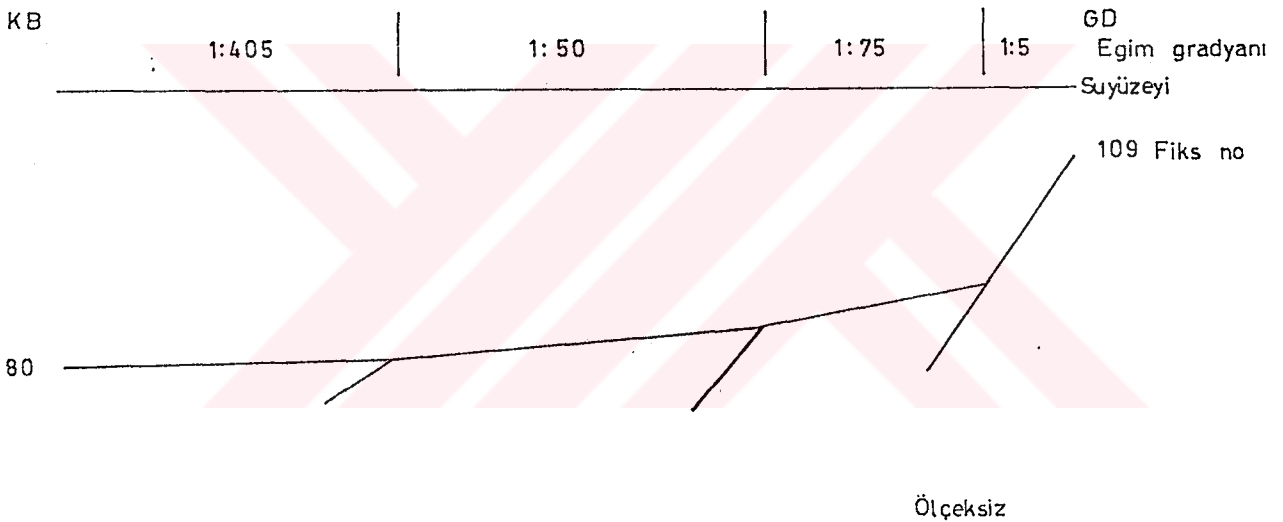


Sekil 4.13: Profil 5 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Kıta yokuşu diğer profillerdekiyle birleştirilen kayma yüzeyine kadar devam eder. Kıyı açığına 15° ile eğimlenen bu kayma yüzeyi ile aprona geçilir. Kayma yüzeyinde katman dikleşmeleri gösteren sedimentler kayma yüzeyinden itibaren kayma-oturma yapıları (slumps) oluşturmaktadır. Fiks 67 ye kadar yüzeyde izlenebilen sediment kaymaları bundan sonra ancak yaklaşık 200 m lik sediment altında izlenebilmekte ve bu kalınlık kıyı açığına doğru artmaktadır. Daha açıklarda ise izlenmesine kayıt penetrasyonu yeterli olamamaktadır. Yüzey deformasyonlarının bittiği yer ise kayıt boşluğundan dolayı belirlenememiştir, bununla beraber yatay tabakaların fiks 70 de başladığı söylenebilir.

4.6. PROFİL 6 (Şekil 4.14)

Kıta yokuşundan başlayan profil diğer profillere nazaran düzenli sayılabilecek topoğrafya ile 1:5, 1:75 lik eğim gradyanlarına sahiptir (Şekil 4.15). Profil boyunca 12 km süren kıta yokuşu oldukça yüksek eğimli olup kıta yokuşu boyunca kaymakta olan kütlelerin varlığı belirgindir. Burada kayan bloklar diğer profillere oranla daha küçük parçalardan meydana gelmektedir. Taban topoğrafyasındaki bu düzensizlikler tabakalarda izlenmektedir.



Şekil 4.15: Profil 6 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Kıta yokuşundan aprona 22° eğimli ana kayma yüzeyi ile geçilir. Apronda bu kayma yüzeyine dayanan tabakalar belirgin biçimde dikleşmiştir. Başlangıçta 1:50 eğim gradyanına sahip apron sedimentleri herhangi bir kayma-oturma (slumping) yapısı göstermeksizin kıyı açığına eğimlenmiştir. Sedimanter tabakaların yataya yaklaştığı yerde ise saptanabilen iki adet sediment kayma paketi gelişmiştir ve bu kayma yüzeyleri penetrasyon sonuna kadar

izlenebilmektedir. Yaklaşık 1.5 km süren bu aralıktan sonra basen apronunun yatay tabakaları profil sonuna kadar tekdüze bir şekilde izlenebilir.

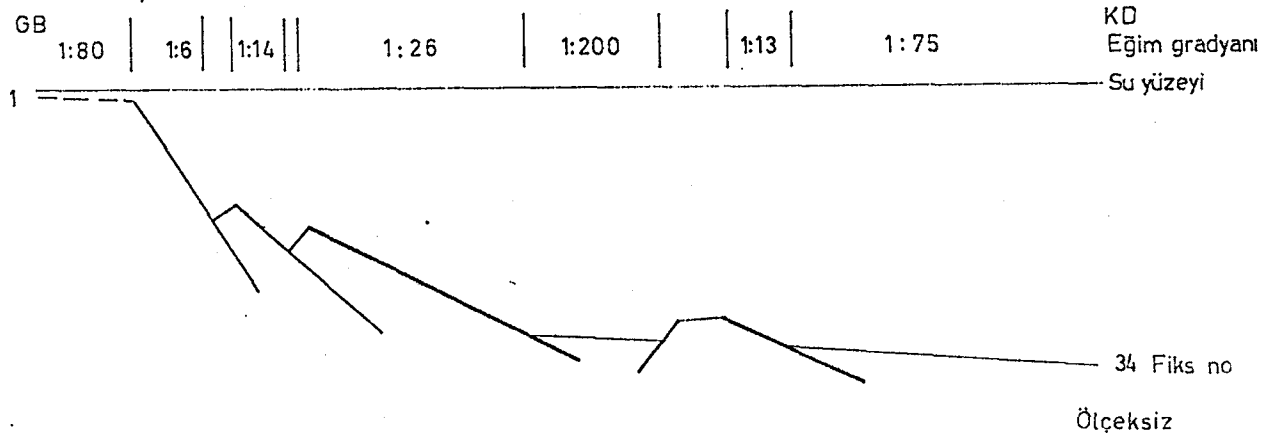


4.7. PROFİL 7 (Şekil 4.16)

Batıdakilere nazaran engebeli bir topoğrafya sunan kıta sahanlığında sedimanter tabakalarda bu düzensizliği yansıtmaktadır. Fakat esas düzensizlik fiiks 4-5 ile 7-8 arasındaki 6 km genişlikli çöküntü bölgesidir. Çöküntü bir graben tektoniğine uyumlu olarak basamaklar halinde gelişmiştir. Bu çöküntünün devamı profil 6 da izlenmektedir ve kıta yokuşuna oblik uzanımlıdır. Çöküntü bölgesinde birikmiş güncel sediment gözlenememektedir. Sediment birikimi muhtemelen gelişen güçlü akıntılarca engellenmektedir.

Kıta sahanlığının kırılarak kıta yokuşuna geçilmesi kıyıda 6 km uzakta ve 80 m lik su derinliğinde ani olarak gerçekleşmektedir ve buna göre 1:80 lik eğim gradyanına sahiptir.

Kaymakta olan kütlelerin gözleendiği kıta yokuşunun ani eğimli kısmı başlangıçtan 6 km sonra kesilmekte ve engebeli fakat nisbeten düşük eğimli kısma geçilmektedir, eğim gradyanları 1:6, 1:14, 1:26, 1:200, 1:13, 1:75 dir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17: Profil 7 sematik kesidi ve eğim gradyanları.

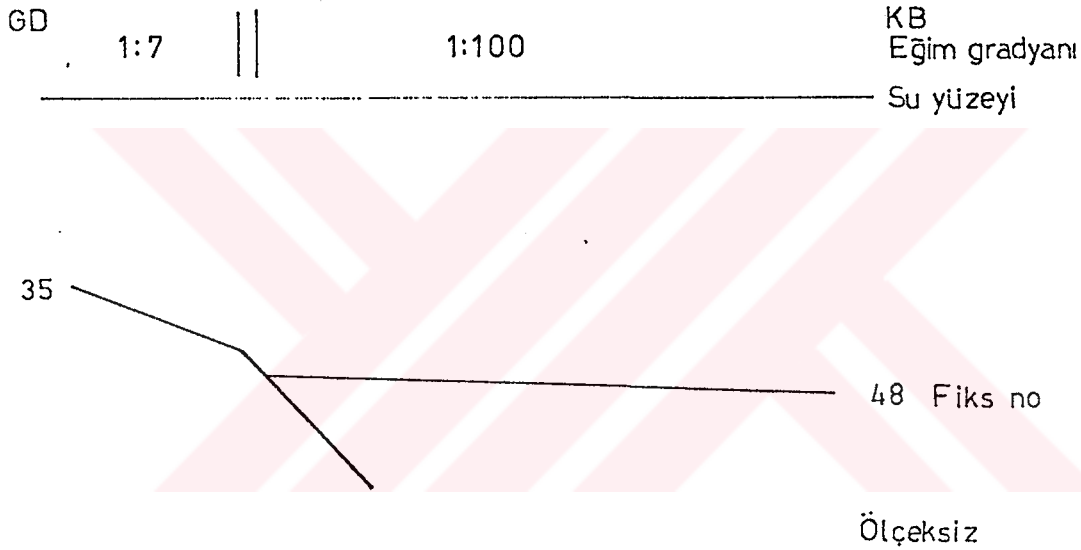
Yapılar ve yumuşak sedimentler belirgin olarak seçilememekle beraber özellikle kıta yokuşu morfolojisi diğer kesitlerdeki gidişe tam uyum göstermektedir.

Kesit boyunca 29-30 no lu fiks ile aprona girilir. Apron başlangıcındaki kayma yüzeyi kaydın kötülüğüne rağmen belirgindir ve kıyı açığına doğru 14° lik bir eğime sahiptir. Hat sonunda, apron yine aynı kayma yüzeyi ile son bularak yeniden kıta yokuşuna geçilmektedir. Tam olarak gözlenmemesine rağmen apronu oluşturan yatay tabakaların kıyı yakınına eğimlenmeye başlaması bunu göstermektedir. Bu görüş profil 8 başlangıcında kıta yokuşunun gözlenmesiyle de doğrulanmaktadır.



4.8. PROFİL 8 (Şekil 4.18)

Kötü sayılabilecek şekilde kaydedilmiş bu profil kıta yokuşuyla başlanmaktadır, profil boyunca 2 km kesilen kıta yokuşu kıyı açığına doğru 1:7 lik gradyanla eğimlenmektedir (Şekil 4.19). Sediment özelliklerinden dolayı sismik sinyalin sismik gücü yetmediğinden, kıta yokuşunda oldukça sınırlı penetrasyon elde edilmiştir. Yüzeyle az bir kalınlıkta gözlenen ondülasyonlu sedimentler eğim aşağı kaymakta olan güncel birikimler olmalıdır.



Şekil 4.19: Profil 8 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Fiks 38 de kıta yokuşu-apron sınırını oluşturan kayma yüzeyi ile aprona geçilir. Kayma yüzeyi 19° ile kıyı açığına eğimlenmiştir.

Apronda, kayma yüzeyinden itibaren başlayan sediment kayma-oturma yapıları yaklaşık 3 km ile diğer profillere nazaran dar bir zona sınırlanmıştır. Dereceli olarak geçilen yatay sayılabilecek tabakalar aşağısında kayma-oturma yapıları başlangıçta seçilebilmektedir.

Oldukça pürüzsüz sayılabilecek topoğrafya eğim gradyanı ortalama 1:100 dür.

4.9. PROFİL 9 (Şekil 4.20)

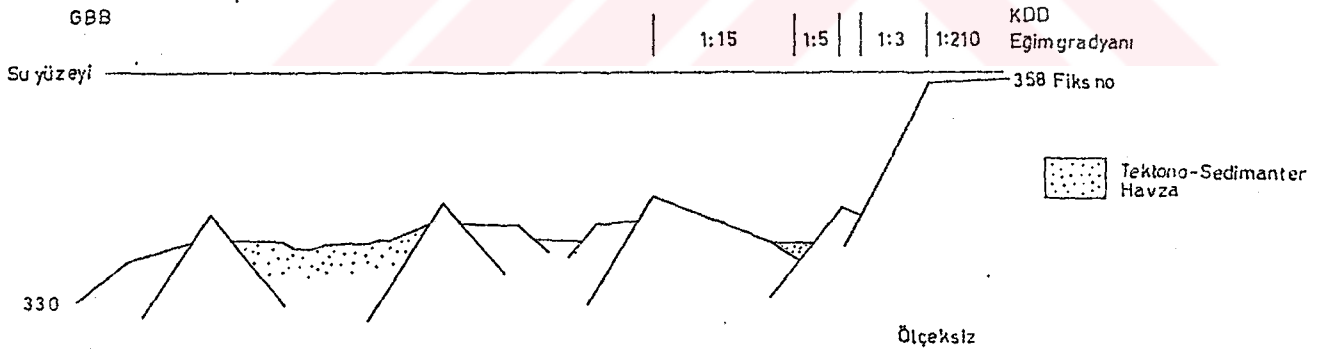
Yaklaşık 90 m lik su derinliğine sahip kıta sahanlığında açılı stratigrafik uyumsuzluk dikkati çekmektedir. Doğu-batı yönlü profilde batıya doğru uyumsuz istifin kalınlığı kıyıya paralel olarak azalır. Profilin doğusunda 140 m olan uyumsuz sedimanter istif kalınlığı profil batısında 50 m ye düşer.

Uyumsuzluk yüzeyi üstündeki tabakalar uyumsuzluk yüzeyi gibi hafifçe doğuya eğimlidir. Uyumsuz tabakalar ileri aşmalı olarak tamamıyla pürüzsüz olmayan uyumsuzluk yüzeyi üstünde batıya hareket etmektedir.

4.10. PROFİL 10 (Şekil 4.21)

Kıta sahanlığı kıyıdan 21 km açıktaki ve 100 m lik su derinliğinde kırılarak kıta yokuşuna geçmektedir. Ortalama eğim gradyanı 1:210 dur. Düz ve pürüzsüz yüzeye sahip kıta sahanlığında, profil 1, 9, 11 de gözlenen stratigrafik açıllı uyumsuzluk kıyı açığına eğimli tabakalar üzerinde gelişmiştir. 20 m lik kalınlığa sahip yatay tabakalardan oluşan üstleyen sedimanter istif ileri aşma ve profilde yanıl kalınlık değışimi göstermemektedir.

Kıta yokuşuna verev alınan bu profilde kıta yokuşunu dik kesen profillerdeki gibi taban topoğrafyasının oldukça düzensiz olduğu görülür (Şekil 4.22). Kıta yokuşundaki 1:3 gradyanlı ani eğim başlangıçtan 4.5 km sonra (Fiks 358) değışmektedir ve nisbeten pürüzsüz topoğrafyaya sahiptir.



Şekil 4.22: Profil 10 şematik kesidi ve eğim gradyanları.

Yaklaşık batı-doğu yönlü bu kesitte kıta sahanlığı üzerinde küçüklü büyüklü birikim havzaları faylar ve bunların antitetikleri ile sınırlanmaktadır. Bunların küçük ama belirgin olanlarından bir tanesi fiks 353 deki 100 m maksimum temel derinlikli, yatay sayılabilecek tabakaların yer aldığı havzadır.

Fiks 349-350 arasında iyi gelişmiş olan "Sakarya kanyonu" yer alır. Çevresine göre 200 m lik kot farkı oluşturan bu kanyon 1.5 km genişliğe sahiptir. Kanyon içerisinde üstten yaklaşık 50 m ye kadar düzenli tabakalar gözlenirken kanyon birikimleri daha derinlere iniyor olmalıdır. Kanyonu sınırlayan ve büyük ihtimalle fay olan bu yüzeyler bunu doğrular niteliktedir.

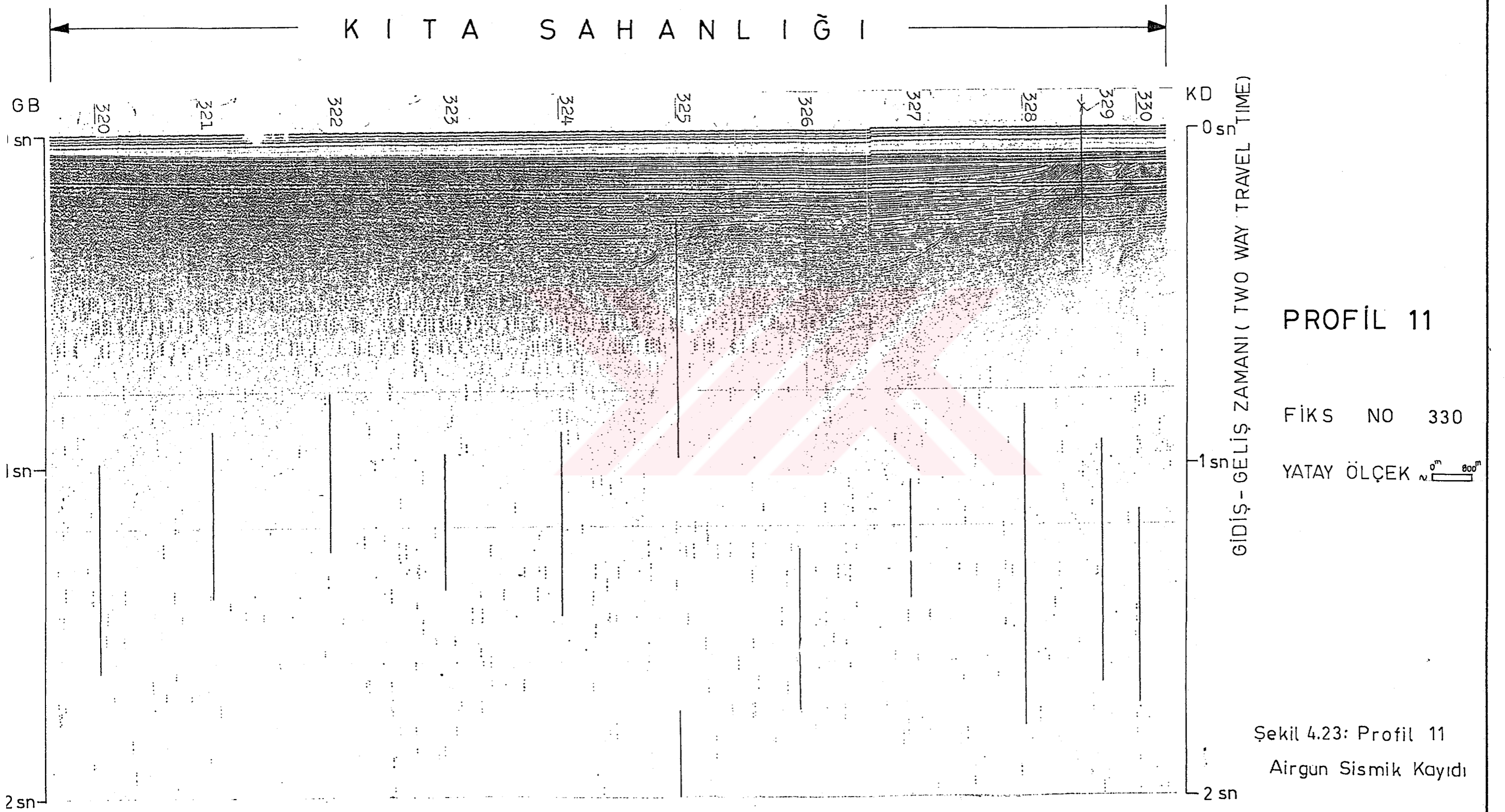
Oldukça düzensiz bir topoğrafya ile sığılaşan taban birbirine zıt iki kayma yüzeyince sınırlanmış bir çöküntü oluşturur. Yine bu çöküntü içerisinde kayarak düzensiz bir yapı sunan bloklar görülmektedir. Bu çöküntüde, profile ait diğer havzalardaki gibi sediment birikimi gelişmemiştir.

Daha doğuda ise 7.5 km genişliğinde diğer bir birikim havzası yer almaktadır (Fiks 339-333). Her iki kenardan muhtemelen faylarla sınırlanmış olan bu havzada kayma yüzeyine dayanan sediment tabakaları dikleşmiş ve incelmıştır. Sedimanter tabakalar havza ortasına doğru eğimlenmişlerdir ve yüzeyde sediment kütleleri kaymalar oluşturmaktadır. Havza eski bir denizaltı kanyonu olabilir.

4.11. PROFİL 11 (Şekil 4.23)

Ereğli batısından doğu-batı yönlü geçen bu profilde çok net bir şekilde stratigrafik uyumsuzluk gözlenmektedir. Yaklaşık 60 m lik su derinliği ve 30 m lik yumuşak sediment altında yer alan uyumsuzluk yüzeyi 11 km kadar (fiks 330-324) izlenebilmektedir.

Profil doğusunda temel kayaların kıvrımlanmış olması uyumsuzluğu belirginleştirmektedir. Ancak bu kıvrımlanma sürekli değildir ve kıvrımlı tabakalar yataya dönmektedir.



Şekil 4.23: Profil 11
Airgun Sismik Kaydı

5. SEDİMANTER JEOLOJİK GENELLEME

Karadeniz Bölgesi tektonik hatları genelde Kuzey Anadolu Fayına paralel olarak gelişmiştir. Karada doğu batı uzanımlı gözlenen dağ silsileleri yaklaşık aynı planda deniz altında da devam eder (ROSS, 1974). Ancak kıyıya dik veya verev hatların varlığı kesit 10 daki gibi yadsınamaz.

Bölge morfolojisi ve tektonik tetiklenmelerle gelişmiş sedimanter yapılar etkin olarak bu tektonik hat ve hareketlerle ilişkilidir. Tektonik hatlar morfolojik üniteleri sınırladığı gibi bu bölümlerdeki sedimanter yapıların oluşumlarında da etkindir. Tektonik, depolanma ortamının fiziksel yapısını değiştirmekte, depolanmanın bağlı olduğu koşulları kontrol etmektedir (GÖKÇEN ve KAZANCI, 1987).

Sınırlarını tektonik hatların oluşturduğu kıta sahanlığı, çalışma bölgesinin doğusuna doğru daralma gösterirken, kıta yokuşu genişliği değişkendir. Kıta sahanlığının oldukça düzgün sayılabilecek taban topoğrafyasına karşın yokuş çok düzensiz bir topoğrafya sunmaktadır. Bu düzensizlik, kıta yokuşunda oldukça yaygın olan tektonik kayma yüzeylerinin oluşturduğu bloklanmanın bir sonucudur. Çoğunlukla kıyıya paralel, bazen de verev veya dik olan tektonik hatlar kıta yokuşunda büyüklükleri değişen tektono-sedimanter havzalar yaratmışlardır.

Bu birikim havzalarından en büyüğü profil 1, 2 ve 3 de kesilmektedir. Havza profillere göre kıyıda belli bir uzaklıkta, bir tarafı etkin bir kayma yüzeyi ile sınırlanmış birikim alanıdır. Havza temelini kayma yüzeyi ile kaymakta olan bloğun üst yüzeyi oluşturur. Havza temelini oluşturan kayan bloklar, daha önceki bir jeolojik dönemde kıta sahanlığından koparak yokuş aşağısına taşınmış bloklar olmalıdır ve havzayı sınırlayan kayma yüzeyi muhtemelen çok aşağılara kadar devam etmemektedir. Ereğli batısından Filyos Nehri açıklarına kadar uzanan birikim havzası daha doğudaki kesitlerde izlenemediğinden 3 nolu profil doğusunda kapanmış olmalıdır.

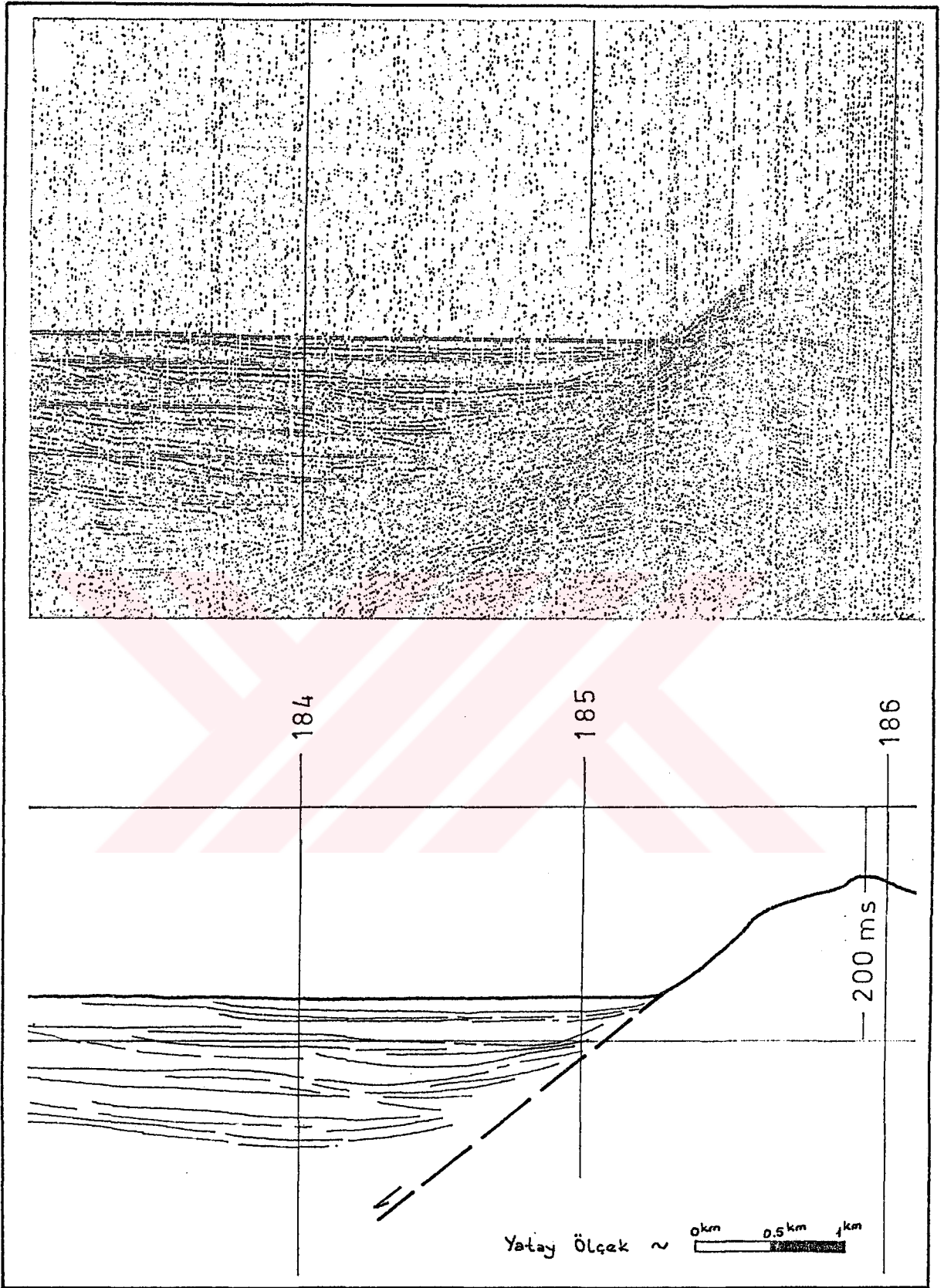
Havza sınırını oluşturan fay yüzeyine dayanan sedimentler normal olarak katman sürüklenme, bükülme ve dikleşmeleri göstermektedir (Şekil 5.1). Bu bükülmeler alttan üste doğru izlenebilir şekilde yumuşamakta ve en üst tabakalarda hemen hemen yok olmaktadır. Bunlar kayma yüzeyinin hareketine bağlı gelişen deformasyonlardır.

Kıyıya dik veya verev tektonik hatların oluşturduğu çöküntü bölgeleri kıta yokuşunda oldukça yaygındır. Bunlar, olasılıkla hala bir su geçit yolu olarak kullanılan denizaltı kanyonlarıdır. Kıta yokuşunun üst kesimlerinde genellikle hidrodinamik şartlar kanal dolgusu özellikli sediment birikimine izin vermezken, alt kesimlerde eğime bağlı olarak akmanın hızını kaybetmesinden dolayı sediment birikimi gelişebilmektedir.

Yine bir tektonik hat ile başlayan basen apronu çalışma alanında, tanımlanmış son morfolojik ünedir ve derin deniz düzlüğü (ROSS, 1974) ile yaptığı sınır profillerde kesilmemiştir. Genellikle 2000 m ve daha derinlerde kesilen apron-kıta yokuşu sınırı çalışma alanının doğusuna doğru, kıta yokuşunun daralmasına bağlı olarak kıyıya yakınlaşır. Kıta yokuşundaki bu daralma, apronun en önemli tektono-sedimanter unsurları olan kayma-oturma yapılarında da (slumps) aynı yerde izlenebilmektedir.

Fazla bir tektonik hattın izlenemediği basen apronunda, en önemli yapılar yumuşak sedimentlerde yaygın olan sediment kayma-oturmalarıdır. Tektonik hareket varlığının bir göstergesi olabilen sediment kayma-oturmaları (slumps) çalışma alanının batısında en fazla yayılıma sahiptir ve doğuya doğru dereceli olarak azalmakta, en dar yerinde 3 km genişliğe varmaktadır.

Çok büyük ölçekli, kaymakta olan bir yumuşak sediment bloğu bölgenin batısında, profil 1 de gözlenir (Şekil 4.4). Profil boyunca 30 km izlenebilen kaymış sediment kütlesi, muhtemelen bugün 20 km uzağında bulunan kayma yüzeyinden kopmuş olmalıdır. Kayan kütlelerin oluşturduğu uyumsuzluk yüzeyinin, kayan kütle önündeki taban topoğrafyasının bir uzanımı şeklinde devam etmesi ve bu topoğrafyada kayma yüzeyine ait herhangi bir topoğrafik



Sekil 5.1: Ana kayma yüzeyinde (profil 3) katman dikleşme ve ters (kıyı yakınına) eğimlenmeleri.

süreksizliğin gözlenmemesi, bunun kıta yokuşu-apron sınırını oluşturan kayma yüzeyinden ayrılmış olduğu fikrini güçlendirmektedir. Ancak bugünkü topoğrafyada da sediment kopmalarına neden olabilecek zayıflık yüzeyleri mevcuttur. Zayıflık yüzeylerinden ayrılan sedimentler, yapışık bir kütle gibi gravite etkisiyle aşağılara hareket eder (COLLINSON ve THOMPSON, 1982). Kayan kütle, oluşturduğu uyumsuzluk yüzeyi altında ayrıca bazı sedimanter ünitelerin kamalanarak son bulmasına yol açmış, yanai sürekliliklerini bozmuştur.

Kıta yokuşu-apron sınırını oluşturan kayma yüzeyinden, kayan bloğa kadar olan 20 km lik deniz tabanında önemli bir kayma-oturma (slump) yapısına rastlanamazken, kayan kütle içerisinde kayma-oturma yapıları gelişmiştir. Sahip olduğu kayma-oturma yapılarının bir kısmı, kütlelerin bölgeye taşınımı sırasında oluşmuştur. Bir kısım kayma yüzeyinin uyumsuzluk yüzeyi altındaki sedimanlara kadar uzatılabilmesi, her iki istifin aynı tektonik tetiklenmeden etkilenecek yeniden birlikte hareket ettiğini gösterebilir.

Apronda, kayma ve oturma yapılarının gözlenmediği yerler, ya kayıp oturan kütlelerin tutulamayacağı kadar yüksek eğim gradyanına, yada herhangi bir tetiklenmeyle dahi sediment kayma-oturmalarının gerçekleşemeyeceği kadar düşük taban eğimine sahiptir.

Profil 2 apronunda ise yaklaşık 400 m lik yumuşak sediment altında yer almakta olan paleo kayma ve oturma yapıları oldukça ilginçtir (Şekil 4.7). Bugün aynı yerde 1:165 lik eğim gradyanına sahip taban yatay sayılabilecek tabakalardan meydana gelmektedir. Paleo kayma-oturma yapıları kıyı açığına doğru basamaklanmış sekildedir.

Geçmişte kıyı açığına doğru ve kayma-oturma yapılarının oluşumuna elverişli eğime sahip paleo taban bugün oldukça yataylaşmıştır. Böylece herhangi bir tetiklenme ile dahi eğime bağlı olarak sediment kayma ve kayma-oturmaları gelişmemektedir.

Çalışma alanının en kuzeyini kayma-oturma yapılarıyla geçişli olan apronun yatay tabakalı sedimentleri oluşturmaktadır.

6. SONUÇLAR

1. Çalışma alanında Karadeniz'in dört jeomorfolojik ögesinden üçü; kıta sahanlığı, kıta yokuşu ve basen apronu tanımlanmaktadır.

Bu üç morfolojik unsurun, birbiriyle yapmış olduğu sınırlar hala aktif kayma yüzeyleri olan tektonik hatlardır, bu hatlar kıyıya ve birbirine paraleldir.

Kıta sahanlığı genişlikleriyle uyumlu olarak kıta sahanlığı kırılma derinlikleri batıda 100 m ile en fazla, Zonguldak yakınlarında 60 m ile enazdır. Bu özelliğiyle, Karadeniz genelinde 100 m esderinliğinden geçtiği kabul edilen kıta sahanlığı sınırıyla (ROSS vd, 1074 (a)) uyumsuzdur. Böylesi bir topografya Karadeniz Bölgesinde kıyıya paralel kıvrımları da etkileyen kıyıya dik alçalma ve yükselme hatları (TOKAY, 1954) ile uyumludur.

2. Çalışma alanı batı kesimi kıta sahanlığından geçen dört profilde yaklaşık 100 m ile 60 m su derinliklerinde gözlenen stratigrafik uyumsuzluklar takriben doğu-batı yönelmiş bir hat üzerindedir. Kıyı açığına eğimli uyumsuzluk yüzeyi üzerinde yeralan ve kıyıya doğru kalınlaşarak en fazla 50 m ye ulaşan istifin kalınlığı ve Karadeniz sedimentasyon oranları dikkate alındığında uyumsuzluk yüzeyi birkaç bin yıldan yaşlı olmamalıdır. Bu yaş su seviyesi alçalma ve yükselmesinde evaporasyon etkisini imkansız kılmaktadır. Büyük bir olasılıkla son buzularası seviye yükselmesine bağlıdır.

3. Çalışma alanı batısında, muhtemelen kıta sahanlığından koparak kıta yokuşuna taşınmış bloklar ve bunların kayma yüzeyleri, daha genç sedimentler için tektono-sedimanter bir havza yaratmıştır. Bloklara ait kayma yüzeyleri olasılıkla çok derinlere inmemektedir. Birikim havzasının batıya devamı profil yetersizliğinden izlenemezken, havza doğuya doğru kapanmaktadır. Doğu devamı, havzayı oluşturan blok eğimlenmesinin (antitetik yüzey) yataya veya aşınmayla kıyı yakınına dönmesinden gelişmemiş veya yok olmuş olabilir. Doğu uzanımında tespit edilen muhtemel faylarca, bu birikimin yok olacağı veya hiç gelişmeyeceği bir

ortama da ötelenmiş olması mümkündür.

4. Kıta yokusu ve kıta sahanlığında, yokusa dik veya oblik gelişmiş denizaltı kanyonları yer almaktadır. Tektonik hatlarca denetlenen bu kanyonlardan kıta sahanlığında da gözlenebilen bir tanesinin graben tektoniğine uygun olarak çöktüğü net bir şekilde görülmektedir. Muhtemelen akıntılar için hala bir geçit yolu olan bu yapıların çoğunluğunda hidrodinamik şartlardan dolayı kanal dolgusu özellikli sediment birikimi gelişmemiştir.

5. Tektono-sedimenter havzayı başlatan kayma yüzeyi ve kıta sahanlığı-basen apronu sınırındaki ana kayma yüzeyine dayanan genç sedimentlerde gözlenen katman dikleşmeleri bu hatların hala diri olduğunun bir göstergesidir.

6. Kıta yokusunda değişik, fakat genellikle büyük boyutlu kayan bloklar (sliding blocks) çok yaygındır ve yokusun tümünde gözlenmektedir. Tektonik bir tetiklenmenin sonucu olabilen kayan bloklar, 1:40 a kadar olabilen eğim gradyanlı oldukça düzensiz kıta yokusu topoğrafyasının sorumlusudur.

Profil 1 apronunda kaymakta olan çok büyük bir sediment kütlesinde, oluşturmuş olduğu uyumsuzluk yüzeyi altındaki birimlerden bağımsız olarak kayma-oturma (slump) yapıları gelişmiştir. Ancak bazı kayma yüzeylerinin bu uyumsuzluk yüzeyi altındaki stratigrafik birlikleri de kesmesi her iki serinin daha sonra birlikte yeniden hareket etmiş olduğu göstermektedir.

Gerek kıta yokusunda, gerekse basen apronunda kayan bloklar nedeniyle sedimenter tabakalar yanal devamlılıklarını kaybetmiştir. Dolayısıyla yanal olarak kısa aralıklarda sediment yaşlarının değişmesi normaldir.

7. 1:40 ile 1:1000 arası eğim gradyanıyla kıtasına yükselimine benzer olan apronda, büyüklük bakımından önemli fark göstermeyen sediment kayma-oturmaları (slumps) gelişmiştir. Kayma-oturma yapılarının çalışma alanı batısında gözlenen geniş yayılımı doğuya doğru azalmaktadır. Kayma-oturmalar batıda, doğuya nazaran daha yüksek eğimli zonda yer almaktadır.

Kayma-oturmalarda rotasyon sonucu ortaya çıkan katman içi ters eğimlenmeleri normaldir. Kayma-oturmalar, muhtemelen ana kayma yüzeyleri ve daha derinlerde bulunan hala aktif olan kayma

yüzeylerince tetiklenmektedir.

Yatay tabakalar altında (profil 2), oldukça sınırlı bir alanda gözlenen paleo-slumplar, bu bölgenin geçmişte slump oluşturmaya müsait eğimli bir taban topoğrafyasına sahip olduğunu gösterebilir. Zaman içerisinde sediment birikimiyle, bölge taban eğimi azalmasına uğramıştır ve slump gelişimi durmuş, slumping bölgeleri daralmıştır.

Kıta yokuşuna oldukça düzenli bir topoğrafya sunan kayma ve kayma-oturma (slumping) gösteren basen apronu sedimentlerinden yatay tabakalara geçişte herhangi bir tektonik hat gözlenmemektedir.



TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsünde yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışmanın yapılmasına olanak sağlayan D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Müdürü Prof. Dr. Erol İZDAR'a; Tezi yöneten ve tüm çalışmam boyunca beni yönlendiren, yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Y.Tosun KONUK'a teşekkür ederim.

Çalışmanın yönlendirilmesinde büyük yardımlarını gördüğüm, bilgilerine başvurduğum ve tezin son şeklini almasına büyük katkıda bulunan Prof. Dr. Sungu L. GÖKÇEN'e; sismik kayıtların yorumunda, enstitümüzü kısa ziyareti sırasında görüşlerini aldığım Prof. Dr. Gilbert KELLING'e (Keele University, İngiltere) teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmada kullanılan materyal "AİK- 0921-83-01-02, Karadeniz Sedimentolojik Araştırmalar Projesi" kapsamında temin edilmiştir. Üniversite Araştırma İşleri Kuruluna (AİK) ve kayıtları alan Prof. Dr. H.K. WONG, Doç.Dr. Atila ULUĞ, diğer araştırmacılar ve R/V K.Piri Reis gemisi personeline teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca çalışmamın her safhasında büyük katkılarını gördüğüm Arş.Gör. Muhammet DUMAN'a teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

CANITEZ, N. and TOKSÖZ, M.N., 1970. Source Parameters of Earthquakes and Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean. In ROSS, D.A., 1974. The Black Sea. The Geology of Continental Margins (C.A. BURK and C.L. DRAKE. editors). S. 669-682

COLLINSON, S.L., and THOMPSON, D.B., 1982. Sedimentary Structures. George Allen and Unwin Publ. London, 194s.

DEGENS, E.T., and PALUSKA, A., 1978. Tectonic and Climatic Pulses Recorded in Quaternary Sediments of the Caspian-Black Sea Region. Sedimentary Geology, 23. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. S. 149-163

GARKALENKO, I.A., 1970. The Deep Seated Crustal Structure in the Western Part of the Black Sea and Adjacent Areas. Tectonophysics, 10, S. 539-547. In ROSS et al. 1978. Shallow Structure of Black Sea. The Black Sea- Geology, chemistry and biology (E.T. DEGENS and D.A. ROSS. editors). Am. Assoc. Petr. Geol., 20. S. 11-34

BEYER, R.A., 1983. Handbook of Geophysical Exploration at Sea (J.R. MOORE. editor). CRS Series in Marine Science. CRS Press Inc. BocaRaton, Florida. 445 s.

GONCHAROV, V.P., and NEPROCHOV, Y.P., 1967. Geomorphology of the Bottom and Tectonic Problems in the Black Sea. In ROSS, D. A., UCHUPI, E., PRADA, K.E., MacILVANE, J.C., 1974. The Black Sea- Geology, chemistry and biology (E.T. DEGENS and D.A. ROSS. editors). Am. Assoc. Petr. Geol., 20. S. 1-10

GÜKÇEN, S.L., ŞAHBAZ, A., 1981. Sualtı Kütle Akımı Fasiyesleri: Kavramsal Eleştiri ve Ortamsal Yorum. M.T.A. Dergisi, 92 (ayrı baskı), S. 49-63

GÖKÇEN, S.L., KAZANCI, N., GÜKTEN, E., 1987. Kıta ve Okyanus Kabukları Üzerinde Gelişen Çökeltme Ortamları ve Fasiyesleri. *Yerbilimcinin Sesi*, 14-15, S. 50-60

HSU, K.J., 1978. Stratigraphy of the Lacustrine Sedimentation in the Black Sea. Initial Reports of DSDP (J.L. USHER and P. SUPKO. editors), XLII, 2. S. 509-524

NEPROCHOV, Y.P., 1968. Structures of the Earth's Crust of Epicontinental Seas, Caspian, Black and Mediterranean. 3rd Symp., Continantal Margins and Island Arcs, Zurich 1967. *Canadian J. Earth Sci.*, 5. S. 1037-1043. In NEPROCHOV, Y.P., et al., 1978. Black Sea Geophysical Framework. Initial Reports of DSDP (J.L. USHER and P. SUPKO. editors), XLII, 2. S. 1043-1055

NEPROCHOV, Y.P., KOSMINKAYA I.P., and MALOVITSKY Y.P., 1970. Structures of the Crust and Upper Mantle of Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*, 10. S. 517-538. In NEPROCHOV, Y.P., et al., 1978. Black Sea Geophysical Framework. Initial Reports of DSDP (J.L. USHER and P. SUPKO. editors), XLII, 2. S. 1043-1055

ROSS, D.A., 1974. The Black Sea. The Geology of Continantal Margins (C.A. BURK and C.L. DRAKE. editors), S. 669-682.

ROSS, D.A., UCHUPI, E., PRADA, K.A., MacILVANE, J.C., 1974(a). Bathymetry and Microtopography of Black Sea. Black Sea- Geology, chemistry and biology (E.T. DEGENS and D.A. ROSS. editors). *Am. Assoc. Petr. Geol.*, 20. S. 1-10

ROSS, D.A., UCHUPI, E., BOWIN, C.D., 1974 (b). Shallow Structure of Black Sea. The Black Sea- Geology, chemistry and biology (E.T. DEGENS and D.A. ROSS. editors). *Am. Assoc. Petr. Geol.*, 20. S. 11-34

STEININGER, F.F., and ROGL, F., 1984. Paleogeography and Palinspastic Reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. The Geological Evolution of the eastern Mediterranean (J.E. DIXON and A.H.F. ROBERTSON. editors). Geological Society Special Publications, 17. Blackwell Scientific Publications. London. S. 659-668.

STOFFERS, P., and MÜLLER, G., 1978. Mineralogy and litofacies of Black Sea Sediments Leg 42 B Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of DSDP (J.L. USHER and P. SUPKO. editors), XLII, 2. S. 373-411

SUBBOTIN, S.I., SOLLOGUB, V.B., PROSEN, D., DRAGESEVIC, T., MITUCH, H., POSGAY, K., 1968. Junction of Deep Structures of the Carpatho-Balkan Region with Those of the Black and Adriatic Seas. Canadian Jour. Earth Sci., 5. S.1027-1035. In NEPROCHOV, Y.P., et al., 1978. Black Sea Geophysical Framework. Initial Reports of DSDP (J.L. USHER and P. SUPKO. editors), XLII, 2. S. 1043-1055

TOKAY, M., 1954. Filyos ve Civarı Jeolojik incelemesi. M.T.A. Dergisi, 1954/55, 46-47. S. 38-74

ÖZ GEÇMİŞ

1963 yılında İzmir'de doğan çalışma sahibi, ilk ve orta eğitimini bu şehirde tamamlayarak 1981 yılında Ege Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesinde lisans eğitimine başladı ve 1985 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünden mezun oldu.

Aynı yıl Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programında yüksek lisansına başladı. 1987-1988 yıllarında Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsünde yürütülen, TÜBİTAK " Karadeniz Ulusal İzleme Projesi" nde yarı zamanlı araştırmacı olarak görev alan aday halen aynı görevde bulunmaktadır.

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi