

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KİLİKYA BASENİ'NDEKİ MİYOSEN YAŞLI  
EVAPORİT ÇÖKELLERİNİN BASEN İÇİNDE  
DAĞILIMLARI VE EVRİMİ**

**Selin Deniz AKHUN**

**Ağustos, 2011**

**İZMİR**

**KİLİKYA BASENİ'NDEKİ MİYOSEN YAŞLI  
EVAPORİT ÇÖKELLERİNİN BASEN İÇİNDE  
DAĞILIMLARI VE EVRİMİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü**

**Yüksek Lisans Tezi**

**Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği**

**Anabilim Dalı**

**Selin Deniz AKHUN**

**Ağustos, 2011**

**İZMİR**

## YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SELİN DENİZ AKHUN, tarafından PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ yönetiminde hazırlanan “KİLİKYA BASENİ'NDEKİ MİYOSEN YAŞLI EVAPORİT ÇÖKELLERİNİN BASEN İÇİNDE DAĞILIMLARI VE EVRİMİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ


Danışman



Jüri Üyesi



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

## TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleştirilmesinde, gerekli bütün yardım, tavsiye ve yönlendirmeleri yapan, karşılaştığım problemlerin çözümünde deneyimlerinden yararlandığım ve gerek bilgi, gerekse manevi desteğini esirgemeyen sayın hocam Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmanın başından sonuna kadar, yoğun çalışmaları arasında bana zaman ayırıp görüş ve tavsiyeleri ile tezin oluşmasında büyük yeri olan sayın hocam Ali AKSU' ya, karşılaştığım zorluklarda yardımına koşan ve teze farklı bakış açıları kazandıran İstanbul Teknik Üniversitesi'nden sayın Doç. Dr. Cenk YALTIRAK' a, çalışmanın veri işlem aşamasındaki yardımlarından dolayı Kanada Memorial Üniversitesi'nden Prof. Dr. Jeremy Hall'a, lisans yıllarımdan beri desteğini esirgemeyen İstanbul Teknik Üniversitesi'nden Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ' a teşekkürlerimi sunarım.

Verilerin toplanması ve işlenmesi sırasında yanımda olan ve tezin bütün aşamalarında yardımlarını esirgemeyen başta eşim Süleyman Coşkun olmak üzere tüm SeisLab ekibine, bana gösterdikleri sabır ve ilgiden dolayı teşekkür ederim. Ayrıca hayatım boyunca manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen, her zaman arkamda olduklarını hissettiğim aileme minnetlerimi sunarım.

Bu çalışmanın verileri, Başta Devlet Planlama Teşkilatı (DPT) 'nın büyük desteği ile 2003K120360 kod numaralı İleri Araştırmalar Projesi olmak üzere, değişik TÜBİTAK projeleri, Avrupa Birliği 6. Çerçeve Programları (Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas-HERMES ve European Seas Observatory Network-ESONET) projeleri, Türkiye Petrolleri A.O. (TPAO) projesi, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Döner Sermaye Projesi gibi kaynaklar kullanılarak Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bünyesinde oluşturulan Sismik Laboratuvar (<http://web.deu.edu.tr/seislab>) olanaklarıyla 107Y005 No'lu "TÜBİTAK Projesi kapsamında toplanmıştır.

# KİLİKYA BASENİ'NDEKİ MİYÖSEN YAŞLI EVAPORİT ÇÖKELLERİNİN BASEN İÇİNDE DAĞILIMLARI VE EVRİMİ

## ÖZ

Akdeniz özellikle XX: yüzyılın son çeyreğinden itibaren, Derin Deniz Sondaj Projesi kapsamında Mesinyen yaşlı kalın evaporit istiflerinin ortaya çıkması ile, bir çok araştırmaya konu olmuştur. Doğu Akdeniz Projesi kapsamında 2008 yılında Kilikya Baseni'nde, Göksu Deltası'nın civarında, fan şeklinde toplam 35 adet sismik hat toplanmıştır. Bu hatlardan 11 tanesi bu yüksek lisans tezi kapsamında kullanılarak, bu bölgedeki Mesinyen evaporitlerinin dağılımı ve gelişimi incelenmesi amaçlanmıştır.

İlk olarak bu hatlar ProMAX yazılımı kullanılarak veri-işlem aşamalarına tabi tutulmuş ve bu şekilde deniz çalışmalarında var olan gürültülerden temizlenmiştir. Daha sonra ayrıntılı hız analizi yapılarak yığma yapılmış ve verinin S/G oranı yükseltilmiştir. En sonunda sismik göç işlemi uygulanarak sismik hat üzerindeki yapılar gerçek yerlerine ve gerçek eğimlerine taşınmıştır.

Veri-işlem aşamasından sonra veriler stratigrafik olarak yorumlanmış ve bu çalışma alanına en yakın olan Seyhan-1 ve Karatal-1 kuyuları ile korele edilmiştir. Korelasyondan sonra Pliyo-Kuvaterner ve Mesinyen kalınlık haritaları yapılmıştır. Kalınlık haritalarından yola çıkarak Mesinyen Dönemi'nde Kilikya Baseni'nin tamamen kapandığı ve sadece batıdan su girişinin sağlandığı ortaya konmuştur. Bunun yanı sıra, Mesinyen'in üst sınırının oluşturan M reflektörünün günümüz deniz tabanı ile örtüşmesi, tektonik kuvvetlerin deniz tabanı morfolojisine etkisinin az olduğunu göstermektedir.

Ayrıca çalışma alanındaki faylar incelendiğinde, genel hali ile, bölgenin kuzeybatısında normal fayların, güneydoğusunda ise bindirme faylarının hakim olduğu görülmektedir. Çalışma alanı, Doğu Akdeniz'in tektoniğinden bağımsız düşünülemediğinden dolayı, bölgedeki normal fayların tuz tektoniğinden kaynaklı

olduğu düşünölmektedir. Genelde normal fayların tuz diyapirleri etrafında olması da bu savı kuvvetlendirmektedir.

Özet olarak Kilikya Baseni'ndeki fay haritasında sıkışma merkezli hakim tektonik ile bağlantılı fayların yanı sıra, tuzun hareket ve yer değiştirme kabiliyetinin bir sonucu olan faylanmalarda görölmektedir.

**Anahtar Sözcükler:** Deniz jeofiziği, mesinyen tuz krizi, kilikya baseni, tuz tektoniği, yüksek ayrımlı sismik yansıma, faylar, faylanma, fay zonu

**DISTRIBUTION AND EVOLUTION OF MESSINIAN EVAPORITES IN  
CILICIA BASIN, EASTERN MEDITERRANEAN**

**ABSTRACT**

With the discovery of the thick messinian evaporite deposits during Deep Marine Drilling Project Leg XIII, Mediterranean Sea has been studied since the last quarter of the 20th century. Thirty-five seismic reflection profiles were collected in Cilicia Basin, around Göksu Delta, in the East Mediterranean Project at 2008. Eleven of these profiles were used for investigating the distribution and evolution of the messinian evaporites in the study area.

First of all, seismic data were processed by using the ProMAX software. The basic seismic processing steps were applied to data such as filtering, velocity analysis and stack to increase the S/N ratio. Finally, the Kirchhoff migration method was used to correct the slopes and coordinates of the geological structures.

After the data processing step, the data were interpreted stratigraphically and they were correlated with the Seyhan-1 and Karataş-1 wells which are the nearest wells to the study area. Also Plio-Quaternary and Messinian thickness maps were prepared. According to these thickness maps, it is obvious that the Cilicia Basin was closed and the water entrance was provided by only the west side during Messinian Salinity Crisis. Moreover, M reflector which points the top boundary of the Messinian, corresponds with the sea floor morphology. This corresponding shows that tectonic forces could not effect strongly to the study area since Mesinian.

Seismic profiles show that north-west side of the study area is controlled by normal faults and South-East side of the area is dominated by trust faults. It is thought that salt tectonic is the source of the normal faults located at the NE. The salt diapirs around normal faults are one of the evidences to support the existence of the salt tectonic.

As a summary, it is seen that there are two faulting trends in the Cilicia Basin; 1) The faults which are related with compression, 2) The faults related with the result of the movement of salt structures.

**Keywords:** Marine geophysics, messinian salinity crisis, cilicia basin, salt tectonics, high resolution seismic reflection, faults, faulting, fault zone



## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU .....	ii
TEŞEKKÜR .....	iii
ÖZ .....	iv
ABSTRACT .....	v
<b>BÖLÜM BİR – GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
<b>BÖLÜM İKİ – ÇALIŞMA ALANI TEKTONİĞİ .....</b>	<b>2</b>
<b>BÖLÜM ÜÇ – MESİNYEN TUZ KRİZİ .....</b>	<b>15</b>
3.1 1995 Öncesi Çalışmalar .....	17
3.2 1995 Sonrası Çalışmalar .....	19
3.3 Evaporit Dağılım Modelleri ve Kilikya Baseni .....	22
<b>BÖLÜM DÖRT – SİSMİK YANSIMA METODU .....</b>	<b>28</b>
4.1 Sismik Yansımaya Genel Bakış .....	28
4.2 Denizde Sismik Yansımaya Metodu, Kullanılan Ekipmanlar ve Temel Kavramlar .....	30
4.2.1 Deniz Çalışmaları .....	30
4.2.2 Balon Etkisi (Bubble Effect) .....	31
4.2.3 Denizel Sismik Kaynaklar .....	32
4.2.4 Hidrofon, Alıcı Kablo ve Derinlik Düzenleyiciler .....	35
4.2.5 Sismik Kayıtçı .....	37
4.2.6 Denizel Navigasyon Sistemleri .....	37
4.2.7 Atış Grupları (Shot Gather) .....	38

4.2.8 Tekrarlı Yansımalar .....	40
<b>BÖLÜM BEŞ – VERİ TOPLAMA VE VERİ İŞLEM .....</b>	<b>43</b>
5.1 Veri Toplama.....	43
5.2 Veri İşlem .....	46
5.2.1 Veri Yükleme .....	48
5.2.2 Geometri Tanımlama ve Yükleme .....	49
5.2.3 Bant Geçişli Filtre.....	50
5.2.4 Kazanç Uygulama.....	53
5.2.5 İz Ayıklama .....	55
5.2.6 CDP Sıralama .....	55
5.2.7 Hız Analizi.....	59
5.2.8 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi .....	67
5.2.9 Yığma .....	70
5.2.10 Migrasyon.....	74
<b>BÖLÜM ALTI – SİSMİK KESİTLERİN YORUMLANMASI .....</b>	<b>86</b>
6.1 Yorumlama Teknikleri .....	86
6.2 Yapısal veya Tektonik Çerçeve.....	87
6.3 Jeolojik Hikayeyi Anlamaya Çalışmak .....	87
<b>BÖLÜM YEDİ – SİSMİK STRATİGRAFİ VE KRONOLOJİ .....</b>	<b>89</b>
7.1 Adana, Mut ve Kilikya Basenlerinin Stratigrafik Özeti .....	89
7.2 Seyhan-1 ve Karataş-1 Kuyularının Stratigrafisi .....	95
7.3 Sismik Verilerde Stratigrafik Birimler .....	97
7.2.1 Çalışma Alanındaki Başlıca Erozyonal Yüzeyler .....	97
7.2.1 Birim 1: Pliyo-Kuvaterner .....	98
7.2.1 Birim 2: Mesinyen (Geç Miyosen).....	104
7.2.1 Birim 3: Miyosen (Mesinyen öncesi) .....	107

<b>BÖLÜM SEKİZ – YAPISAL VE TEKTONİK GÖZLEMLER .....</b>	<b>108</b>
<b>BÖLÜM DOKUZ – SONUÇ .....</b>	<b>118</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>120</b>

## BÖLÜM BİR

### GİRİŞ

1971 yılında Derin Su Sondaj Projesi (DSDP-Derin Su Sondaj Projesi) XIII. ayağı sırasında Geç Miyosen, Mesiniyen yaşlı evaporitlerin ortaya çıkması ile Akdeniz'deki araştırmalar hız kazandı (Hsü ve diğ., 1973). Doğu Akdeniz'de Mesiniyen yaşlı istiflerin gelişimi, dağılımı ve güncel ve paleotektonik üzerine etkilerinin araştırılması adına, bu yüksek lisans tezinin ortaya çıkmasını da sağlayan, ilki 1991 yılında, ikincisi 2008 yılında olmak üzere iki büyük proje başlatılmıştır. Bu projeler Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojileri bünyesinde bulunan Jeofizik Laboratuvarı (Seislab), Memorial Üniversitesi (Newfoundland, Kanada) ve İstanbul Teknik Üniversitesi ortak çalışmasının bir ürünü olmuştur..

1991 yılından 2007 yılına kadar bu projeler kapsamında Latakya, Kilikya, Antalya, Finike ve Rodos Basenleri ile Anaksimander Dağları ve Floransa Yükselimi'nden toplam 12500 km uzunluğunda yüksek ayrımlı yansıma sismiği verisi toplanmıştır. Bu birinci proje kapsamında aşağıdaki hedefler belirlenmiştir;

- Anaksimander Dağları'nın yapısal gelişimini ve kaynağını belirlemek, bunun yanı sıra denizdeki Anaksimander Dağları ile karada Isparta Açısı'nın farklı yaşlarda fakat aynı mekanizmaya sahip olup olmadığını anlamak;
- Basen sınırlayan fay sistemlerinin yapısını ve Rodos ve Finike Basenleri'nin yapısal gelişimini tanımlamak, ayrıca Pliyo-Kuvaterner stratigrafi için, saptanan morfolojiyi açıklayan modeller geliştirmek;
- Rodos, Finike ve bu basenlere komşu Anaksimander Dağları'ndaki Mesiniyen yaşlı evaporitlerin yokluğunun nedenini daha iyi anlayabilmek için, yüksek ayrımlı yansıma verilerini kullanarak detaylı palinspastik kesitler oluşturmak;
- Tuz yapılarının kollarında gözlenen Pliyosen ya da daha genç yaşlı büyüme yapılarının incelenmesi ile tuz ve çamur mobilizasyonu ile bağlantılı yapıların

detaylı haritalarının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Bu tezde kullanılan verileri de kapsayan 2008 yılı çalışmasında, Kilikya Baseni, Rodos Baseni ve Plini-Strabo Çukurları'nın bulunduğu alanlarda yaklaşık 2000 km uzunluğunda yüksek ayrımlı yansıma sismiği verisi toplanmıştır. Bu ikinci projenin hedefleri ise aşağıdaki gibi sıralanmıştır;

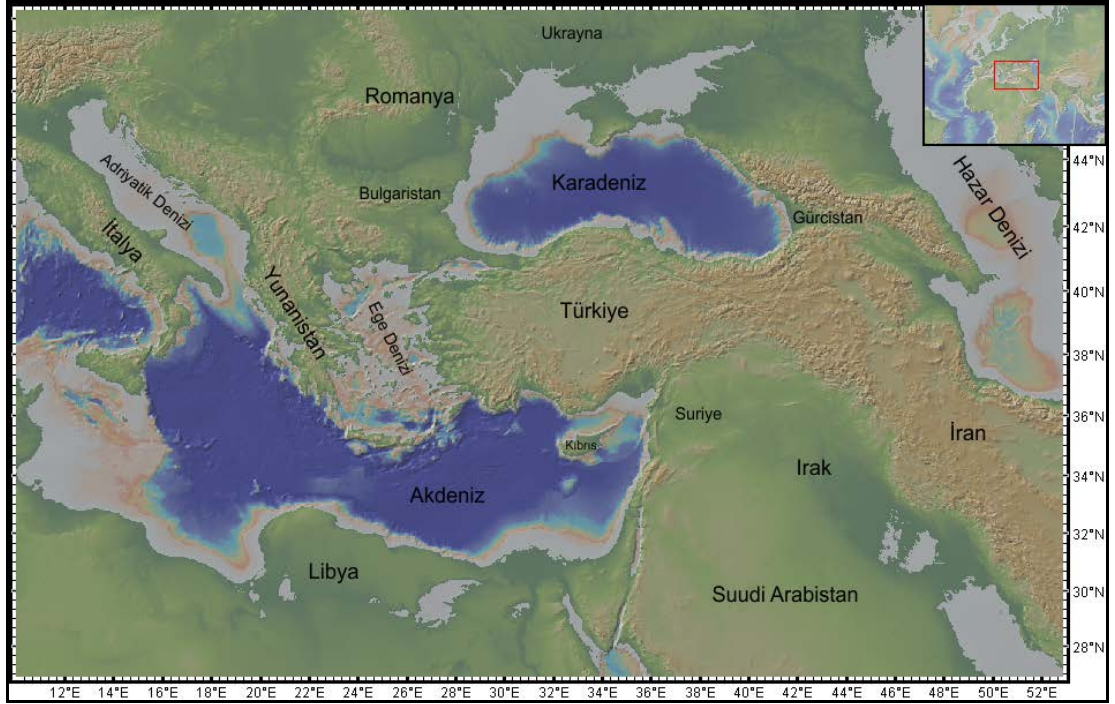
- Kilikya Baseni'ndeki Miyosen yaşlı sedimanların gelişimi baz alınarak, bu basende Miyosen'den günümüze kadar olan yapısal mimariyi ortaya çıkarmak;
- Kilikya Baseni'nde Miyosen'den günümüze kadar fayların yapısını ve gerilme, bindirme, doğrultu atım olarak dağılımını ortaya çıkarmak
- Kilikya Baseni içerisindeki Pliyo-Kuvaterner delta istiflerinin sekans stratigrafisini ve dağılımını kontrol eden bölgesel tektonik ve sediman girişindeki değişimlerin ve deniz seviyesi değişimlerinin bu bölgedeki önemini araştırmak;
- Farklı Pliyo-Kuvaterner delta istiflerinin içerdiği sediman miktarını hesaplayarak, bu hesabı Göksu Nehri'nin sediman boşaltımındaki değişimler ile ilişkilendirmek amaçlanmıştır.

Bu tezin kapsamında, yukarıda bahsedilen hedeflere ulaşmak amacı ile 2008 yılında Kilikya Baseni'nden toplanan yaklaşık 800 km uzunluğundaki yüksek ayrımlı yansıma sismiği verisi, İzmir Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü bünyesinde bulunan Jeofizik Laboratuvarı'nda veri-işlem aşamalarına tabi tutulmuş ve daha sonra stratigrafik ve tektonik yorumların ardından yukarıda bahsedilen sorulara cevap aranmıştır.

## BÖLÜM İKİ

### ÇALIŞMA ALANI TEKTONİĞİ

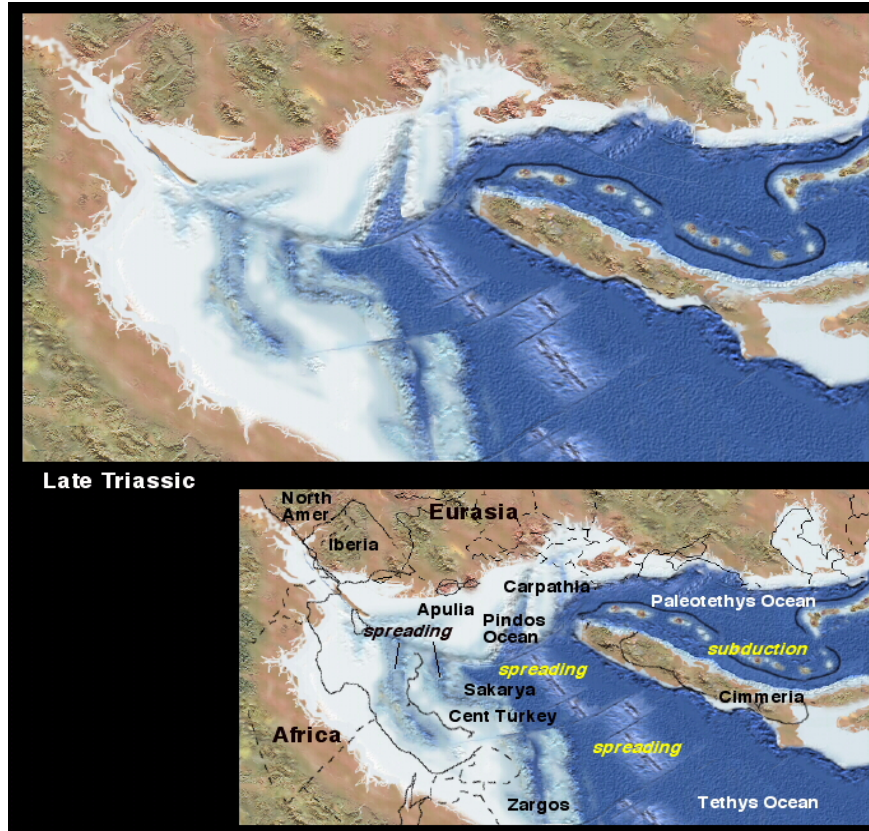
Doğu Akdeniz Bölgesi, dalma-batma, yığışım, çarpışma, kıtasal riftleşme ve pasif marjinler gibi önemli tektonik süreçlerin anlaşılması için anahtar bölgelerden bir tanesidir (Şekil 2.1). Doğu Akdeniz, Kretase Dönemi'nde meydana gelen karmaşık bir rift sisteminin çevresinde gelişen Neotetik Okyanusu'nun kalan parçasıdır (Moore ve diğ., 1984; Robertson, 1998). Geç Triase döneminde Doğu Akdeniz küçük bir okyanus baseni olarak gelişmiş ve bu okyanus maksimum genişliğine Orta Kretase Dönemi'nde ulaşmıştır. (Şekil 2.2). Daha sonra Geç Kretase Dönemi'nde Avrasya ve Afrika levhalarının hareketi yavaş sağ yanal makaslama ve riftlerin kapanması ile sonuçlanan hızlı kuzey-güney yakınsamaya dönüşmüştür (Robertson ve Dixon, 1984).



Şekil 2.1 Doğu Akdeniz Bölgesi ve onlara kıyısı olan ülkeler. Literatürde İtalya'nın doğusunda kalan Akdeniz kısmı Doğu Akdeniz olarak tanımlanır

Geç Kretase'den Erken Tersiyer'e kadar, yakınsama meydana geldikçe ofyolit yerleşmesine sebep olan birçok paralel dalma-batma bölgesi ve birçok okyanus içi yayları gelişmiştir (Şekil 2.3). Tersiyer Dönemi'nde Afrika ve Avrasya Levhaları'nın

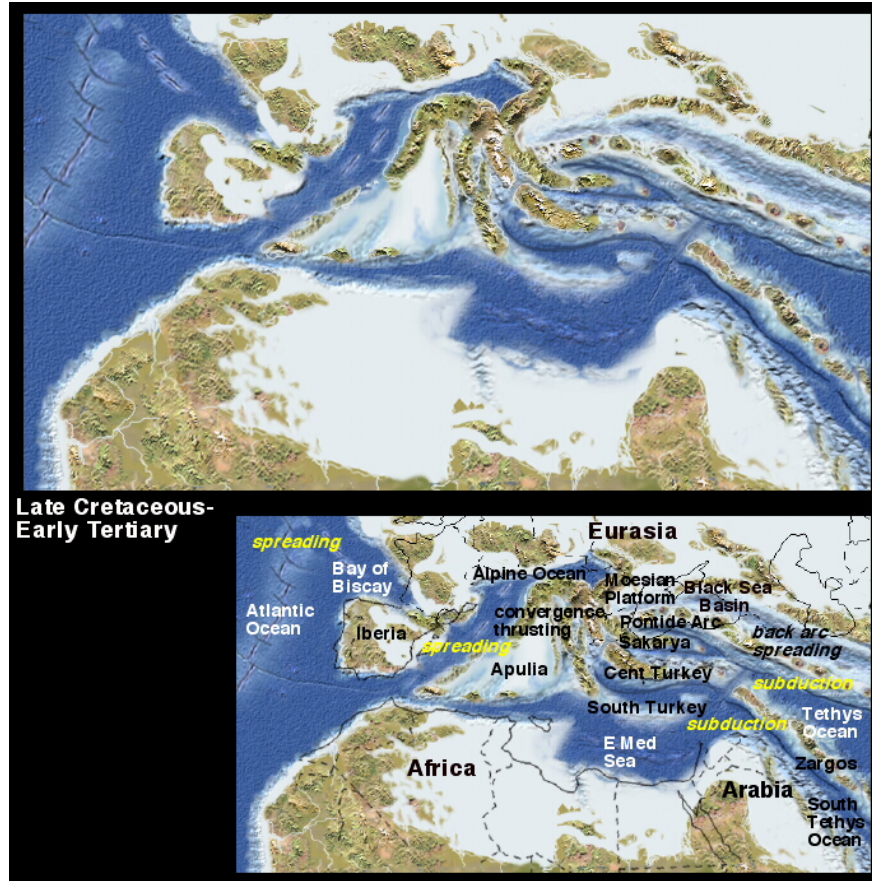
yakınsaması Neotetik Okyanusu'nun kuzey kolunun kapanmasına, karmaşık ve uzamış bir arazi yığılmasının oluşmasına sebep olmuştur. Geç Kretase'de ise Doğu Akdeniz, birçok farklı zamanlı çarpışmaların gerçekleştiği bölge olmuştur. Bölgedeki sıkışma ile bağlantılı Neotetis okyanusal kabuğun yitmesine sebep olan Senozoyik Dönemi'nde oluşan kuzey-güney uzanımlı dalma-batma bölgeleri Güneydoğu Avrupa'da Alp Dağları'nın gelişmesine, küçük ve uzunlamasına bir basen olan Doğu Akdeniz'in oluşmasına öncülük etmiştir. Kısaca, Akdeniz'in en doğu kısmı, yaklaşık 5 My'dır devam eden Avrasya ve Afrika levhalarının çarpışmasının da içinde bulunduğu karmaşık levha etkileşimlerinin olduğu kritik bir bölgede yer almaktadır.



Şekil 2.2 Akdeniz'in Geç Triyase Dönemi'ndeki hali. Yeni gelişmeye başlayan okyanus boyunca transform fayların hakim olduğu açılma noktaları vardır. Eski okyanus ise dalma-batma bölgesi boyunca yok olmaktadır ([http://www2.nau.edu/rcb7/paleogeographic\\_alps.html](http://www2.nau.edu/rcb7/paleogeographic_alps.html))

Doğu Akdeniz'in güncel tektoniğinin şekillenmesindeki en önemli unsurlardan kıta-kıta çarpışmasına neden olan levha yakınsaması Kretase Dönemi'nde başlamış,

Pliyosen ve Kuvaterner’de de devam etmiştir. Anadolu mikro levhası, yakınsayan levhalardan batıya doğru kaçarken sıkışmış, dönmüş ve bu şekilde çarpışma sınırının şekillenmesinde önemli bir rol oynamıştır. Doğu Akdeniz Bölgesi’nin tektonik evrimi Helen Yayı’ndaki dalma-batma ve Arap Levhası-Anadolu Mikrolevhası çarpışması ile kontrol edilmektedir (Taymaz, 2004).



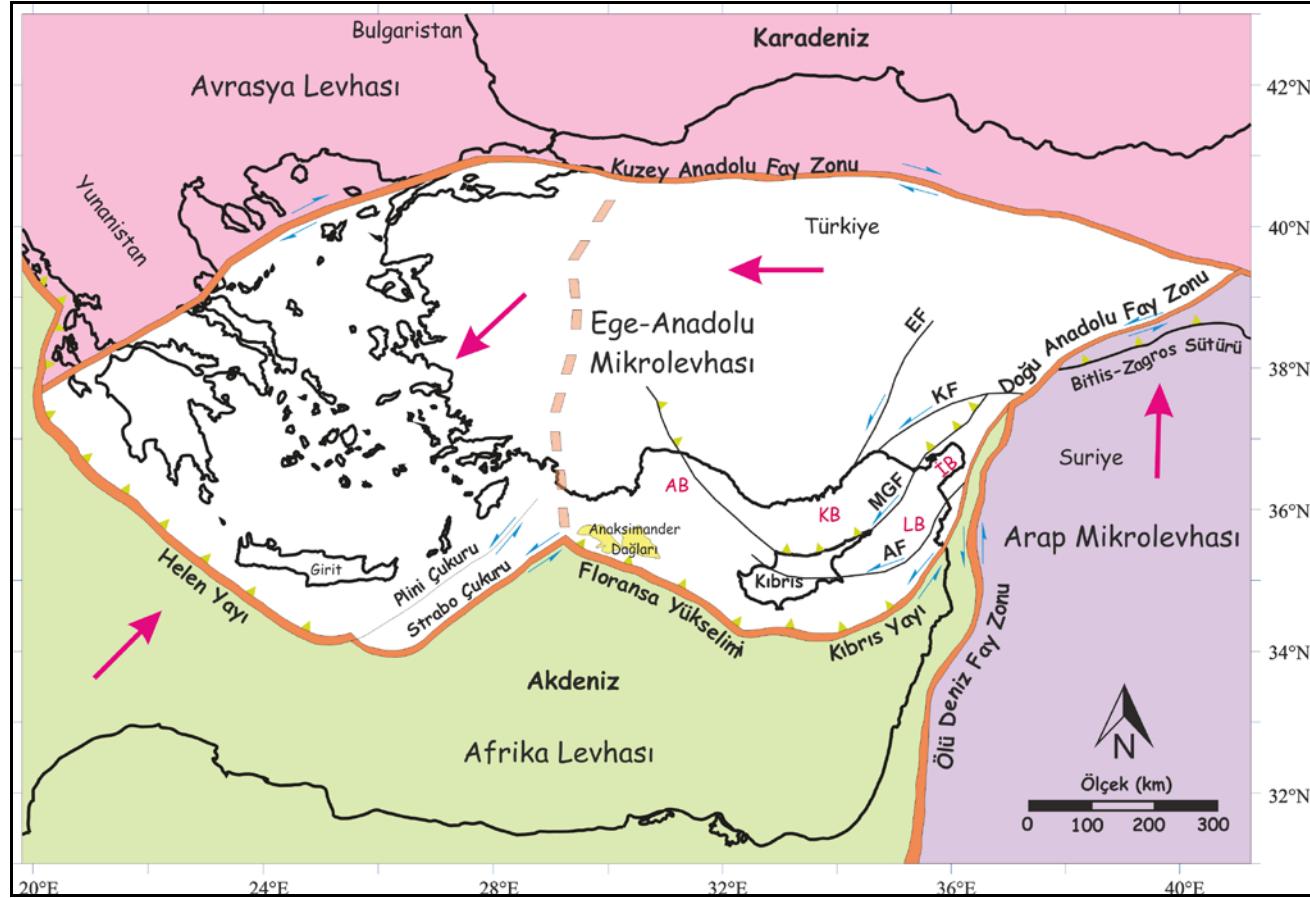
Şekil 2.3 Doğu Akdeniz’in Geç Kretase ve Erken Tersiyer Dönemi’ndeki hali. Açılma noktaları hala batıda devam ederken, doğu bölgede paralel dalma-batma bölgeleri gelişmiştir ([http://www2.nau.edu/rcb7/paleogeographic\\_alps.html](http://www2.nau.edu/rcb7/paleogeographic_alps.html))

Afrika Levhası’nın Batı Türkiye’nin altına batması bütün Ege Bölgesi’nde kıtasal kabuğun gerilmesine neden olurken Türkiye’nin doğusu ise Arap Levhası’nın Avrasya’ya göre batıya doğru hareketi sonucu kıtasal kısalma ve kalınlaşmanın etkisi altındadır. Avrasya ile Afrika levhaları arasındaki ilk çarpışma Arap mikrolevhasının vasıtasıyla olmuştur. Omurgasız paleontolojisi, Avrasya ile Afrika levhasının ilk temasının Bitlis Sütürü’nde Arap mikrolevhası aracılığı ile olduğunu göstermektedir (Görür ve diğ., 1988). Bu çarpışmadan sonra, Arap mikrolevhası ve Afrika levhası,



iki levha arasındaki temas bölgesinin alanını arttırarak kuzeye doğru ilerlemeye devam etmiştir. Geç Miyosen’de Arap Mikrolevhası’nın Avrasya Levhası ile çarpışmasının son evresi Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı boyunca Ege-Anadolu Mikrolevhalarının iki kıtacı transform fay ile batıya doğru kaçmasını başlatmıştır (Şekil 2.4). Bu faylar: Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Transform Fayları’dır (Şengör ve diğ., 1985; Dewey ve diğ., 1986). Kuzey Anadolu fayı sol yanal atımlı iken, Doğu Anadolu fayı sağ yanal atımlı bir faydır. Doğuda Kuzey Anadolu Fay Zonu, Karlıova’da üçlü eklem oluşturarak Doğu Anadolu Fay Zonu ile birleşir (Şekil 2.4). Doğu Anadolu Fay Zonu, Kahramanmaraş yakınlarında Arap, Afrika ve Anadolu Levhaları’nın oluşturduğu üçlü eklem noktasında, Ölü Deniz Fay Zonu ve Amanos Fayı ile birleşir (Şengör ve diğ., 1985; Westaway, 1994; Westaway ve Arger, 1996; McKenzie, 1972; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Hempton ve diğ., 1981; Muehlberger ve Gordon, 1987; Lybérís, 1992; Şaroğlu, 1992, Jackson ve McKenzie, 1984, Chorowicz ve diğ., 1994; Muehlberger, 1981).

Batıda Ege-Anadolu Mikrolevhaları Apulia-Adriyatik platformu ile çarpışır ve bu çarpışma mikrolevhanın Helenik Yayı’na doğru dönmesine neden olur (Taymaz ve diğ., 1991; Manni 1997). Bu şekilde, Ege-Anadolu Mikrolevhaları’nın batıya doğru olan hareketi ve saatin ters yönündeki dönüşü hem Arap Levhası’nın kuzey-kuzeybatıya doğru mikrolevhayı itmesi hem de Afrika Levhası’nın Helen Yayı’nın altına batmasından kaynaklanan çekimi ile kontrol edilmektedir (Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000) (Şekil 2.4). Global okyanus açılması ve depremlerin kayma vektörlerine bağlı olan levha tektoniği çalışmaları, günümüzde Afrika Levhası’nın Avrasya Levhası’na oranla 10 mm/yıl hız ile kuzey-kuzeydoğuya doğru hareket ettiğini ayrıca Arap Mikrolevhası’nın 18-25 mm/yıl hız ile kuzey-kuzeybatıya doğru hareket ettiğini göstermektedir (Jestin ve diğ., 1994; McClusky ve diğ., 2000, 2003) (Şekil 2.5). Afrika Levhası ile Arap Mikrolevhası arasındaki hız farkı sağ yanal atımlı transpresyonel Ölü Deniz Fayı ile karşılanır (Şekil 2.4 & 2.5). Afrika Levhası ve Ege-Anadolu Mikrolevhası arasındaki sınır batıda Helen Yayı ve Plini-Strabo Çukuru ile, doğuda ise Floransa Yükselmesi, Kıbrıs Yayı ve Tartus Sırtı ile belirlenir. Bu iki yayın batı ve orta bölümleri Afrika ve Anadolu Levhaları’nın



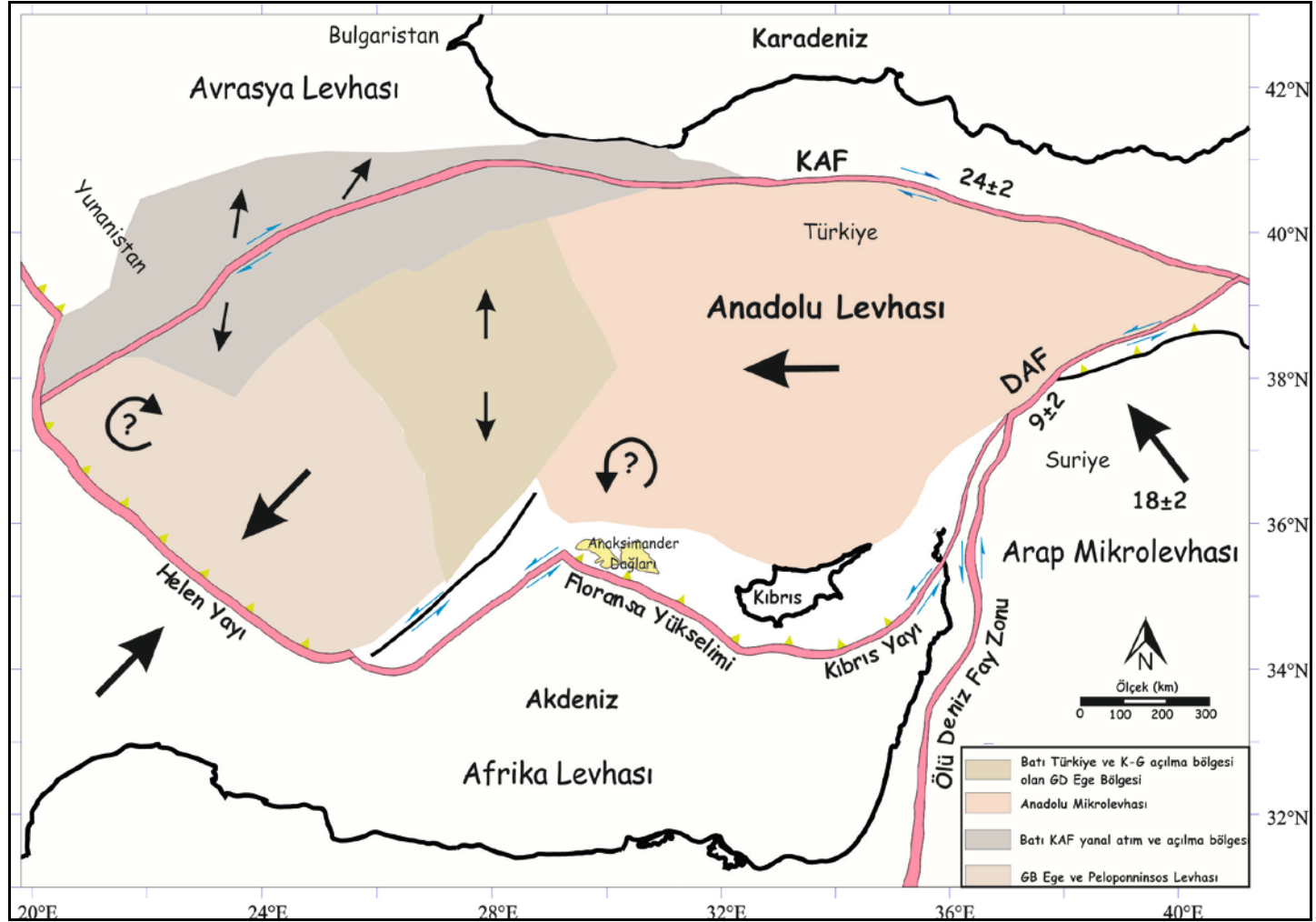
Şekil 2.4 Doğu Akdeniz'in güncel tektonik haritası. Arap Mikrolevhası'nın Anadolu Mikrolevhası'nı batıya doğru itmesiyle, KAF ve DAF boyunca Anadolu Mikrolevhası güneybatıya doğru rotasyonel bir hareket yapar, bunun yanı sıra Afrika Levhası Anadolu Mikrolevhası'nın altına batar. Bu iki tektonik olay Doğu Akdeniz'in tektonik yapısının şekillenmesinde önemli bir rol oynar (Aksu ve diğ., 2005'ten değiştirilerek alınmıştır)

göreceli hareketi dik olarak dalma-batma sütürleri oluştururken, sol yanal transform hareketine sahip Plini ve Strabo Çukurları ve Tartus Sırtı kayma vektörüne paraleldir. Birçok levha ve mikro levhanın sınırları, Doğu Akdeniz bölgesinin belli başlı tektonik yapılarını oluşturur. Bu sınırlar; a-Kuzey Anadolu Fay Zonu, b-Doğu Anadolu Fay Zonu, c- Kıbrıs Yayı ve ona bağlı faylar ve d- Ölü Deniz Fay Zonu'dur (Şekil 2.4). Levha sınırlarında oluşan bu hareketler, bölgenin karmaşık çarpışma tektoniğinden sorumlu yapılardır.

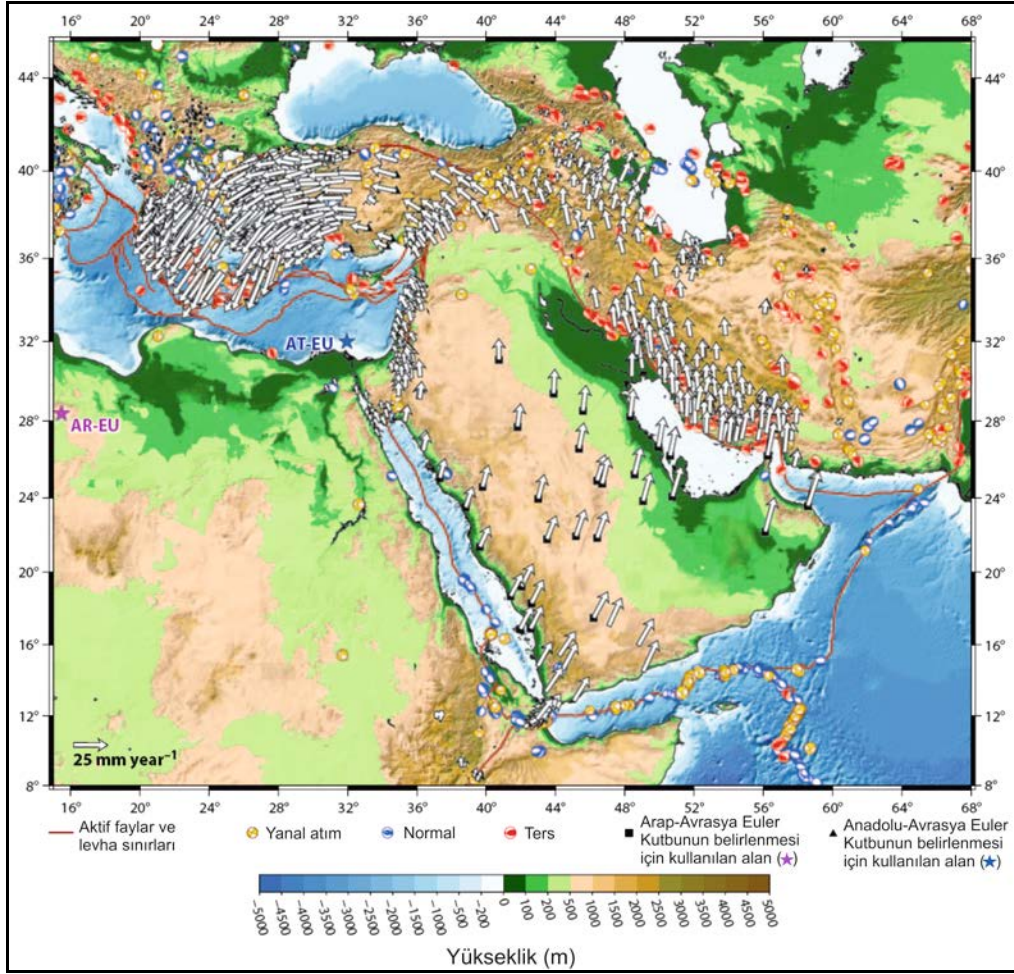
Arap mikro levhası ile Anadolu mikro levhası arasındaki çarpışma Bitlis-Zagros Sütürü'nde meydana gelmiştir (Şekil 2.4). Bu iki mikro levha arasındaki çarpışma Anadolu mikro levhasının, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca batıya doğru kaçmasına sebep olmuştur. Anadolu mikro levhasının batıya doğru kaçışına, Kuzey Anadolu Fayı'nın yay şeklindeki iz düşümü kaynaklı bir rotasyon eşlik etmektedir (Şekil 2.4 & 2.5 & 2.6).

Arap mikro levhası Avrasya levhası ile çarpıştığında, Afrika levhası güneybatıya doğru kaçan Anadolu mikro levhasının Güney kenarının altına batar. Bu çarpışma batı-doğu uzanımlı bir yay karmaşası boyunca olur; Helen Yayı, Plini-Strabo Çukuru, Floransa Yükselimi ve Kıbrıs Yayı (dalma-batma yayları), Batı Toros Sırtı, Nahir el Kebir Fayı, Amik Transfer Zonu ve Amanos Fayı bu yay karmaşasının elemanlarıdır. Bu kompleks dalma-batma yayının doğu bölümü, Floransa Yükselimi'ne erişinceye kadar kavisli şekildedir. Floransa Yükselimi'nin batısı, Anaksimander denizaltı dağlarının olduğu bölgenin içinde, Plini-Strabo Çukuru yay kompleksinin kalan kısmını Girit Adası'nın güneydoğusuna doğru iteler (Şekil 2.4).

Kıbrıs Yayı'nın kuzeyinde bu yapıya paralel olan ve bu yayın kavisini taklit eden üç yapı bulunur. Bunlar sırasıyla; 1- Misis-Girne Uzanımı ve onun karadaki devamı olan Misis Dağları ve Kuzey Kıbrıs'taki Girne Yükseltisi, 2- Kilikya-Adana Baseni, özellikle günümüzde basen olan ve bu çalışmanın başlığı olan Kilikya Baseni ve 3- Güney Türkiye'deki Toros Dağları'dır (Şekil 2.4).



Şekil 2.5 Anadolu Levhası'na ve civarına ait hareket vektörleri. Anadolu Levhası'nın batıya doğru hareketi Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları ile sağlanmaktadır (Taymaz ve diğ., 2007'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 2.6 Avrasya'ya bağımlı GPS vektörleri. Daha açık bir şekil için belirsizlikler haritadan çıkarılmıştır. Şekil üzerindeki kare ve üçgen, Arap-Avrasya ve Anadolu-Avrasya Öler kutbunu göstermektedir (Pichon & Kreemer, 2010'dan değiştirilerek alınmıştır)

Misis-Girne Uzanımı, Kıbrıs'ın kuzey ucunda bulunan Girne Yükseltisi'nden, güneydoğudaki Misis Dağları'na kadar uzanan deniz tabanındaki pozitif batimetrik anomalidir. Bu uzanım, kendisi boyunca uzanan transtansiyonel bir fay zonu olan Misis-Girne Fay Zonu'nun sınırlarını oluşturur. Bu uzanım, Kilikya Baseni'ni kuzeyden Latakya ve güneyden İskenderun Basenleri ile birbirinden ayırır. (Şekil 2.4).

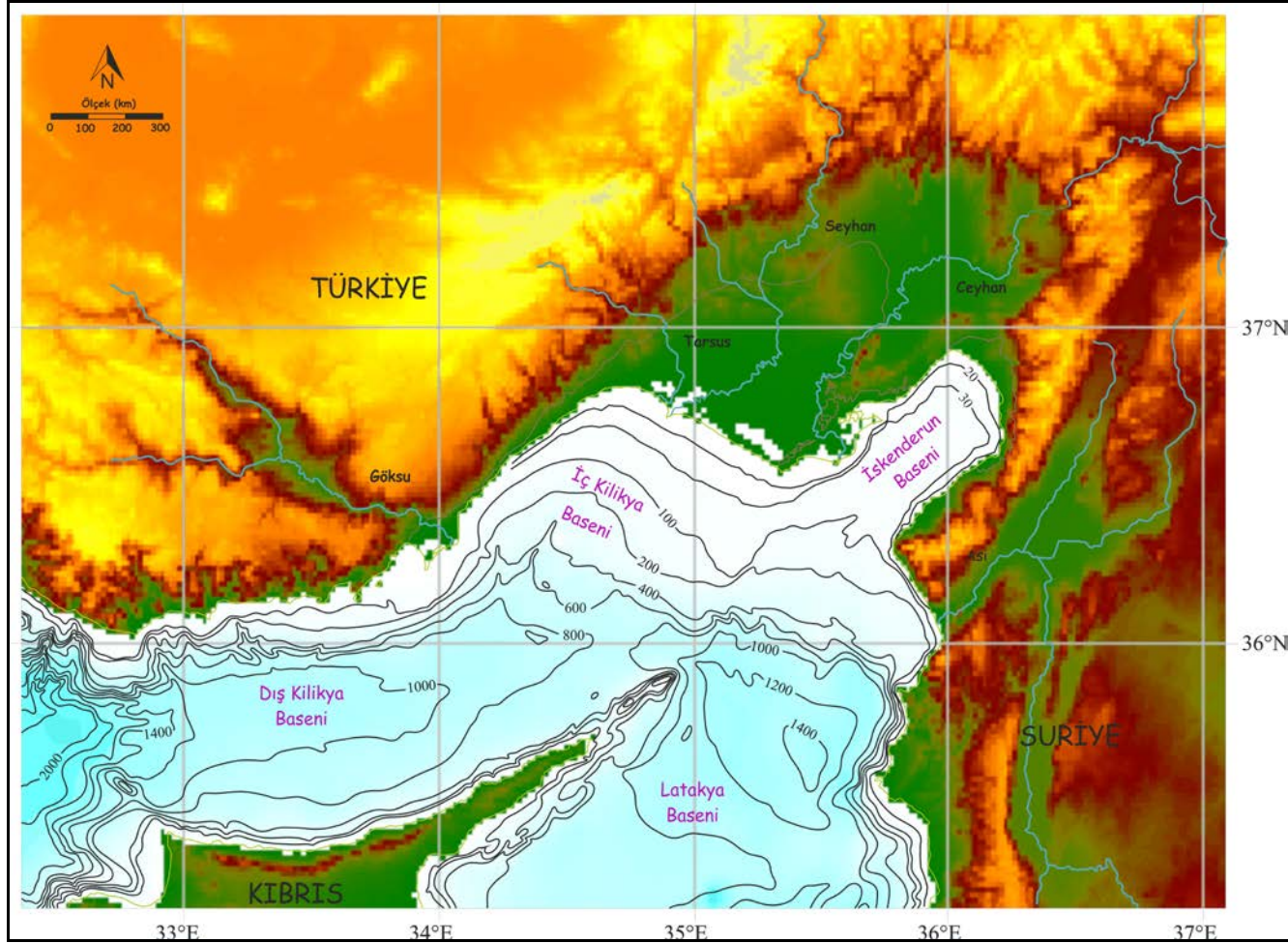
Anadolu levhasının güney kıyısı boyunca temel geç Senozoyik depolanma merkezleri Adana-Kilikya-İskenderun basen kompleksi ile Antalya ve Latakya basenleridir (Şekil 2.4). Bu basenler günümüzde yay ardında yerleşmiş ve karmaşık

mikroplaka yapıları ile aktif orojenik alanlardaki depolanma yerlerindeki sedimentlerin evrimi ve tektoniğine ait çalışmalar için bir laboratuvar özelliği taşımaktadır. Neojen-Kuvaterner daltaik sedimanlarla dolu olan Adana Baseni, Kilikya ve İskenderun Basenleri'nin sahildeki uzantısını temsil etmektedir. Bu üç basen Kıbrıs ve Türkiye arasındaki az çok geniş yarı kapanmış depolanma merkezlerini oluşturur (Ergün ve diğ., 1999).

Kilikya-Adana Baseni, Girit Yükseltisi'nin, Misis-Girit Uzanımı'nın ve Misis Dağları'nın kuzeyinde yer alır. Basenin deniz seviyesi üzerindeki kısmı Adana Baseni, deniz seviyesinin altındaki kısmı da Kilikya Baseni olarak adlandırılır (Şekil 2.7). Kilikya Baseni ise yapısal şekilleri birbirinden farklı birbirinden kolayca ayrılabilen iki parçaya ayrılmıştır. KD-GB uzanımlı, doğu kısım İç Kilikya Baseni, D-B uzanımlı batı kısmı ise Dış Kilikya Baseni olarak adlandırılır (Şekil 2.7). Bölgenin batimetri haritasında görüldüğü gibi Dış Kilikya Baseni, İç Kilikya Baseni'nden daha derindir ve orta Dış Kiliya Basenin'de 1000 m'ye ulaşır. (Şekil 2.7). Kuzeydoğu Akdeniz'de deniz tabanı morfolojisi ana tektonik yapılar ve bölgeye akan büyük nehirlerin getirdiği sedimanlar ile kontrol edilmektedir.

Çalışma alanında, kıtasal şelfin genişliği genelde 5 km'den daha azdır fakat günümüz deltalarında 45 km'ye kadar genişleyebilmektedir. Kıbrıs'ın kuzey ucundan, Türkiye'nin güneyindeki Misis Dağları'na uzanan KD-GB uzanımlı bir sığ bölge Kilikya Baseni'nin Latakya Baseni'nden ayırır. İlk çalışmalarda, İç Kilikya Baseni'nden evaporit çökeliminin sadece derin Dış Basen'de gerçekleştiği, İç Kilikya Baseni'nde olmadığı düşünülmüştür (Mulder, 1973). Fakat daha sonraki çalışmalarda, derin kısımlarda olduğu gibi sığ kısımlarda da yani İç Kilikya Baseni'nde de evaporit çökelimi olduğu görülmüştür (Aksu ve diğ., 1992a, Aksu ve diğ., 2005, Bridge ve diğ., 2005).

Kilikya Baseni'nin kuzey sınırını oluşturan Toros Dağları, Avrasya ve Arap Levhası'nın çarpışması ile sonuçlanan kuzey-güney kısalmanın ilk sonuçlarından biri olarak Oligosen Dönemi'nde oluşmuştur (Rögl ve diğ., 1977). Toros Dağları'nın

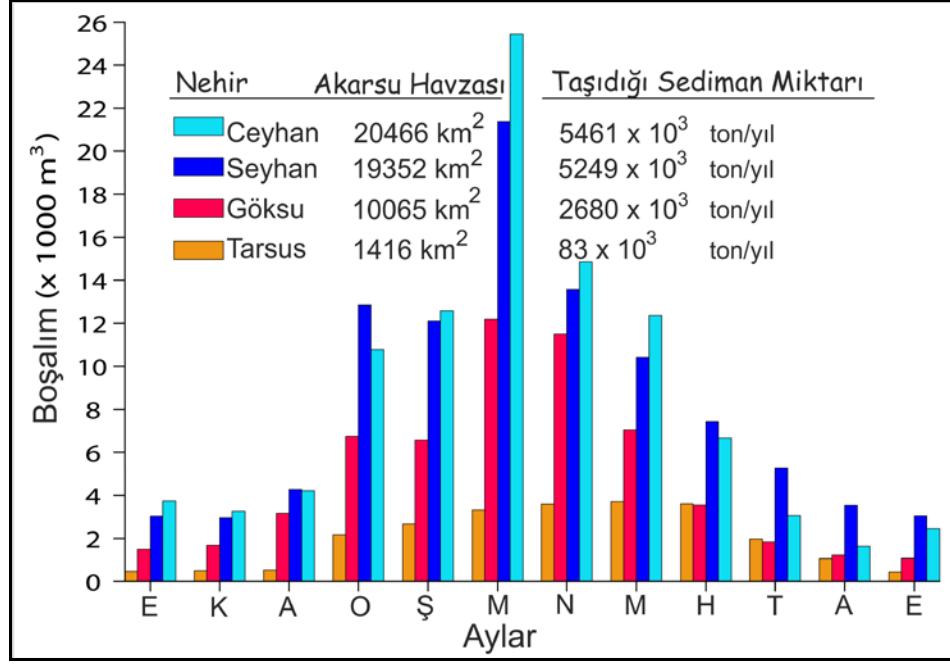


Şekil 2.7 Çalışma alanının bulunduğu Kilikya Baseni, bu baseni çevreleyen komşu basenler ve Kilikya Baseni'ni besleyen Göksu, Tarsus, Seyhan ve Ceyhan nehirleri (Batimetri haritası International Bathymetric Chart of the Mediterranean, 1981'den alınmıştır)

yükselmesi ve sonradan erozyona uğraması Seyhan, Ceyhan, Tarsus ve Göksu nehirlerini besleyen sedimanların kaynağı olmuştur (Aksu ve diğ., 1992) (Şekil 2.7).

Ceyhan, Seyhan, Tarsus ve Göksu nehirleri ile taşınan aşınma sedimanları Kilikya-Adana Baseni'ni doldurur. Bu dört nehir içerisinde yıllık drenajı en fazla olan ve Akdeniz'e en çok sediman taşıyan Ceyhan nehridir. Daha sonra sırası ile Seyhan, Göksu ve Tarsus nehirleri gelmektedir (Şekil 2.8). Türkiye'nin en önemli akarsularından birisi olan Ceyhan nehrinin uzunluğu 509 km.dir. Elbistan'ın 3 km Güneydoğusunda, Pınarbaşı Mevkii'nden doğan ve Elbistan'ın ortasından geçen Ceyhan Nehri Akdeniz Bölgesi'nin en büyük akarsularındandır. Çukurova'da geniş bir delta oluşturan bu nehir Akdeniz'de İskenderun Körfezi'ne dökülür. Seyhan Nehri'nin uzunluğu 560 km'dir ve Çukurova'nın en batı kesiminde, Adana-İçel sınırında Deli Burnu'nda Akdeniz'e dökülür. Tarsus Nehri'nin uzunluğu ise 142 km'dir ve Seyhan ağzı yakınında Akdeniz'e dökülür. Çalışma alanı Dış Kilikya Baseni'nde yer aldığı için, bu alana en çok sediman akışı ise Göksu Nehri tarafından sağlanmaktadır. Göksu nehri 260 km uzunluğundadır ve aşağı yukarı aynı uzunlukta iki kolu vardır, kuzey kolu Gökçay güney kolu ise Gökdere'dir. Bu iki kolun kaynağı da Toros Dağları'dır. Bu iki kol Karaman-Ermenek'i geçtikten sonra Mut'un güneyinde birleşerek Göksu adını alır ve daha sonra Taşucu ile Silifke arasında Akdeniz'e dökülür. İç ve Dış Kilikya Baseni'ne dökülen bu dört nehrin taşıdığı sedimanlar, tektonik kontrollerin dışında basenlerin morfolojik yapısının gelişmesinde rol oynarlar.





Şekil 2.8 Kilikya Baseni'ni besleyen nehirlerin aylara göre boşaltım miktarları ve basene taşıdıkları yıllık sediman miktarı (Aksu, 2009'dan değiştirilerek alınmıştır)

## **BÖLÜM ÜÇ**

### **MESİNIYEN TUZ KRİZİ**

Akdeniz'deki Tuz Krizi geç jeolojik kayıtlar içinde, çevresel değişimlere ait en büyük örneklerden biridir. 1971 yılında Derin Sondaj Projesi (Deep Sea Drilling Project) XIII. ayağında Akdeniz'de Mesiniyen yaşlı evaporit istifleri görülmüştür (Hsü ve diğ., 1973). Araştırmacılar için, derin su şartlarında çökelmiş sedimanların arasında kalan bu tuz katmanı yeni araştırmalara ışık tutmuş ve Akdeniz'in bu dönemde tamamen kuruduğu kanıtlanarak bu kurumunun nasıl gerçekleştiği konusunda modeller ortaya atılmaya başlanmıştır.

Orta Miyosen'de (14 Myıl önce), Afrika kıtası'nın saatin ters yönüne dönüşü ve kuzeye doğru kayması Mesozoyik Neotetis'in daralmasına ve bu şekilde Hint-Pasifik Okyanusu ile bağlantısının kopmasına neden olmuştur (Gvirtzman ve Buchbinder, 1978). Fakat bu dönemdeki Neotetis'in su akışı Atlas Okyanusu ile sağlanmaya devam etmekteydi. Geç Miyosen (5.9 Myıl önce) dönemindeki tektonik yükselme, deniz seviyesi değişimleri ve mevsimsel etkiler gibi şartlardan dolayı Atlas Okyanusu ile bağlantının daralması, o dönemde Akdeniz'e akan fazla akarsu olmaması ve buz kütesinin arttığı döneme denk gelmesinden dolayı Mesiniyen Tuz Krizi başlamıştır (Hsü ve diğ., 1973). Suyun kesilmesi ve yüksek buharlaşma değerleri, Akdeniz'de deniz seviyesinin düşmesi, tuz konsantrasyonunun artması ve tuzun çökmesi ile sonuçlanmıştır (Şekil 3.1). Erozyon tabanının alçalması ile drenaj kanallarının, kıtasal şelfte kanyonların ve vadilerin oluşmasına neden olmuştur (Garfunkel ve diğ., 1979; Almagor ve Garfunkel, 1979).

Akdeniz'deki Mesiniyen Tuz Krizi, 640000 yılda toplam  $10^6$  km<sup>3</sup> evaporit üreterek en önemli evaporit olayları arasında yerini almıştır. Bu hacimde evaporit üreten diğer tuz krizleri (örn. Permian döneminde doğu Avrupa (Zarkhov, 1981)) birkaç milyon yıla yayılırken, MTK'nin bu kısa zamanda aynı hacimde evaporit üretmesi onu daha önemli bir yere koymuştur. Mesiniyen Tuz Krizi süresince Akdeniz, çeşitli jeodinamik koşulların yarattığı farklı büyüklükteki ve derinlikteki birçok baseni kapsayan karmaşık paleocoğrafya ile tanımlanmıştır. Bu basenler genel

hali ile günümüz derin alanları kapsayan geniş ve derin basenler ve genelde karada olan küçük ve sığ basenler olarak iki gruba ayrılmıştır (Şekil 3.2).

Akdeniz’de kalınlığı 1600 m’ye varan evaporit çökelleri daha çok derin basenlerde görülürken daha ince olan evaporit çökelleri daha küçük basenlerde görülmektedir (Cita ve diğ., 1978; Hsü ve diğ., 1973, 1975, 1978; Rouchy, 1982a). Özellikle Doğu Akdeniz’de görülen kalınlığı 3500 m’ye ulaşan evaporitlerin tektonik ve eğim aşağı



Şekil 3.1 Mesiniyen Tuz Krizi boyunca Akdeniz’de gerçekleşen olaylar

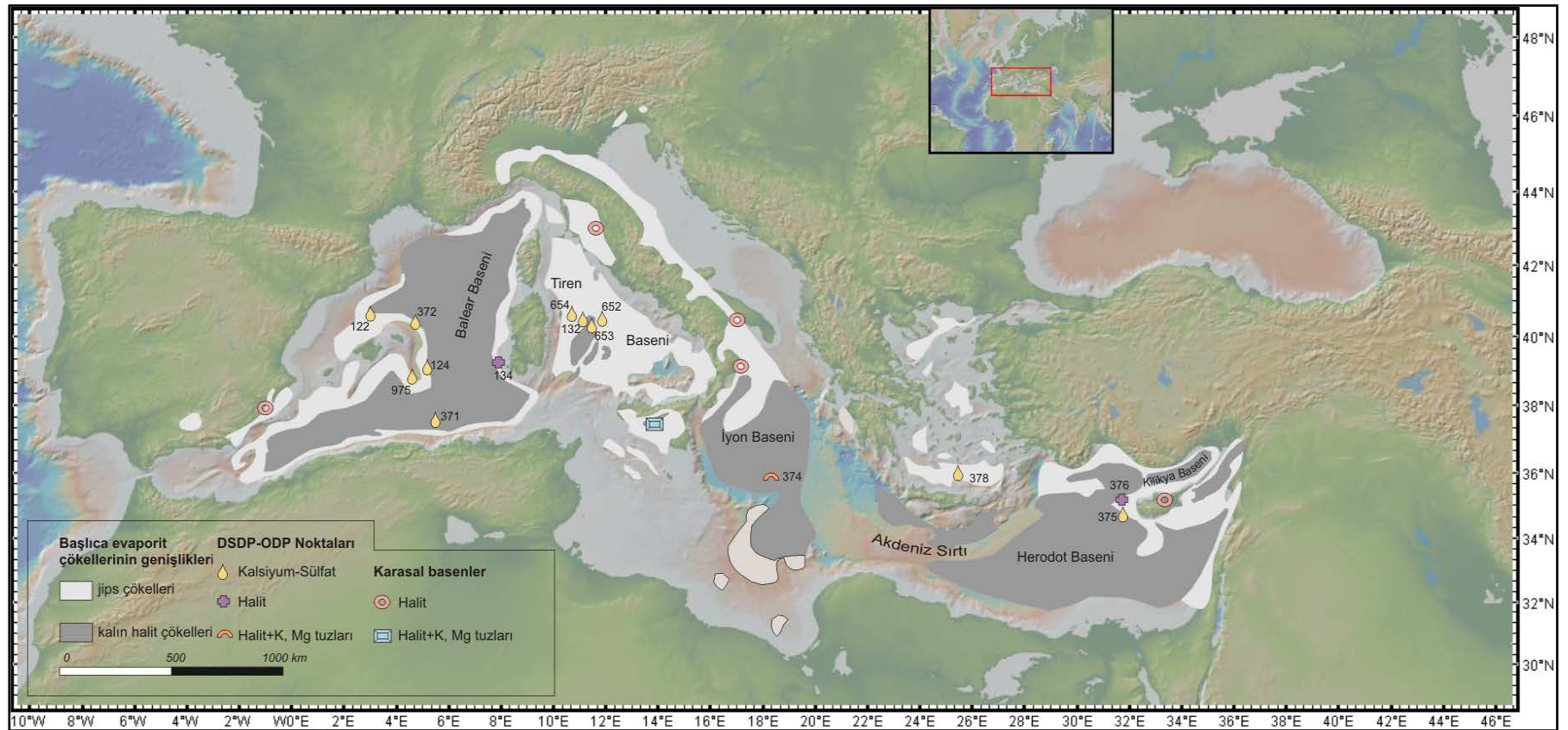
kayma nedenli kalınlaşmadan ileri geldiği düşünülmektedir. Derin basenlerde, evaporitler, alt ve üst evaporitler olarak ikiye ayrılmıştır. Üst evaporit birimi jips ve kireç taşı, kil taşı gibi evaporit olmayan çökellerin ardalanmasından oluşmaktadır. Alt evaporitler, içinde potasyum ve magnezyum tuzları içeren kalın ve masif halit biriminden oluşmakta iken, bu birimin altında içeriğinin belirsiz olduğu “tuz öncesi evaporitler” vardır.

Bu beklenmedik olayın ortaya çıkması XX. yy'ın ortalarından beri süre gelen birçok araştırmanın ve tartışmanın başlamasına neden oldu. 1990'ların ortalarından sonra araştırmaların artması ile, Akdeniz alt basenleri arasında ve Akdeniz ile diğer okyanuslar arasında yüksek çözünürlüklü korelasyonlar yapılmaya başlandı ve bu krizi açıklamaya çalışan ve önceki basit modelleri sorgulayan bir çok model ortaya atıldı (Butler ve diğ., 1995; Clauzon ve diğ., 1996; Krijgsman ve diğ., 1999a,b; Riding ve diğ., 1998).

Ortaya konan bütün modeller Mesiniyen tuz krizinin başlangıcının, tektonik ve buzula bağlı östatik koşulların Akdeniz'i kademeli olarak küçültmesi ve sonunda açık okyanustan tamamen kopması sonucu olduğuna hemfikirdir. Fakat bu modeller evaporit çökmesinin ana aşamalarının dağılımı ve kronolojisi, bazı basenlerin paleocoğrafik konumları, suyun geri çekilme evrelerinin ve buna bağlı olarak gerçekleşen erozyonal dönemlerin önemi ve zamanlaması ve evaporit çökmesi sırasındaki su derinliği konularında farklılık göstermektedir. Kısaca Mesiniyen Tuz krizi ile ilgili önerilen farklı senaryolar 1995 öncesi çalışmalar ve 1995 sonrası çalışmalar olarak iki grup altında toplanabilir.

### **3.1 1995 Öncesi Çalışmalar**

1990'ların ortasına kadar, yukarıda açıklanan alt evaporit ve tuz öncesi evaporitlerin, buldukları tektonik sistemi göz ardı ederek, bütün Akdeniz'i etkilediği düşünülmekteydi ( Decima & Wezel, 1973; Cita et al., 1978; Hsü et al., 1973, 1978; Rouchy, 1982a; Rouchy & Saint Martin, 1992). Genel olarak kabul gören inanış ise, denizel şartların, Lago-Mare olarak adlandırılan tatlı su girişinden sonra, erken Pliyosen'de hızlı şekilde geri geldiği idi. Evaporitler, derinliği deniz seviyesinin 1000 metre altına düşmüş olan sığ tuzlu su havuzlarında oluşmuşlardı. Fakat yumuşakçalar ve mikrofosillerle karakterize edilen en son Mesiniyen tatlı su girişimi ile ilgili iki farklı yorum vardı. Bazı yazarlar, bu hidrolojik değişimin Paratetis sularının kurumuş olan Akdeniz'e akması ile açıklarken (Cita ve diğ., 1978; Hsü ve diğ., 1973), diğer grup ise deniz suyunun girişinin azalması ve karasal suları



Şekil 3.2. Batı ve Doğu Akdeniz'deki tuz dağılımı, bu tuzların kimyasal yapıları ve Derin Sondaj Projesi (ODP) kapsamında yapılmış sondajların lokasyonları (Hudec & Jackson, 2007den değiştirilerek alınmıştır)

girişinin artması ile ortaya çıkan su dengesindeki değişim ile açıklamaktaydı. (Orszag-Sperber ve diğ., 2000; Rouchy, 1982a; Rouchy ve Saint-Martin, 1992).

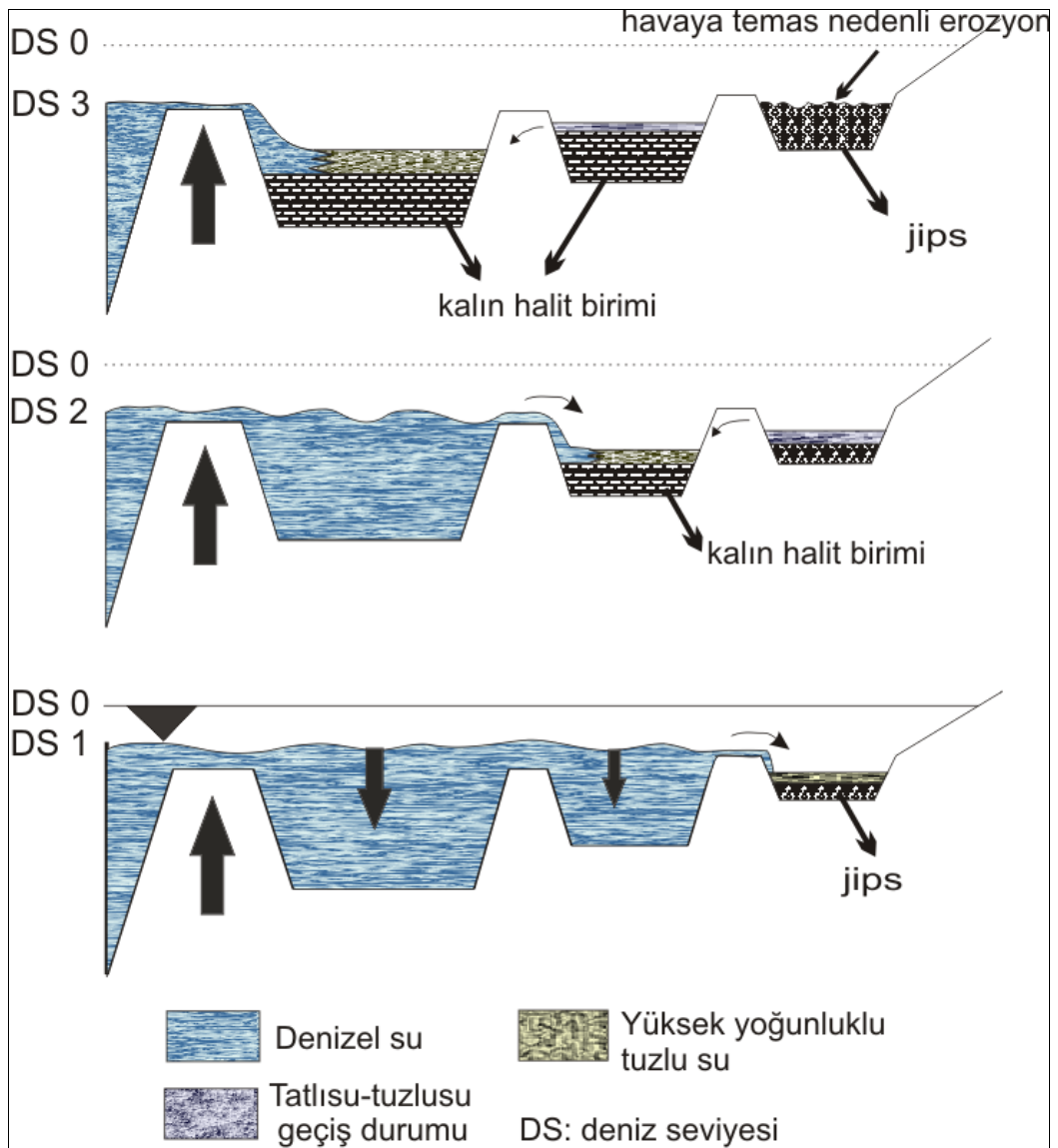
Mesiniyen Tuz Krizi boyunca Akdeniz seviyesindeki büyük düşüş dolayısı ile, bütün Akdeniz sınırları sismik hatlarda erozyonal yüzey ile kendini gösteren yoğun erozyon süreçlerine maruz kalmışlardır (Ryan ve Cita, 1978). Bazı yazarlar Mesiniyen Tuz Krizi sırasında bu yüzeyin bir çok defa kurumaya maruz kaldığı düşünmüşlerdir ve sonunda evaporit bölgesel farklılıklara maruz kalarak küçük basenler büyük basenlere doğru ötelenen ve zaman ortamında değişen bir olay olduğunu ortaya koymuşlardır (Rouchy, 1982a; Rouchy ve Saint-Martin, 1992).

### 3.2 1995 Sonrası Çalışmalar

Bu dönemde yapılan çalışmalar başlıca hidrolojik ve sedimentolojik değişimlerin zamanlaması ve evrimi konusunda farklılıklar gösterse de, en çok kabul gören model önceki çalışmaların derlenmesi ile ortaya çıkan modeldir (Cite ve diğ., 1978; Hsü ve diğ., 1973, 1978; Rouchy ve Saint-Martin, 1992). Bu çalışmalar bütün Akdeniz'i etkileyen ve "alt ve üst evaporitler" olarak adlandırılan iki temel evaporit çökelim evresinden bahsetmektedir. Farklı büyüklükte ve derinlikteki basenlerin paleocoğrafik konumları ve farklı basenler arasında su giriş çıkışını kontrol eden eşikler evaporit dağılımını ve evaporit çökeliminin farklılıklarının nedenleri olmuşlardır. Bu kısıtlamalar her evrede ve her farklı basende evaporit çökeliminin zamanında ufak bir ötelenmeye sebebiyet vermiştir (Şekil 3.3). Akdeniz'deki bu şekilde bir basen dağılımının gözler önüne serilmesi ile, Mesiniyen Tuz Krizi'nin bütün Akdeniz basenlerinde aynı zamanda başladığı fikrinden uzaklaşmıştır.

Mesiniyen Tuz Krizi, günümüz kara basenlerinde 6.14-5.96 Myıl önce başlamıştır. Derin Akdeniz basenlerinde ise, suyun buharlaşma süresinin uzunluğundan dolayı, bu aralığın geciktiği düşünülmektedir (Rouchy & Caruso, 2006). Hem üst hem de alt evaporitlerde görülen denizel mikroorganizmalardan dolayı bu iki dönemde de, her ne kadar kısıtlı olsa da, tuzlu deniz suyu girişinin var olduğunu kanıtlamıştır. Tuz Krizi'nin asıl nedeni Atlas Okyanus'u ile Akdeniz'in,

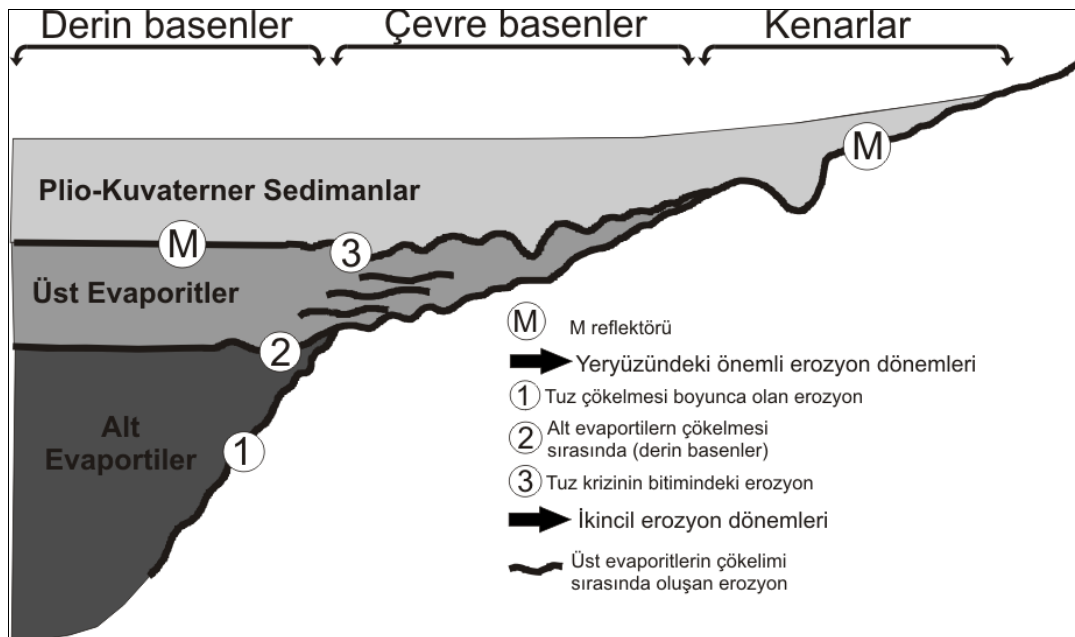
Atlantik deniz yollarının tektonik nedenli kapanmasından dolayı, arasındaki ilişkinin azalması olarak görülmektedir. Fakat sadece bu sebep, oluşan evaporit hacmini ve kriz döneminde meydana gelen karmaşık hidrolojik ve sedimentolojik değişimleri açıklamaya yetmediğinden böyle bir olayı açıklamak için farklı faktörlerin de devreye girdiği düşünülmüştür. Küresel deniz seviyesi değişimleri deniz yollarının daralmasında kuvvetlendirici ya da azaltıcı etki göstermiştir, ayrıca bölgesel iklim değişiklikleri tuzlu su yoğunluğunda ve sedimanların mineralojisinde önemli bir rol oynamıştır.



Şekil 3.3 Farklı derinlikteki, birbirine bağlantılı olan basenler sisteminde evaporit koşullarının değişmesi (Hudec & Jackson, 2007'den değiştirilerek alınmıştır)

Mesiniyen Tuz Krizi boyunca bütün Akdeniz farklı dönemlerde, suların alçalmasından dolayı, yeryüzünde erozyona maruz kalmıştır. Derin basenler alt evaporitlerin çökelişi boyunca ve sonunda, üst evaporitlerin çökelişinin sonunda erozyona maruz kalmışken, sığ basenler ve derin basenlerin çevresindeki nispeten daha sığ olan basenler, çökeltme farklılıklarından dolayı, üst evaporitlerin çökelişi sırasında ve sonunda erozyona maruz kalmışlardır (Şekil 3.4). Bu erozyonal uyumsuzluk yüzeyleri sismik kesitlerde izlenebilmektedir (Rouchy & Caruso, 2006).

Mesiniyen Tuz Krizi'nin sonlanması, Mesiniyen dönemi sonundaki tatlı su girişi (Birçok bilim adamı tarafından Lago-Mare ("göl-deniz") olayı olarak adlandırılmaktadır) ve Pleyistosen'in başında denizel şartların tekrar sağlanması ile sona ermiştir. Üst evaporitlerin üstündeki bu dönemlere ait birim litolojik olarak bir basenden diğerine değişmektedir (Rouchy & Caruso, 2006). Bölgesel koşullar ve basenlerdeki farklı deniz tabanı seviyeleri bu farklılıkların oluşmasına öncülük etmişlerdir.



Şekil 3.4 Erozyonal yüzeylerin farklı evaporit dönemleri ile bağlantısı (Huden & Jackson, 2007'den değiştirilerek alınmıştır)

Sonuç olarak, Mesiniyen Tuz Krizi'nin başlaması ve bu kriz sonucu çökelen evaporitlerin kimyası, bu değişimlerin olduğu bölgenin paleocoğrafik, tektonik,



sedimentolojik ve hidrolojik koşullara bağlı olduğu görülmüştür. Genel hali ile alt evaporitler, yani kalın halit birimi, deniz suyu seviyesinin en düşük olduğu dönemde yaklaşık olarak 5.96-5.57 Myıl önce çökelmiştir. Ayrıca alt evaporitler yeryüzünde erozyona en fazla maruz kalan birim olmuştur.

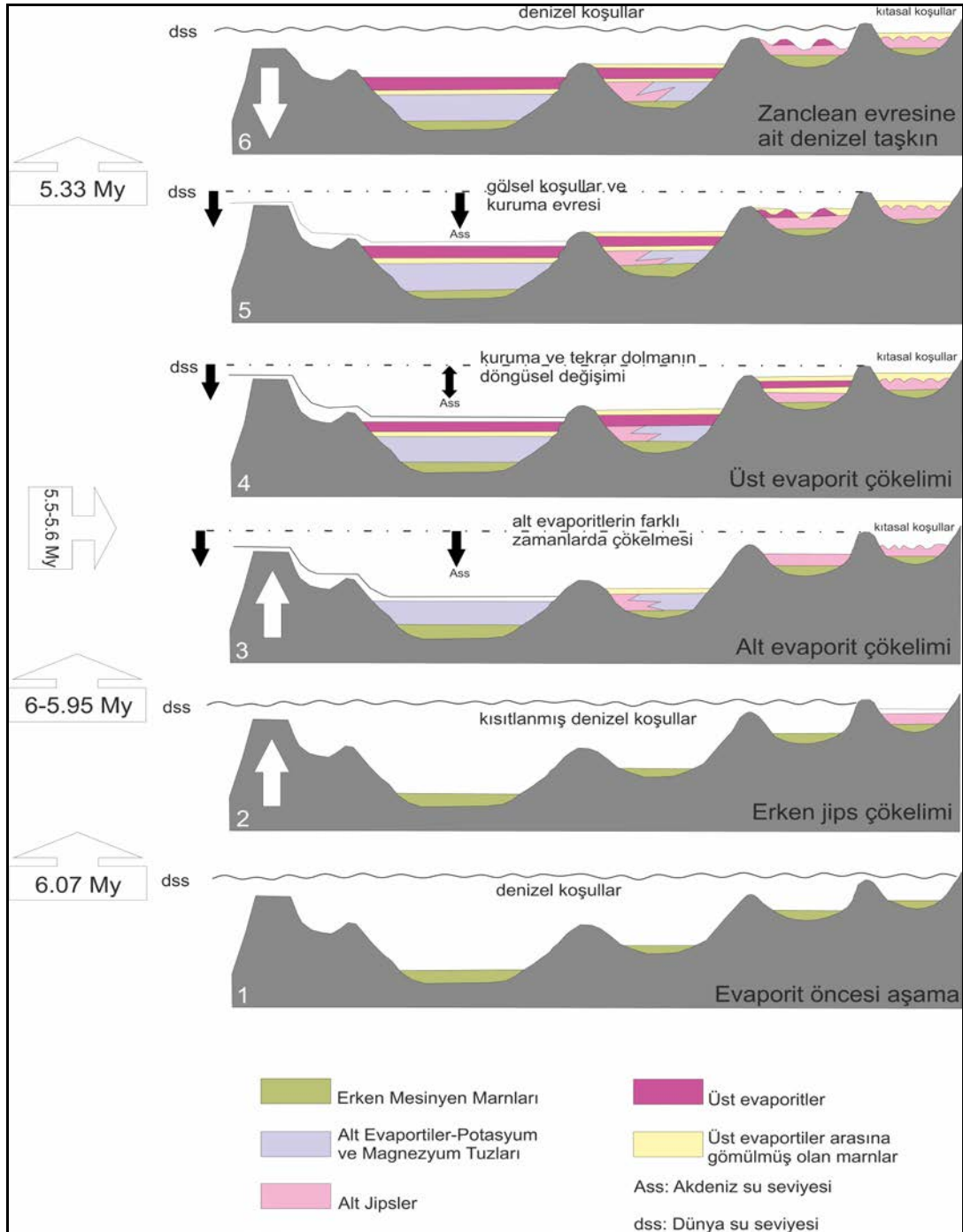
Üst evaporitler ise tektonik etkini en fazla olduğu dönemde, derin basenlerde üst evaporitlerden sonra, sıg ve çevresel basenlerde ise alt evaporitlerin varlığı olmadan ve yaklaşık olarak 5.57-5.33 Myıl önce çökelmiştir. Ayrıca bu birim, çökelediği süre boyunca birçok erozyonal döneme maruz kalmış ve bu yüzden kendi içinde erozyona bağlı uyumsuzluk yüzeyleri oluşmuştur. Mesiniyen döneminin sonunda tatlı su girişinin artması ile litolojisi basenden basene değişen birimler çökelmiştir. Son olarak Pleyistosen'de Zanclean evresinde denizel koşulların geri gelmesi ile tuz krizi sona ermiştir (Şekil 3.5).

### **3.3 Evaporit Dağılım Modelleri ve Kilikya Baseni**

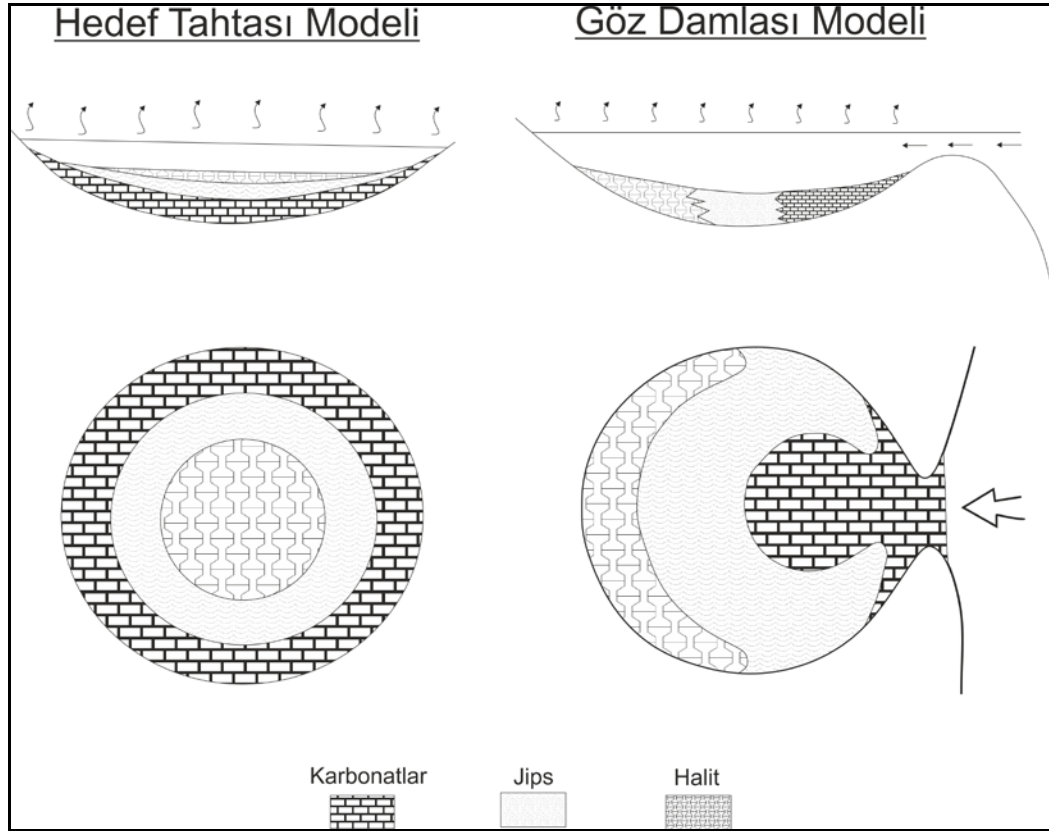
Bir basen içerisindeki evaporit dağılım türü, basenin geometrisine bağlıdır. Yalıtılmış basenler, en az çözünen tuzun (ör. karbonat) en dış halkayı oluşturduğu ve merkeze doğru çözünebilirliği artan tuzların sırasıyla diğer halkaları oluşturduğu ve nihayet merkezde en çok çözünen tuzların (anhidrit ve halit) çökelediği hedef tahtası biçiminde evaporit çökelim modeli oluşturmaya meyillidirler (Şekil 3.5). Kısıtlanmamış basenlerde ise damla şeklinde bir evaporit çökeli mi gözlenmektedir. Bu modelde karbonatlar basenin açık kalan ağzının yanında çökelirken, anhidrit ve halit ise basenin açık tarafından uzakta, basenin sonlarına doğru çökelirler (Şekil 3.5). Akdeniz basenlerinin içindeki evaporit dağılımının türüne ait çalışmalarda, bir çok evaporitin birçok yalıtılmış basende tipik bir çökelim şekli olan hedef tahtası şeklinde çökelediği görülmüştür (Hsü ve diğ., 1973).

Doğu Akdeniz'in batimetrisi incelendiğinde, Kilikya Baseni deniz tabanının, Doğu Akdeniz'in ana parçasının deniz tabanına göre daha yüksekte olduğu gözlemlenmektedir. Bu sebeple, Mesiniyen deniz seviyesindeki küçük değişimler Akdeniz Baseni'nin orta kısmını etkilemiş olduğu düşünülürken daha yüksekte

bulunan Kilikya baseni üzerinde hiçbir etkisi bulunmadığı düşünülmektedir. Akdeniz'in yaşadığı herhangi bir dolundan faydalanamayan Kilikya Baseni'nde



Şekil 3.5 Mesinyen Tuz Krizi'nin önemli aşamalarını gösteren diyagram. Buna göre denizel koşulların kısıtlanması ile tuz krizi başlamış ve Zanclean evresinde büyük taşkından sonra tuz krizi sona ermiştir (Hudec & Jackson, 2007'den değiştirilerek alınmıştır)

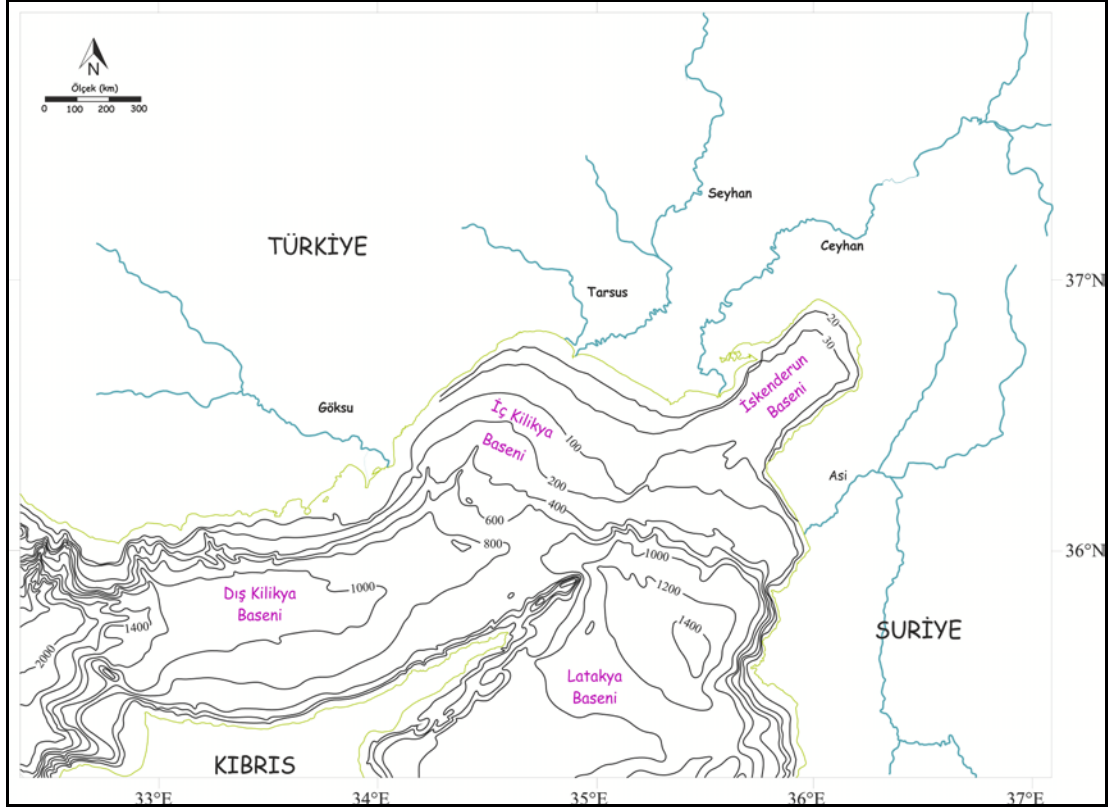


Şekil 3.6 Farklı basen koşullarına ait evaporit çökeltme modelleri. Tamamen su girişi durmuş basenden evaporiti çökeltimi hedef tahtası şeklinde olacaktır. Fakat yarı sınırlandırılmış basenlerde su girişi bir noktadan sağlandığı için evaporiti çökeltimi göz damlası şeklinde olur (Hsü, 1973'den değiştirilerek alınmıştır)

Akdeniz baseninin orta kısmında gözlenen 2 km'den kalın evaporit istiflerinin görülmesi beklenmemektedir.

Kilikya Baseni, iç baseni dış basene göre daha yüksek olan batıya doğru eğimli bir deniz tabanına sahiptir (Şekil 3.7). Eğer Mesiniyen Dönemi'nde de bu konumlar korunduysa, deniz seviyesindeki küçük bir artış sadece dış baseni etkileyip, iç basene her hangi bir etki yaratmamış olması gerekir. İç ve Dış Kilikya Basenleri'ndeki evaporitlerin özelliklerini (bileşimi, kalınlığı vs.) inceleyerek bu ortaya atılan tez hakkında kesin sonuca varılabilir. Fakat Kilikya Baseni'ndeki kuyu verileri sadece İç Kilikya Baseni'nde vardır ve bu da karşılaştırmayı imkansız hale getirmektedir.

Günümüz Kilikya Baseni'ne dökülen Göksu, Tarsus, Seyhan ve Ceyhan nehirleri, deniz tabanının Mesiniyen Kilikya Baseni'nin altında olduğu zamanlarda tatlı su

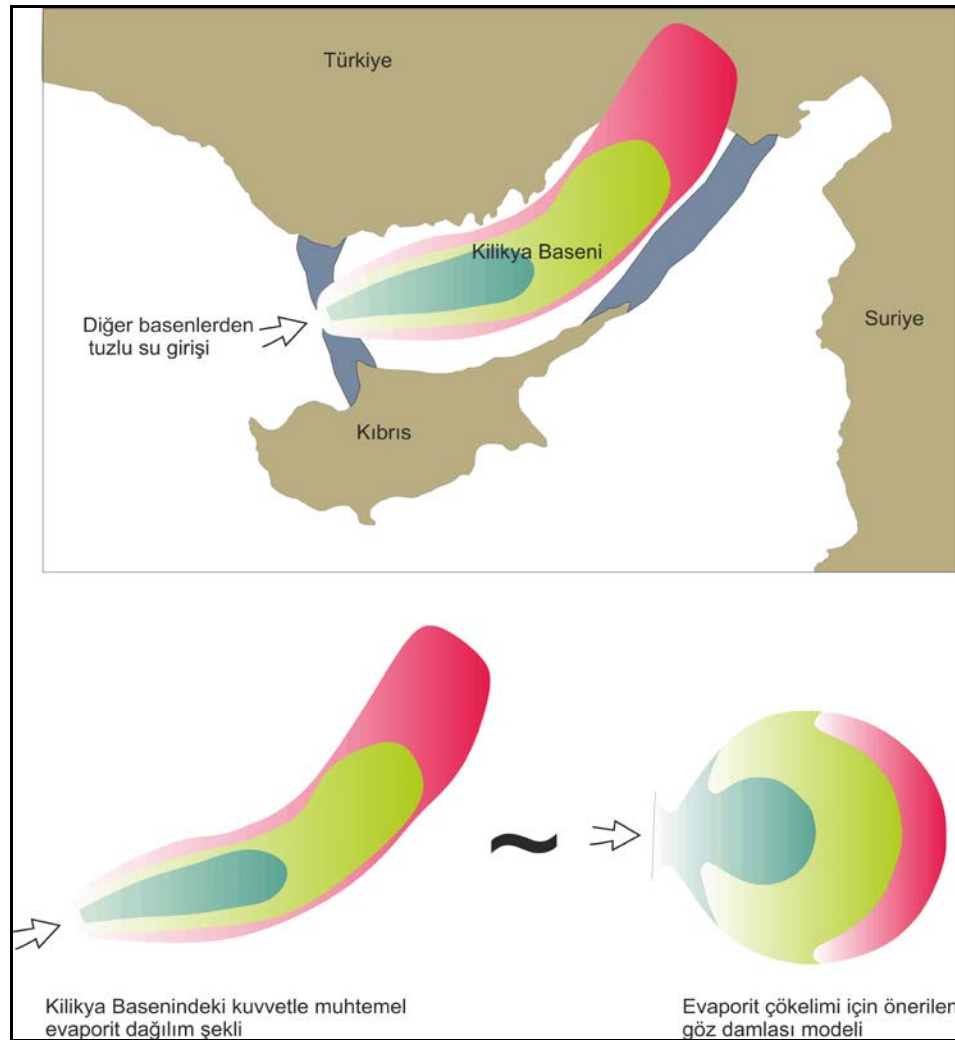


Şekil 3.7 Kiliya Baseni'ne ait batimetri haritası ve bu baseni besleyen nehirler. Mesiniyen Dönemi'nde kuruyan basende kanallar oluşturan bu nehirler, büyük Akdeniz Baseni'ne tatlı su kaynağı olmuşlardır

girişini sağlamış olabilirler (Şekil 3.7). Eğer deniz seviyesi Mesiniyen deniz tabanının altında kalmış ise bu nehirler söz konusu basenden sızarak daha derin olan Akdeniz Baseni'ne akmışlardır. Kiliya Baseni'nin eski kıyı şeridinde var olan kanalların, Mesiniyen Dönemi'nde alt basenlere akan nehir kanalları olduğu düşünülmektedir. Bu kanallar evaporit birimini, onu örten sedimanları ya da geçmişteki sedimanter temeli kesiyor olabilir. Kiliya Baseni'nin günümüz batimetrisi, iç basende daha önce var olan kanyonlara akan deniz altı akıntılarının cevap olarak oluşan kanalların varlığını göstermektedir.

Biju-Duval tarafından 1979 yılında yapılan çalışmada, Misis-Girne Uzanımı'nın geç Miyosen Dönemi'nden beri yükselmiş olduğunu ve bu yükseltinin Kiliya Baseni'nin doğu kısmından su akışını engellediğini göstermektedir. Su seviyesi Kiliya Baseni'nin deniz tabanının altına düştüğü zaman, küçük tuzlu su birikintileri

yalıtılmış küçük basenlere dönüşmektedir. Basenin batı ucundaki bir çıkıntı ya da sırt, basenin ulaşabileceği maksimum büyüklüğün artmasını sağlayacaktır. Bu şekilde bir oluşum ile basendeki evaporit dağılımı hedef tahtası şeklinde olacaktır. Kilikya Baseni'nin dış bölgelerindeki evaporit dağılımı söz konusu olduğunda Mesiniyen Dönemi'nde bu basenin batı ucundan açık olduğu, kısmen kapalı olduğu ya da Aksu-Girne Uzanımı ve Anamur-Kormakiti Yükseltisi'nden dolayı tamamen kapalı olduğu hakkında farklı varsayımlar yapılabilmektedir. Kilikya Baseni'nin bu bölgelerindeki kuyu verilerinin eksikliği bu varsayımların hangisinin doğru olduğu konusundaki şüpheyi arttırmaktadır.



Şekil 3.8 Kilikya Baseni'nin batimetrisinden yola çıkarak yaratılan evaporit çökelim modeli ve onun göz damlası modeli ile ilişkilendirilmesi. Eğer Kilikya Baseni Üst Miyosen Dönemi'nde de aynı batimetrik hatlara sahipse, evaporit çökelişi, yarı sınırlandırılmış basenlere özgü olan göz damlası şeklinde olacaktır

Bunun yanı sıra, Kilikya Baseni'nde göz damlası şeklinde bir evaporit dağılımı da mümkün olabilir. Eğer deniz seviyesi Kilikya Baseni'nin deniz tabanından çok az yüksekteyse, iç basenin bazı bölümleri hava ile temas etmeye başlayacak ve batı ucundan deniz suyu girişi olacaktır. Bu halde basen artık yalıtılmış olmayacak ve evaporit dağılımı hedef tahtası modelini göstermeyecektir. Aksine basendeki evaporit dağılımı, kısmen yalıtılmış ve bir ucunda bağlantısı bulunan basenlere özgü olan göz damlası şeklinde olacaktır (Şekil 3.8).

## BÖLÜM DÖRT

### SİSMİK YANSIMA METODU

#### 4.1 Sismik Yansıma Metoduna Genel Bakış

Sismik yansıma metodu, elastik dalga yayılımı ilkesini kullanarak, yansıyan sismik dalgalardan yeryüzünün fiziksel ve jeolojik özelliklerini görmek olarak açıklanır. Sismik yansıma metodunda sismik dalgalar, yeryüzünde dolaşan elastik dalgalardır. Dalga yayılımına maruz kalabilen herhangi bir yüzey akustik empedansa sahiptir. Sismik empedans  $Z$  aşağıdaki denklemlerle açıklanır;

$$Z = V \rho \quad (4.1)$$

$V$  : sismik hız

$\rho$  : kayacın yoğunluğu

Bir sismik dalga, farklı akustik empedanslara sahip birimleri ayıran ara yüzeye geldiğinde; enerjinin bir kısmı bu ara yüzey üzerinden yansırken, diğer kısmı da bu ara yüzeyden iletilir.

Diğer jeofizik yöntemler gibi, yansıma sismiği de bir ters problemdir. Amaç, çalışmalar sırasında deneysel veriden söz konusu olan fiziksel sistemin modelini ortaya koymaktır. Yansıma sismiğinde, deneysel veri sismogramlar ve istenilen sonuç da kabuğa ait fiziksel ya da yapısal özelliklerdir. Diğer ters problemlerde olduğu gibi sismolojide de tek bir çözüm yoktu yani veriye uyan birden çok model vardır ayrıca veri toplamadan, veri-işlemden doğacak olan kabul edilebilir hatalara da duyarlıdır. Bu yüzden sismik yansıma çalışmaları yorumlanırken çok dikkatli olunmalıdır.

Sismik yansıma metodunda, yer altında her hangi bir noktadan bir alıcıya gelen sinyal yansıma katsayısı serisi ile açıklanır. En basit şekli ile kaynak ve alıcının aynı noktada olduğu durumda yani geliş açısının dik olduğu durumda, birden fazla tabaka

varken (Şekil 4.1), her ara yüzey için yansımaya katsayısı aşağıdaki gibi tanımlanır ve çoklu tabaka durumunda yansımaya katsayısı serisi Şekil 4.1'teki gibidir.

$$r_n = \frac{V_{n+1}\rho_{n+1} - V_n\rho_n}{V_{n+1}\rho_{n+1} + V_n\rho_n} \quad (4.2)$$

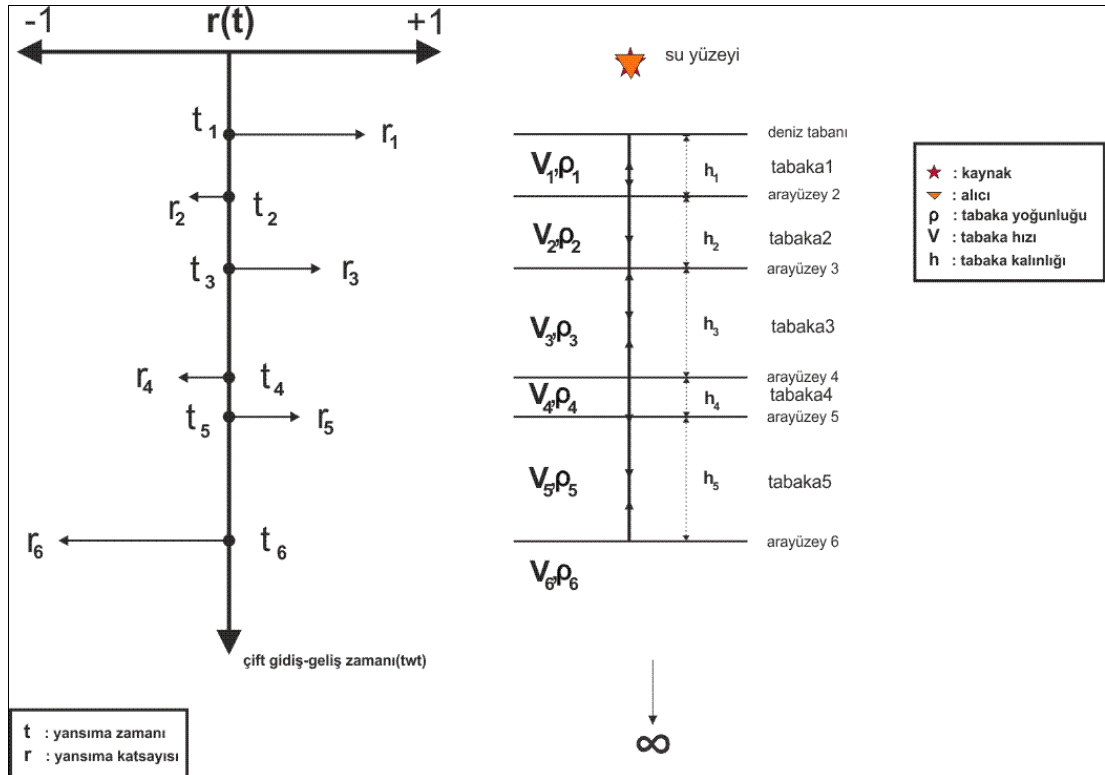
$r_n$  : arayüze ait yansımaya katsayısı

$V_n$  : bir önceki tabakaya ait hız

$\rho_n$  : bir önceki tabakaya ait yoğunluk

$V_{n+1}$  : bir sonraki tabakaya ait hız

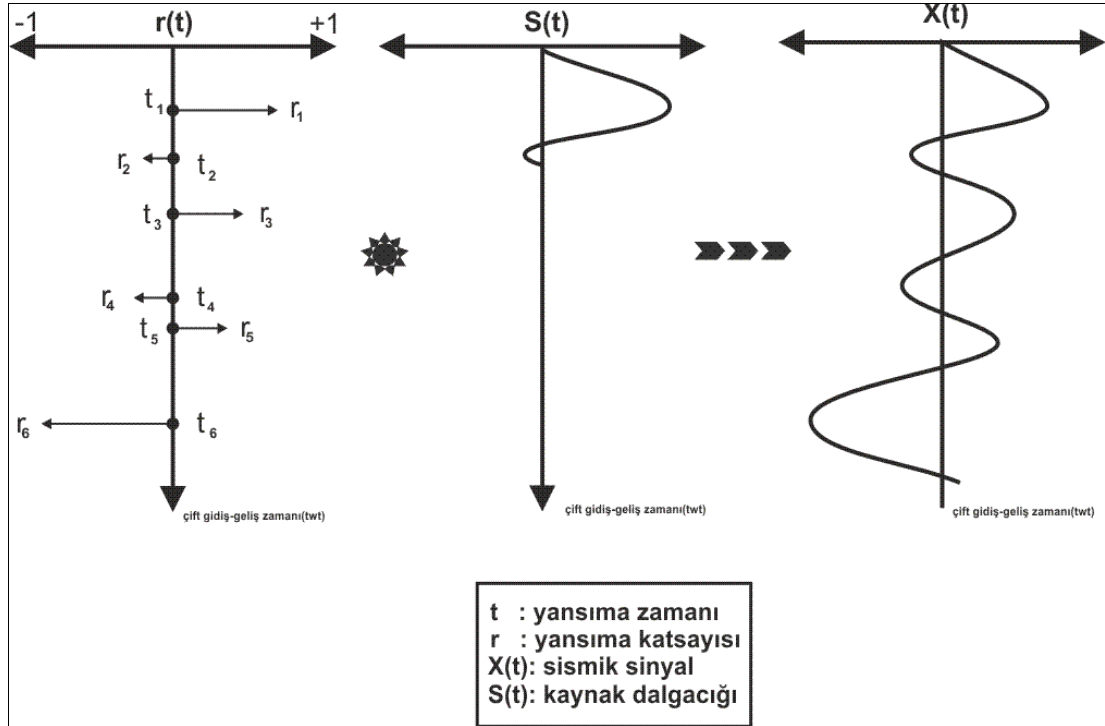
$\rho_{n+1}$  : bir sonraki tabakaya ait yoğunluk



Şekil 4.1 Sismik yansımaya metodunda çoklu tabaka durumunda sismik sinyalin oluşturan yansımaya katsayıları serisi (Demirbağ, 2008)

Eğer dalga yayınından dolayı kaynak sinyalinde herhangi bir kayıp olmadığını varsayarsak, herhangi bir yansımaya noktasından alıcıdaki tek bir kanala gelen sinyal yansımaya katsayısı serisi ile sismik kaynak sinyalin konvolüsyonu sonucu oluşur (Şekil 4.2).





Şekil 4.2 Yansıtma katsayıları serisinin, kaynak dalgacığı ile konvolüsyonu sonucu sismik sinyal oluşur (Demirbağ, 2008)

Fakat sismik yansıtma metodunda, geliş açısının sıfırdan farklı olduğu durumlarda, sismik dalganın bir ara yüzeye geldiğinde, yansıyan ve iletilen P ve S dalgalarının genliğinin nasıl değiştiği Zoeppritz Denklemleri ile açıklanır (Costain & Çoruh, 2004). Zoeppritz denklemleri yansıtma katsayısını, geliş açısına, P ve S dalgası hızlarına ve tabakaların yoğunluğuna bağlı olarak dört denklemlerle açıklar. Zoeppritz Denklemleri çok bilinmeyenli karmaşık denklemler olduğu için bu çalışmanın ana hedefinin dışında kalmaktadır. Daha fazla bilgi için Costain & Çoruh, 2004 kaynağına bakılabilir.

## 4.2 Denizde Sismik Yansıtma Metodu, Kullanılan Ekipmanlar ve Temel Kavramlar

### 4.2.1 Deniz Çalışmaları

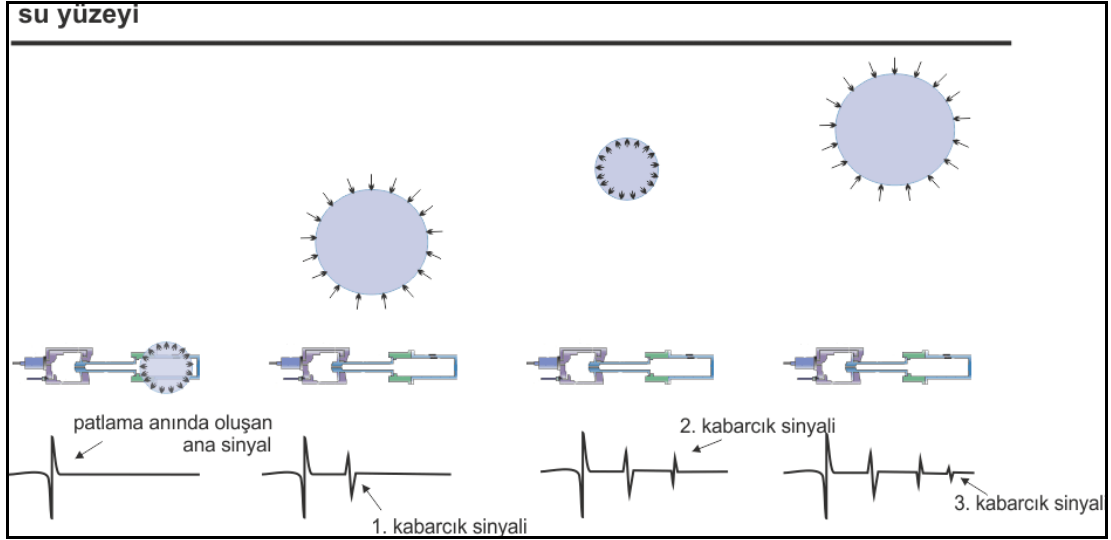
Deniz sismikliği çalışmaları, uzunlukları genellikle minimum 30 m olan gemilerin hareket özgürlüğüne sahip olabileceği kadar derin sularda yapılır. Bu çalışmaların

kara ve sığ deniz çalışmalarından en büyük farkı çalışma sırasındaki hızdır. Deniz sismiği çalışmalarında kullanılan aletlerin ağırlığına göre bu tezdeki verilerin toplanmasını sağlayan Piri Reis araştırma gemisi ortalama 3-4 knots ile 24 saat hiç durmaksızın çalışabilir. Bu da günde ortalama 200 km'lik bir çalışmayı gösterir. Fakat hava şartları, bir profilden diğer profile geçiş süresi ve diğer faktörler göz önüne alındığında 24 saatlik randımana genelde ulaşamamaktadır.

Kara veri toplama ile deniz veri toplama karşılaştırıldığında, deniz sismiğinin kara sismiğine göre 10 kat daha hızlı olduğu görülür fakat maliyet, denizde, kara sismiğine göre 4-5 kat fazla olmaktadır. Deniz sismiğindeki hızlı veri toplama, karaya göre daha dikkatli olunmasını gerektirir. Gemide detaylı kalite kontrolü mümkün olmasa da, yüzey dalgalarının olmaması, kaynak ve alıcıların bulunduğu su ortamının genellikle sabit hızda olması ve kara verisinde genelde görülen düşük hız aşınma tabakalarının olmaması veri kalitesindeki büyük değişimlerin varlığını engeller.

#### **4.2.2 Balon Etkisi (*Bubble effect*)**

Deniz sismiğinde özellikle tek bir hava tabancasının kullanıldığı durumlarda ortaya çıkan bir gürültüdür. Hava tabancasının ürettiği, yüksek basınçlı, suyun altında bulunan bir gaz balonu dönüşümlü olarak genişleme ve kasılma eğilimindedir (Telford ve diğ., 1990). İlk olarak su içerisine boşalan havanın hidrostatik basıncı kendisini çevreleyen suyun hidrostatik basıncından büyük olduğu için oluşan kabarcık genişlemeye başlar. Kabarcık en büyük hacmine ulaştığında içerisindeki havanın hidrostatik basıncı dışarıdaki suyun basıncından daha düşük olur ve kabarcık küçülmeye başlar. Bu küçülme ikinci bir kaynak gibi davranır ve tekrar sinyal yayar fakat bu sinyal ana sinyale göre ters polaritelidir. Daha sonra hidrostatik basınç dengesi terslendiği zaman, kabarcık yine bir sinyal yayar ve bu kabarcık su yüzeyine çıkana kadar devam eder. Oluşan sinyallerin hepsi bir öncekine göre ters polariteleri ve düşük genlikli olur (Dondurur, 2009) (Şekil 4.3).



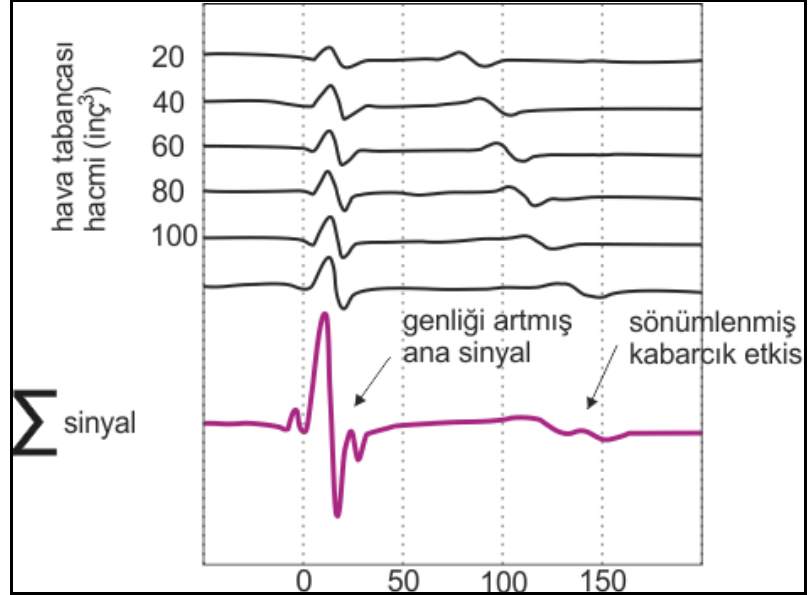
Şekil 4.3 Balon Etkisi olarak adlandırılan olayın şematik gösterimi. Kabarcığın hidrostatik basıncının değişmesi ile kabarcık yeni bir kaynak gibi davranır, oluşan her sinyal bir öncekine göre ters polariteli ve daha düşük genlikli olur (Dondurur, 2009)

Kabarcık etkisini, veri işlem sırasından veriden temizleyebilmek çok zor olduğundan, bu tezde kullanılan verilerin toplanmasında da kullanılan bir yöntem vardır. Bu da farklı hacimlerde birden çok hava tabancası kullanmaktır. Buna göre elde edilen ana sinyalin genliği artarken, hacimlerdeki farktan dolayı farklı zamanlarda oluşan kabarcık sinyalleri birbirlerini sönmüleyerek sinyalin daha temiz olmasını sağlarlar (Şekil 4.4).

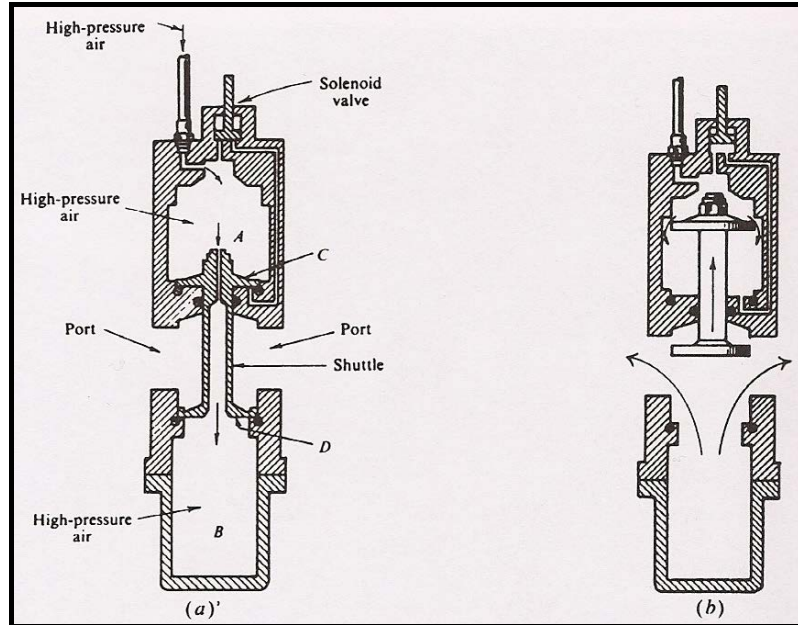
#### 4.2.3 Denizel Sismik Kaynaklar

Deniz sismiğinde en çok kullanılan enerji kaynağı, suyun içine yüksek basınçlı havanın aniden suyun içine boşaltılması ile sismik enerji üreten hava tabancası (airgun)'dır. Kullanılan basınç genelde 2000 psi olsa da 10000 psi'a kadar çıkan hava tabancaları da vardır. Şekil 4.5-a'da ateşlenmeye hazır bir hava tabancası vardır. A ve B odaları, A odasının üstünden girip A'dan geçen sonra bir mekik yardımı ile B'ye ulaşan yüksek basınçlı hava ile doludur. C flanşı D flanşından daha büyük olması nedeniyle, aşağıya doğru net bir kuvvet oluşur bu da B odasını kapalı tutar. Ateşlemek için yukarıda bulunan solenoid yüksek basınçlı havanın C flanşının alt bölümüne kadar çıkmasını sağlayan bir boşluk yaratır. Bu olay yukarı doğru bir

kuvvet yaratarak, mekiği kapalı tutan kuvveti yener ve mekik aniden açılır. Mekiğin açılması ile beraber yüksek basınçlı hava suya doğru boşaltılmış olur (Şekil 4.5-b).



Şekil 4.4 Farklı hacimde hava tabancaları kullanılarak balon etkisi sönümlenebilir ayrıca farklı genliklerin birleşmesi ile ana sinyalin de genliği artmış olur. Bu şekilde hem sönümlenmiş kabarcık sinyali hem de genliği artmış ana sinyal elde edilir (Telford ve diğ., 1990)



Şekil 4.5 Hava tabancasının iç yapısı. Yüksek basınçlı havanın suyun içine boşaltılması ile sismik dalga üretilir ve daha sonra yansıyan ve kırılan dalgalar ile yer altına ait bilgilere ulaşılır (Telford ve diğ., 1990)

Mekiğin yukarı doğru hareketi A odasının tepesine gelmeden sonlanır çünkü hava suya boşaltıldığı anda yukarı doğru olan kuvvet hızlıca sönümlenir ve yukarı odada havanın aşağı doğru kuvveti artmaya başlar. Bu şekilde mekik ateşlenmeye hazır haldeki yerine döner ve alt oda da hava ile dolar. Böylece hava tabancası tekrar ateşlenmeye hazır hale gelir.

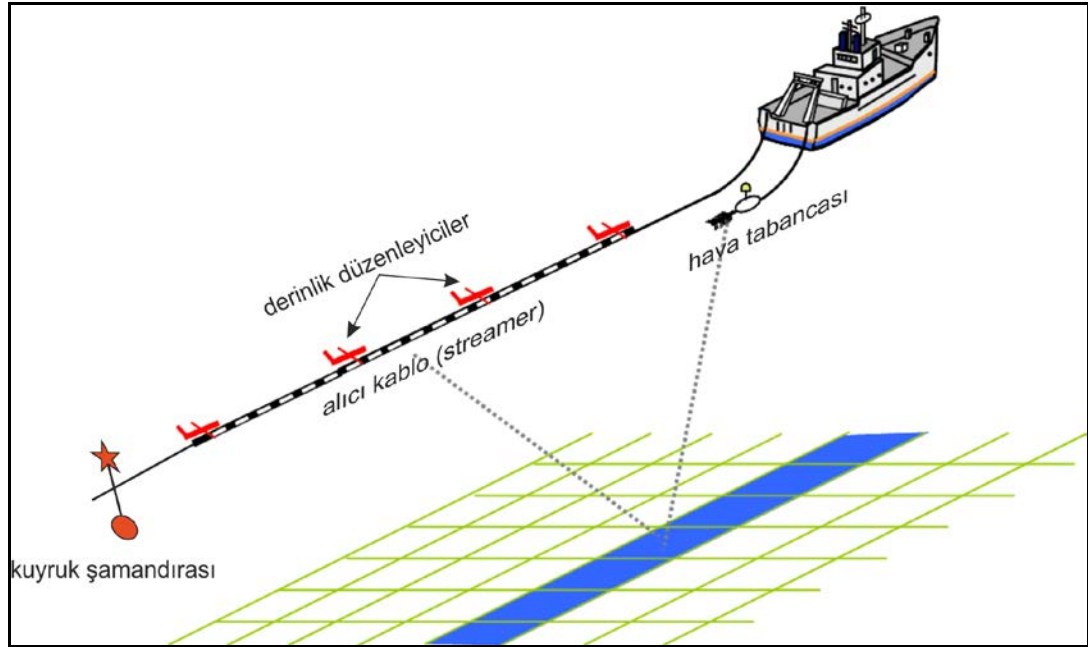
Hava tabancalarının kullanıldığı çalışmalarda genelde büyüklükleri 10 ila 2000 inç<sup>3</sup> arası değişen çoklu sistem kullanılır. Bunu yaparken amaç daha geniş bir frekans spektrumu elde etmektir. Kilikya Baseni Çalışması'nda da büyüklükleri 20 ila 80 inç<sup>3</sup> arasında değişen 7 adet hava tabancası kullanılmıştır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6 2008 Kilikya Baseni çalışmasında kullanılan çoklu hava tabancası düzeneği. Amaç balon etkisini sönümlemek ve ana sinyalin genliği arttırmaktır

#### 4.2.4 Hidrofon, Alıcı Kablo ve Derinlik Düzenleyiciler

Deniz sismiği çalışmalarında sismik alıcı olarak **hidrofonlar** kullanılır. Hidrofonlar piyezoelektrik tiptedir ve bir maddeye basınç uygulanınca iki yüzey arasında oluşan potansiyel elektrik farkına hassastırlar. Hidrofonlarda genellikle piyezoelektrik madde olarak baryum zirkonat, baryum titanat ve kurşun metanyobat kullanılır (Telford ve diğ., 1990). Kısacası hidrofonlar basınç değişime karşı duyarlı alıcılardır ve kaynağın ürettiği sinyalin su içinde yarattığı değişimleri algırlar (Dondurur, 2009).



Şekil 4.7 Sismik yansıma çalışmasında kullanılan kaynak, alıcı kablo ve diğer gerekli ekipmanlar. Sismik kaynağın yeraltına gönderdiği sinyal yansıdıktan sonra bu yansıyan sinyal streamer tarafından algılanarak sismik kayıtçıya gönderilir. Bu sırada derinlik düzenleyiciler alıcı kabloyu istenilen derinlikte tutarken, kuyruk şamandırası üzerinde bulundurduğu flaşör ve reflektör ile diğer gemilerin seyir sırasında alıcı kabloyu fark etmesini sağlar (Atgın, 2011)

Deniz sismiğinde hidrofonlar **streamer** adı verilen bir **alıcı kablunun** içinde bulunurlar. Alıcı kablo, çapı genellikle 7 cm'den küçük olan plastik bir tüptür ve içinde hidrofonlar, bağlantı kabloları ve çekmeden dolayı oluşan gerilmeyi yok etmeye yarayan eleman bulunur ve bu tüp, yoğunluğu sudan hafif olan benzen türevi bir sıvı ile doludur (genelde bu sıvı günümüzde kerosendir). Ayrıca hidrofonlar, alıcı

kablo içinde 8 veya 16'lı paralel bağlanmış gruplar halinde bulunurlar. 8'li ya da 16'lı her grup bir kayıt kanalı oluşturur. Bu şekilde gerçek yansıma sinyalinin genliği arttırılır ve gelişigüzel gürültüler birbirlerini yok eder.

Alıcı kablo ile sismik kayıtçının iletişimi analog ya da dijital olmak üzere iki şekilde yapılır fakat günümüzde genellikle dijital alıcı kabloları kullanılmaktadır. Bu kablolar üstlerinde **sayısallaştırıcı** adında; algılanan sinyali sayısallaştırarak sismik kayıtçıya gönderen araçlar bulundurur.

Alıcı kabloların en arkasında bir **kuyruk şamandırması** bulunur (Şekil 4.7). Uzun alıcı kablolarında bu şamandırmanın üstünde alıcı kablonun ne kadar kaydığını anlayabilmek için bir gps alıcısı vardır. Ayrıca kazara alıcı kablonun kopması durumunda, kopan parçasının dibe batmamasını, böylelikle bulunabilir olmasını sağlamaktadır.

Alıcı kablonun deniz yüzeyi dalgalarından minimum şekilde etkilenmesi için alıcı kablo genelde su yüzeyinin birkaç metre altından çekilmesi gerekir. Alıcı kablonun istenilen derinliğe indirilmesi **derinlik düzenleyiciler (bird)** tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 4.7). Derinlik düzenleyiciler alıcı kablosunun istenilen derinlikte ve yatay kalmasını sağlar. Derinlik düzenleyicilerle alıcı kablosu iki tarafında içinde bulunan bobin sayesinde elektromanyetik olarak yapılır. Derinlik düzenleyiciler, birbirlerinden uzaklıkları maksimum 300 m olacak şekilde alıcı kablonun üstüne monte edilirler (Dondurur, 2009).

Çalışmalar sırasında alıcı kabloyu arkadan çekerken, araştırma gemisinin durma, sert dönüşler yapma ve ani hız düşürme gibi olaylardan kaçınması gerekir. Bu gibi olaylar alıcı kablonun istenilmeyen yerlere gitmesine ve bu şekilde tehlikede olmasına sebep olabilir. Ayrıca, veri toplama sırasında herhangi bir atış yapılmazsa geminin bir daha aynı noktaya dönmesi imkansız olduğundan telafisi de imkansızlaşır. Eğer bir profilde çok fazla atış kaçmışsa gemi alıcı kablonun uzunluğundan daha büyük bir çap çizerek doğru konuma gelmeye çalışır. Bu yöntem de sonuç olarak büyük zaman kaybı yaratır.

#### **4.2.5 Sismik Kayıtçı**

Sismik kayıtçı yansıma sinyallerinin alıcı kablosu vasıtasıyla taşınıp kaydedildiği yerdir. Bunun yanı sıra, alıcı kablosunun gücü ve veri akışının başlatılması da sismik kayıtçı aracılığı ile yapılır. Ayrıca sismik kayıtçıda, alıcı kablo üzerinde bulunan araçların sıcaklık, basınç gibi değerleri kontrol edilebilmektedir.

Sismik kayıtçı oluşturduğu atış gruplarını manyetik teybe ya da sismik kayıtçının üzerinde bulunan diske kaydedebilir. Günümüzde manyetik teybe kayıt hala devam etse de, onları saklamanın zorlukları, güneş, sıcaklık, rutubet gibi nedenlerden çabuk etkilenmesi, tercihen verilerin diske kaydedilmesine neden olmuştur.

#### **4.2.6 Denizel Navigasyon Sistemi**

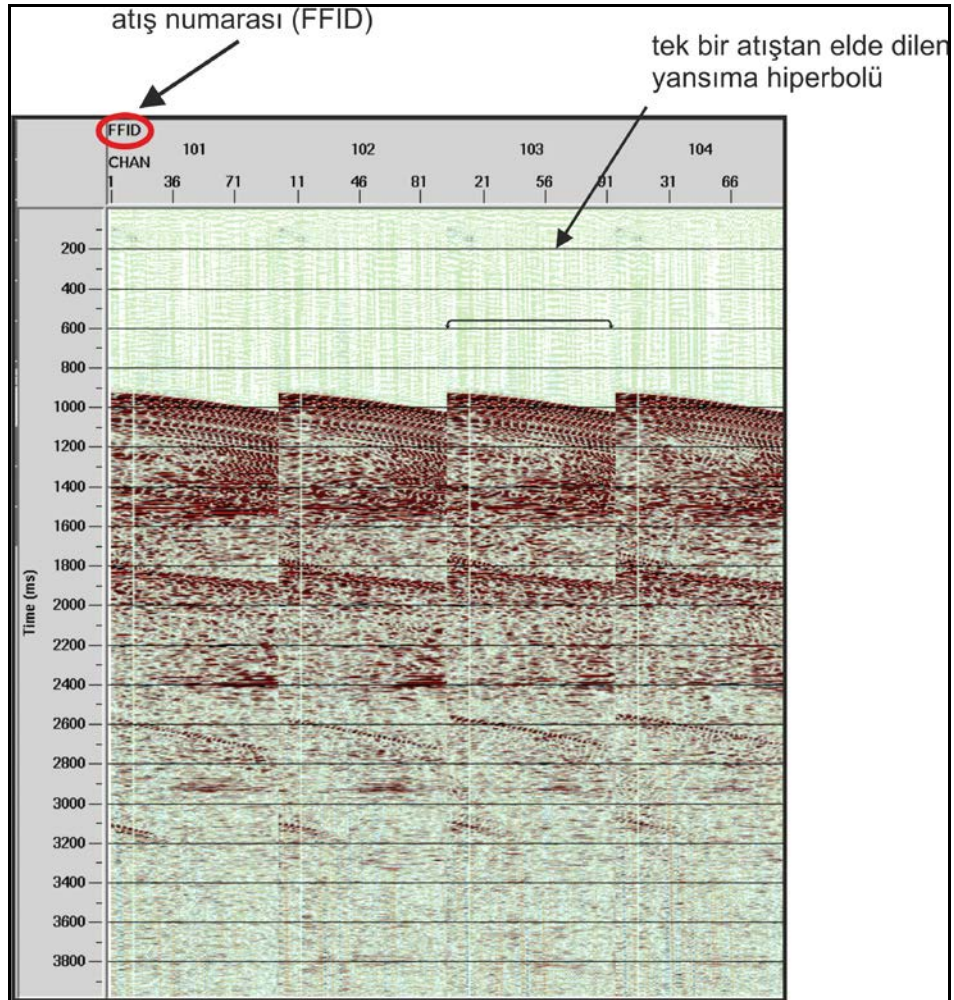
Deniz çalışmalarında navigasyon sisteminin iki yönü vardır: ilki gemiyi istenilen konuma getirmek, ikincisi de veri toplandıktan sonra doğru veri-işlem ve haritalama yapılabilsin diye doğru konumları belirlemek. Bunların yanı sıra, mutlak konumlandırma deniz verisi ile kara verisini bağlamak ve daha sonra yapılacak işlemler (örneğin çalışma alanına dönüp istenilen yere kuyu açma gibi) için de çok önemlidir. Göreceli konumlandırma ise, profillerin birbirlerine olan konumlarını doğru şekilde belirleyebilmek için önemlidir.

Denizde konum belirleme GPS “Global Positioning System-Küresel Konumlandırma Sistemi” ile yapılır. Ayrıca azimut bilgisi için gemideki elektronik pusulalar kullanılır. Gemi üstüne monte olan ekipmanlar dışında, derinlik düzenleyiciler, kuyruk şamandırasının üstüne monte edilmiş alıcılar da konumu hatasız belirlemek için kullanılabilir. Bütün bu veriler sismik navigasyon sistemlerine aktarılır ve her atış için atış noktası konumu, gemi hızı, geminin konumu ve atış zamanı daha sonra veri işlem, veri yorumlama ve haritalama işlemlerinde kullanılmak üzere log dosyalarına kaydeder.



#### 4.2.7 Atış Grubu (Shot Gather)

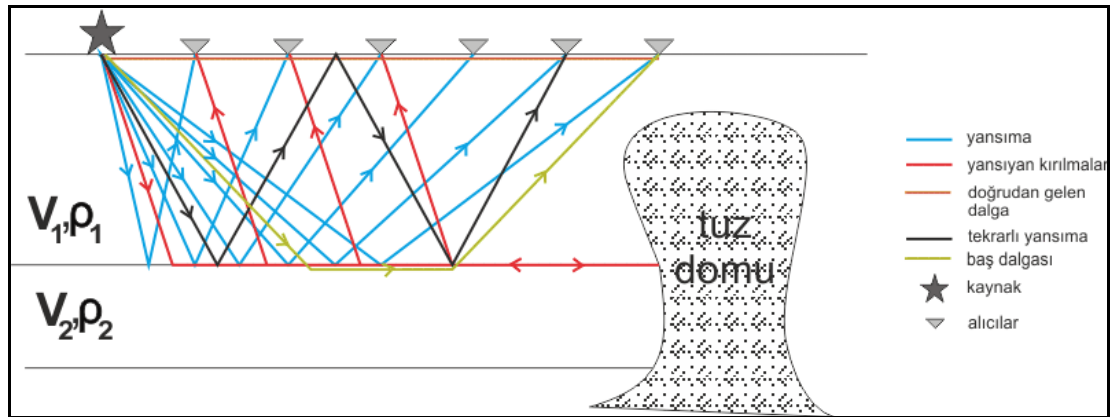
Deniz sismğinde atış grubu, kaynağın ateşlenmesinden sonra yayınan dalgaların farklı hidrof fon grupları tarafından kaydedilmesi ile oluşur (Şekil 4.8). Her hidrof fon grubundan bir sismik iz vardır ve toplam iz sayısı, sismik çalışmadaki toplam kanal sayısına eşittir. Sismik izlerin düşey zaman eksenini kayıt süresini gösterirken izleri oluşturan örnekler arasındaki zaman ise verinin örnekleme aralığını gösterir (Dondurur, 2009). Deniz sismğinde her atış grubuna bir atış numarası verilir (Field File ID Number = FFID) ve bu numara her atış grubunun kimliği görevini görür (Şekil 4.8).



Şekil 4.8 Çok kanallı sismik yansıma çalışmalarında her atışın kimliği görevini gören bir atış numarası (FFID) vardır. Her atış grubunun içinde çalışmada kullanılan kanal sayısı kadar sismik iz vardır

Çok kanallı verilerle yapılan sismik çalışmalarında, elde edilen atış gruplarındaki yansımalar hiperboliktir. Bu yüzden atış gruplarındaki bu yansımalara “yansıma hiperbolleri” denmektedir. Ayrıca deniz sismiğinde atış her zaman alıcı kablunun gemi tarafından yapıldığı için yansıma hiperbolleri yarım olarak görülür (Şekil 4.9).

Deniz sismiğinde, kaydedilen bir atış grubunda yansıma hiperbolleri dışında başka bir çok farklı kaynaklı dalga bulunur. Bunlar sırasıyla: a- doğrudan gelen dalga, b- baş dalgası, c- tekrarlı yansımalar, d- difraksiyonlar ve e- yansıyan kırılmalardır (Şekil 4.9).

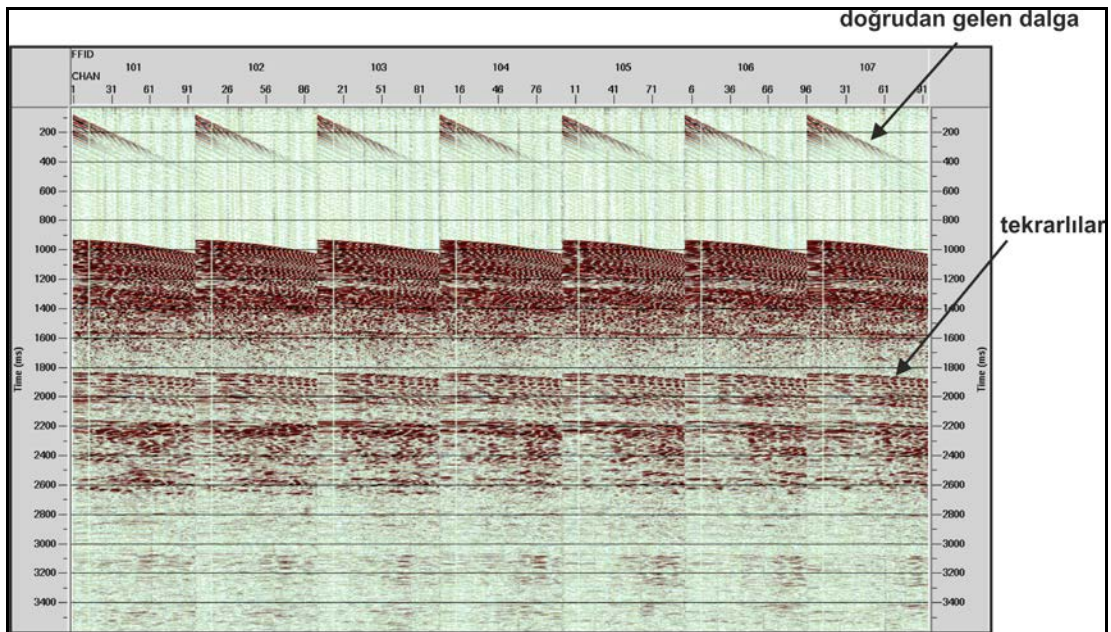


Şekil 4.9 Çok kanallı deniz sismiği çalışmalarında bir atış grubunda yansıma hiperbolleri dışındaki farklı kaynaklı dalgaların oluşum yolları (Telford ve diğ., 1990)

Bir atış grubunda yukarıda sayılan bütün dalga çeşitleri olabilir. Doğrudan gelen dalga ve baş dalgası kolay ayırt edilebilir olsa da diğerleri gerçek yansıma ile karışıp yanıltıcı olabilirler (Şekil 4.10). Yansıma hiperbolü ile diğer dalgaları ayırmanın en iyi yolu statik düzeltme yaptıktan sonra veriye “normal kayma zamanı” düzeltmesi uygulamaktır. Doğru düzeltme uygulandıktan sonra gerçek yansımalar düz bir çizgi şeklini alırken, difraksiyon ve tekrarlı yansımalar, normal kayma zamanları yansımaya göre daha büyük olduğundan dolayı, hala kavisli şekilde kalırken, kırılma dalgaları da ters kavisli olurlar.

#### 4.2.8 Tekrarlı Yansımalar

Deniz sismğiğinde en çok problem yaratan yansımalar tekrarlılardır. Tekrarlılar birden fazla yansımaya maruz kalan dalgalardır. Sinyal eğer kaynak-jeolojik olgu-alıcı yolunu izlemiyorsa, bu olay sinyalin alıcıya yanlış bir zamanda gelmesine neden olur ve bu da tekrarlıları oluşturur (Sheriff ve diğ., 1995). Bu yansımaların genlikleri genlikleri, her yansıtıcı için, yansıma katsayısının sonucuna orantılıdır ve bu yansıma katsayıları bir çok ara yüzey için çok küçük olduğundan, sadece en güçlü akustik empedans farkı yaratan dalga tekrarlı olarak atışlarda görülür (Telford ve diğ., 1997).

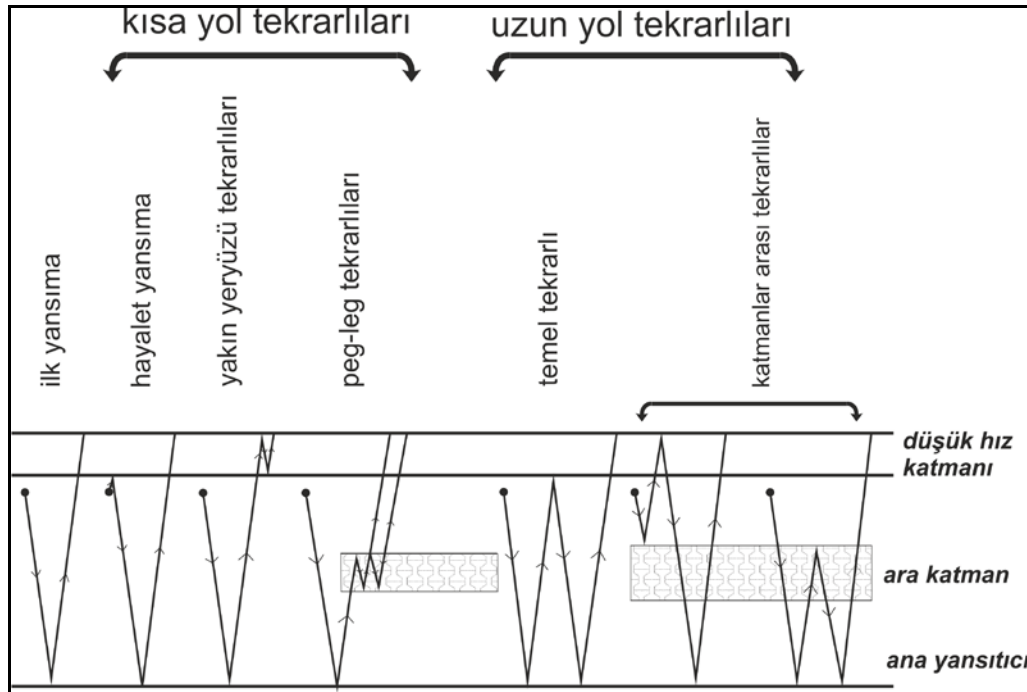


Şekil 4.10 Çok kanalı sismik yansıma çalışmalarında, yansıma hiperbollerinin yanı sıra, atış gruplarındaki en belirgin dalgaları doğrudan gelen dalga ve tekrarlı yansımalarıdır. Genelde tekrarlı yansımaları ayırt etmek kolay olsa da sığ kesimlerde ayırt etme işlemi zorlaşır

Tekrarlılar; **uzun yol tekrarlıları** ve **kısa yol tekrarlıları** olarak iki gruba ayrılırlar. Uzun yol tekrarlılar, seyahat yolları ilk yansımaya göre daha uzun olanlardır ve sismik kayıta ayrı olaylar olarak görülürler. Kısa yol tekrarlılar ise ilk yansımadan çok kısa bir zaman sonra vardıkları için, ilk yansıma ile girişime girer. Kısa yol tekrarlılarının bu etkisi, ayrı bir olay oluşturmaktansa dalga şeklini değiştirmek ile sonuçlanır. Ayrıca kısa yol tekrarlıları uzak yol tekrarlılarına göre

daha net ve sismik veri işlemleri ile kaldırılması daha kolaydır. Farklı tekrarlı şekilleri Şekil 4.11’de gösterilmiştir.

En önemli uzun yol tekrarlıları tabandan ya da düşük hız zonundan tekrar yansıyanlardır (Şekil 4.11). Bu tekrarlılar tekrar yansıdıkları yüzeyden iki katı derinlikte bulunurlar. Örneğin bir tekrarlı  $t$  saniyedeki deniz tabanından yansiyorsa, deniz tabanı tekrarlısı  $2t$  zamanda görülür. İlk tekrarlıların yansımaya katsayısı hesaplandığında bu değerlerin tipik yansımaya katsayıları aralığında bulunduğu görülür. Bu da tekrarlıları ilk yansımalarla karıştırmaya neden olur.



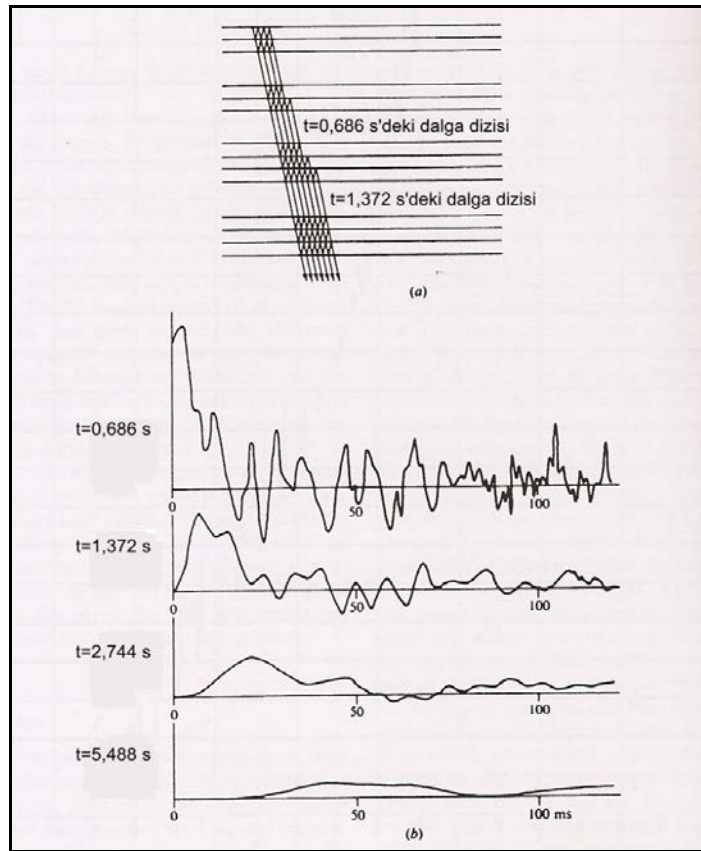
Şekil 4.11 Yeraltında kat ettikleri farklı yollardan dolayı tekrarlı yansımalar da farklı isimler alırlar. en geniş hali ile kısa yol tekrarlıları ve uzun yol tekrarlıları diye iki gruba ayrılırlar. Kısa yol tekrarlıları gerçek yansımalarından ayırt edilmesi uzun yol tekrarlılarına göre daha zordur (Telford ve diğ., 1990)

Sismik yansımaya tekniği ilk yansımalar üzerine kurulmuş bir yöntem olduğu için bu tekrarlı yansımaların derinlerde ilk yansımaya olarak yorumlanmaması gerekir. Genelde hız derinlik ile arttığından, aynı seyahat zamanı içinde, tekrarlılar ilk yansımadan daha fazla normal kayma zamanı gösterirler. Bu farklılık tekrarlılarının

giderilmesinin çıkış noktası olsa da normal kayma genelde tekrarlıları belirleyecek kadar farklı olmamaktadır.

İnce yansıtıcı birimlerin altından ve üstünden yansiyarak oluşan tekrarlılara peg-leg tekrarlıları denir ve bu tekrarlılar dalganın şeklini değiştirir. Birçok peg-leg ilk yansıma ile aynı polariteye sahiptir. Bu yüzden zaman arttıkça, sinyalin frekansında azalma eğilimi gözlenir. Şekil 4.12’de basit bir sinyalin ince tabakalardan geçerek nasıl karmaşıklaştığını görülmektedir.

Hayalet tekrarlılar ise sismik enerjinin sığ yeraltından yukarı doğru yansiyıp daha sonra aşağıya doğru yansıması ile oluşan yanılıcı yansıtıcılardır. Deniz sismiğinde, hayalet tekrarlılarının yolu kaynak-su yüzeyi-alıcı şeklinde olur. Hayalet tekrarlıları deniz sismiğinde daha önemli bir boyuttur çünkü su yüzeyi mükemmel bir yansıtıcı gibi davranır ve bu nedenle de hayaletlerin sinyale girişimleri kuvvetli olmaktadır.



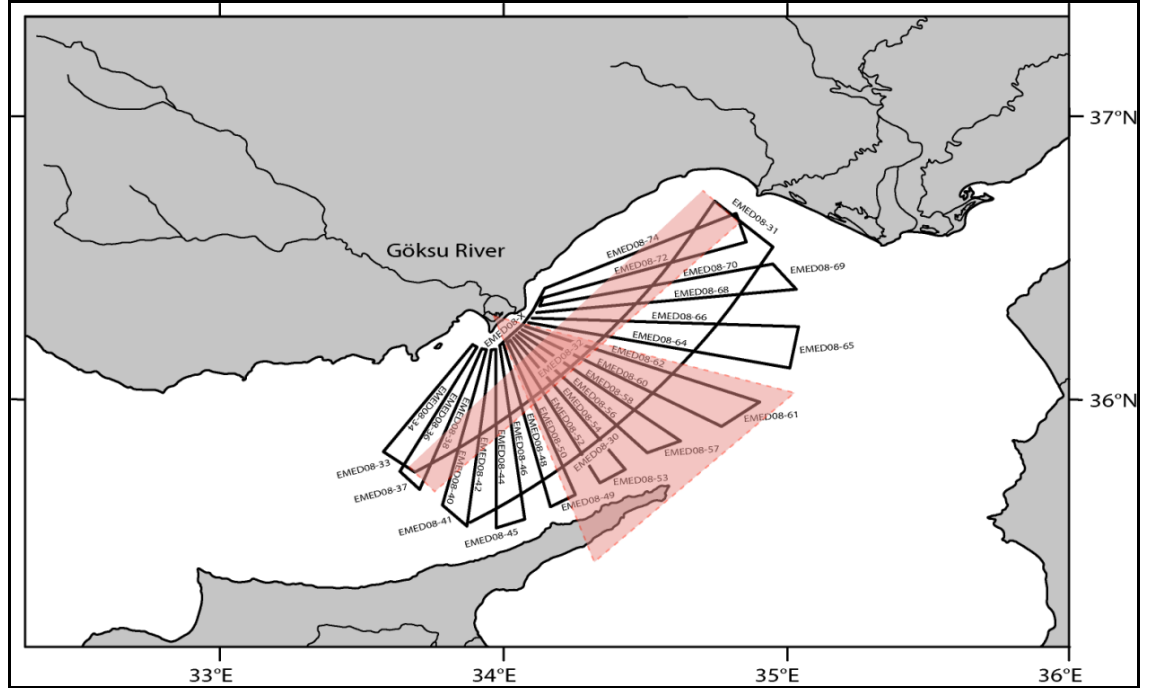
Şekil 4.12 Peg-leg tekrarlıları, basit bir yansımayı tabakalardan geçerken karmaşıklaştırır (Telford ve diğ., 1990)

## BÖLÜM BEŞ

### VERİ TOPLAMA VE VERİ İŞLEM

#### 5.1 Veri Toplama

Bu tezde kullanılan veriler 2008 yılında, 30 gün süren sefer sonucu toplanmıştır. Veriler Doğu Akdeniz’de Kilikya Baseni’nde Göksü Nehri’nin bitiminde fan şeklinde almıştır. 30 günlük sefer süresince uzunlukları değişken toplam 35 adet çok kanallı sismik yansıma verisi toplanmıştır (Şekil 5.1). Bu tez kapsamında ise toplam onbir adet çok kanallı sismik yansıma verisinin veri-işlemi yapılmış ve jeolojik-tektonik sorulara cevap aranmıştır.



Şekil 5.1 Çalışma alanına ait hat haritası. Kırmızı renk ile işaretlenmiş hatlar bu çalışmada kullanılan hatları göstermektedir

Verilerin toplanması sırasında alıcı olarak 96 kanallı, 600 metre uzunluğunda streamer ve kaynak olarak toplam 200 inch<sup>3</sup> hacminde 7 adet sleeve gun’dan oluşan hava tabacası düzeneği kullanılmıştır (Şekil 5.2 & 5.3). Sismik verilerin toplanması sırasında seçilen diğer parametreler, çalışmanın hedefine en uygun şekilde seçilmeli

ve S/N oranınının olabilecek en yüksek değerde olması amaçlanmalıdır. Buna göre veri toplama parametreleri;

Tablo 5.1 2008 Kilikya Baseni çalışmasında toplana ve bu tez kapsamında kullanılan verilerin atış sayısı, CDP sayısı ve hat uzunlukları

	Atış sayısı	CDP sayısı	Hat uzunluğu (m)
Emed08-49	330	2651	8250
Emed08-50	2564	20600	64100
Emed08-52	2506	20136	62650
Emed08-53	337	2705	8425
Emed08-54	2537	20468	63425
Emed08-56	2485	19845	62125
Emed08-57	412	3307	10300
Emed08-58	2697	21664	67425
Emed08-60	2963	23792	74075
Emed08-61	578	4640	14450
Emed08-62	3222	25864	80550
<b>Toplam uzunluk (m)</b>			<b>515775 m</b>

**Kayıt uzunluğu:** Bu parametre, çalışma sırasında hedeflenen derinlik ile orantılı olup, sismik sinyalin gideceği maksimum uzaklığı kullanılan kaynağın büyüklüğü belirler,

**Örnekleme aralığı:** Kaydedilen verideki Nyquist frekans değerini ( $f_N = \frac{1}{2\Delta t}$ ;  $\Delta t$ = örnekleme aralığı) belirlemek için kullanılan parametredir.

Örnekleme aralığı ne kadar küçük seçilirse kaydedilecek maksimum frekans da o kadar artar,

**Atış aralığı:** Alıcı birimde sabit olarak belirlenmiş grup aralığının tam katları olarak seçilmelidir, atış aralığı katlanma sayısı ile doğrudan orantılıdır. Buna göre atış aralığı arttıkça katlanma sayısı azalmaktadır,

**Hava tabancası hacmi:** alışmanın hedefine uygun hacimde seçilir. Kaydedilen verinin frekans içeriği ile orantılıdır. Hacim ne kadar küçükse,

ayrımrlık artar fakat nüfuz derinliği azalır. Hacim büyüdükçe, ayrımrlık azalır ve nüfuz derinliği artar,

**Alıcı ve kaynak derinliği:** Kaydedilmek istenen frekans aralığına göre belirlenir. Derinliği arttıkça, kaydedilen frekans değerleri küçülür (Trabant, 1984). Fakat yüzeye yaklaştıkça da gürültü oranı artar. Buna göre çalışmanın amacına uygun istenilen frekans aralığı göz önüne alınarak derinlik belirlenir.

**Offset uzaklığı:** Genel anlamı ile kaynak ve alıcı arasındaki uzaklıktır. Offset uzaklığının önemi, yansıyan sinyalin geliş açısı ile alakalıdır. Genlik kaybı geliş açısı ile ilişkilidir ve geliş açısı azaldıkça genlik kaybı da azalır. Yüksek ayrımlı sismik yansıma çalışmalarıında, yüksek frekanslarda genlik kaybını minimuma indiren optimum offset uzaklığı seçilir.

**Katlanma sayısı:** Yer altındaki her hangi bir yansıma noktasından elde edilebilecek maksimum yansıma miktarıdır. Katlanma sayısı arttıkça S/N oranı katlanma sayısının karekökü oranında artar, bu da sismik kesitin daha okunabilir olmasını sağlar.

Yukarıda belirtilen parametrelerin bu çalışmada kullanılan değerleri aşağıdaki tabloda belirtilmiştir. Bu parametreler veri-işlem aşamasında, sismik verinin geometrisini tanımlamak için kullanılacaktır.

Tablo 5.2 Bu çalışmada kullanılan veri toplama parametreleri

Veri Toplama Parametreleri	
Kayıt uzunluğu (s)	7 s
Örnekleme aralığı (ms)	1 ms
Atış aralığı (m)	25 m
Hava tabancası hacmi (inch <sup>3</sup> )	Sleeve gun (4x40, 1x20, 2x10, toplam 200 inch <sup>3</sup> )
Kaynak derinliği (m)	3 m
Alıcı derinliği (m)	3 m
Ofset uzaklığı (m)	70 m
Grup aralığı (m)	6.25 m
Katlanma sayısı	12





Şekil 5.2 Veri toplama için kullanılan sleeve gun düzeneği. Farklı hacimli yedi adet hava tabancasının birleşmesinden oluşur ve amaç bubble etkisinin azaltılmasıdır

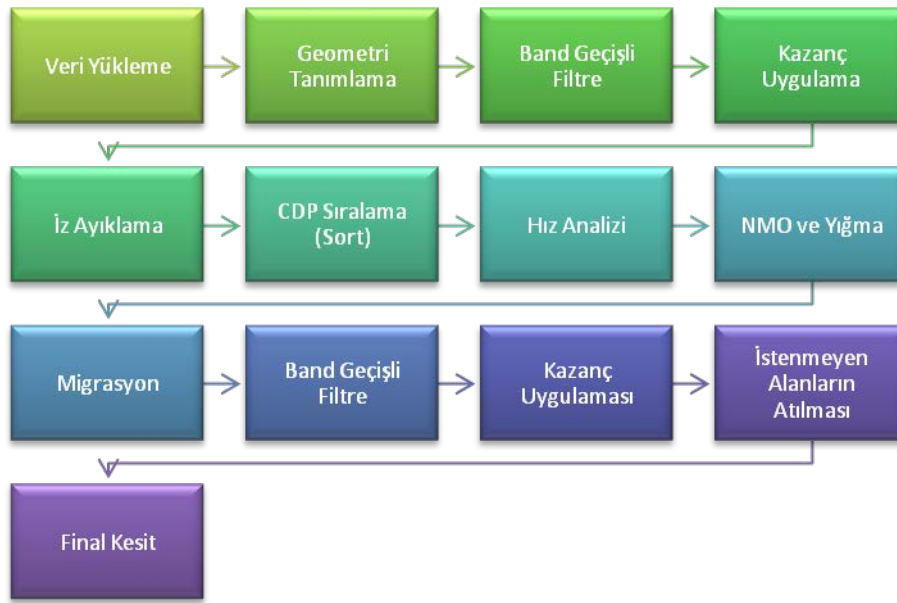
## 5.2 Veri-İşlem

Çok kanallı sismik yansıma çalışmalarında, verilerinin toplanmasının ardından, yorumlanabilir hale getirilmesi için birçok etaptan oluşan sismik veri-işlem aşamasından geçmesi gerekmektedir (Şekil 5.4). Bu veri-işlem aşamalarının sonunda elde edilmek istenen S/N oranı yüksek (yani sinyal seviyesinin yüksek, gürültü seviyesinin düşük olması) bir sismik kesittir. Bu çalışmada, sismik veri-işlem aşamaları seçilirken, her aşama için sismik veri girdisi ve çıktısı arasındaki görsel farkın yapıcı ve fark edilebilir nitelikte olmasına önem verilmiştir. Sismik verinin frekans aralığına, S/N oranına dikkat edilerek olası her aşama pilot bir sismik veri üstünde denenmiş ve aşamaların “etkinliği” bu şekilde sınanmıştır. Gürültülerin giderilmesi sırasında etkinlik derecesi düşük olan işlemler genel veri işlem akışına konulmamıştır. Ancak sismik kesitlerdeki özel yapıların detaylı görüntülenmesi için genel veri-işlem akışının yanı sıra özel işlemler de uygulanmıştır. Buna göre bütün

sismik verilerde kullanılan genel veri-işlem akış şeması Şekil 5.3'te gösterilmiştir. Veri-işlem aşaması Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü Jeofizik Laboratuvarında ProMAX yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 5.3 Çalışmada kullanılan sismik alıcı (streamer). Streamerın içinde hidrofon grupları yoğunluğu sudan küçük olan bir sıvı içerisindedir



Şekil 5.4 Kilikya Baseni (Doğu Akdeniz) çok kanallı sismik verilerine uygulanan genel veri-işlem akışı

Kullanılan veri-işlem yazılımı içinde veri işlem aşamaları farklı isimlerle adlandırılabilir. Genel hali ile, girdi dosyasından okunan veri, belirtilen işleme tabi tutularak yeni bir çıktı dosyasına kaydedilir. ProMAX yazılımında her bir veri işlem aşaması için kullanılan isim Tablo 3’de verilmiştir. Bu aşamaların her biri genel anlamıyla aşağıda açıklanmıştır. Bu aşamaların matematiksel ifadeleri ve daha geniş anlatımları için Özdoğan, 1987 ya da Dondurur, 2009 kaynaklarına başvurulabilir.

### 5.2.1 Veri Yükleme

Ham sismik verinin ProMAX’ta kullanılabilir formata dönüştürülmesi veri yükleme olarak adlandırılır. Sismik kayıtçıya kaydedilen verilerin okunabilmesi için, ProMAX kendine özel bir veri formatına dönüştürerek, bu aşamadan sonraki bütün işlemleri bu özel formattaki veriye uygular. Jeofizik Laboratuvarı’nda kullanılan kayıtçının formatı SegY formatıdır. Bu formatta ham sismik veriye ait atış sayıları, örnekleme aralığı, offset, her bir atış için sismik verinin genlik değeri gibi bilgiler bulunur.

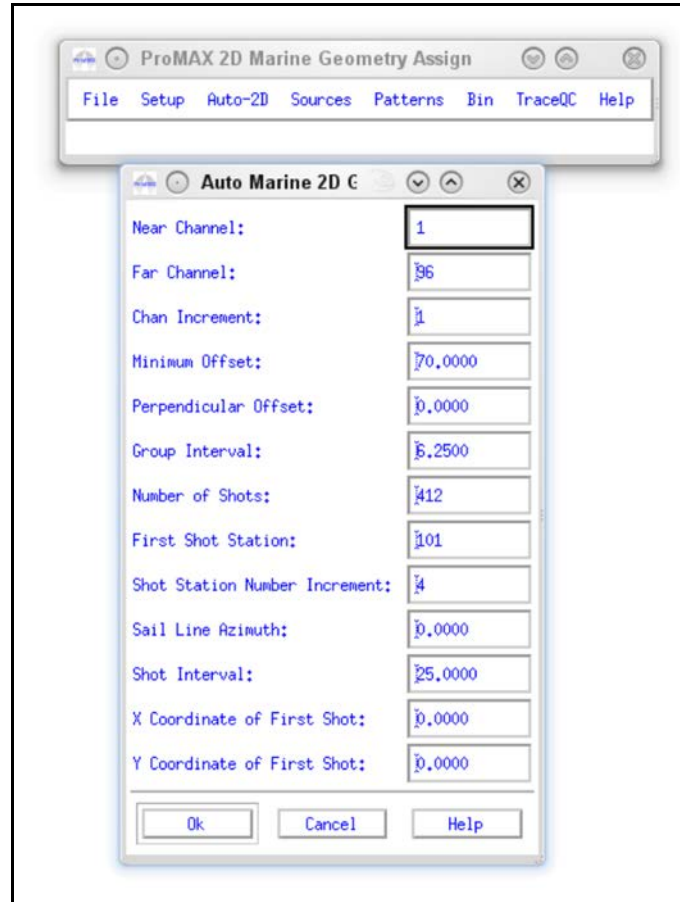
Tablo 5.3 Bu tezde kullanılan her bir veri işlem aşamasının ProMAX yazılımındaki ismi

Veri-işlem aşaması	ProMAX veri-işlem akışındaki ismi
Veri Yükleme	SegY Input
Geometri Tanımlama	2D Marine Geometry Spreadsheet
Geometri Yükleme	Bandpass Filter
Band Geçişli Filtre	Automatic Gain Control (AGC)
İz Ayıklama	Trace kill/edit
CDP Sıralama (Sort)	Inline Sort
Hız Analizi	Velocity Analysis
NMO	Normal Moveout Correction
Yığıma	CDP/Ensemble Stack
Migrasyon	Kirchhoff Time Migration

### 5.2.2 Geometri Tanımlama ve Yükleme

Geometri tanımlama, ProMAX'ın kendi özel formatına dönüştürdüğü ham verilere kaynak-alıcı parametrelerinin tanıtılması şeklinde açıklanabilir. Veri toplama parametreleri ile diğer kaynak, alıcı ve kayıt parametreleri bu noktada sisteme tanıtılır (Şekil 5.5). Geometri tanımlamada kullanılan parametrelerin girişi Şekil 5.5'te gösterilen ekran aracılığı ile yapılır. Bu ekranda veriye ait atış sayısı, kanal sayısı, ofset uzaklığı, atış aralığı gibi parametreler girilir. Bu parametrelerin sisteme tanıtılabilmesi için Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü tarafından kullanılan sismik yansıma gözlem logu kullanılmıştır. Şekil 5.6'da 2008 Akdeniz Bölgesi Kilikya Baseni'ne ait geometri tanımlamada kullanılan parametrelerin bulunduğu gözlem loglarından bir örnek gösterilmiştir.

Bu parametrelerin birçoğu bütün çalışma için sabit olup, çözülecek probleme dayalı olarak istenilen frekans içeriğine göre belirlenir. Geometri tanımlamasının ardından, bu parametrelerin veriye yüklenmesi için "geometri yükleme" yapılır. ProMAX programında geometri yükleme "Inline Geom Header Load" sekmesi ile yapılır. Bu sırada, daha önceden tanımlanmış parametreler ham veriye yüklenerek veri ileriki adımlar için hazırlanır.



Şekil 5.5 ProMAX programında, verilere ait geometri parametrelerinin girildiği ekran. Bu ekranda; kanal sayısı, minimum ofset değeri, grup aralığı, atış sayısı, ilk atış istasyonu numarası, atış aralığı, ilk atışın X koordinatı, ilk atışın Y koordinatı gibi değerler girilir ve ham veriye yüklenir

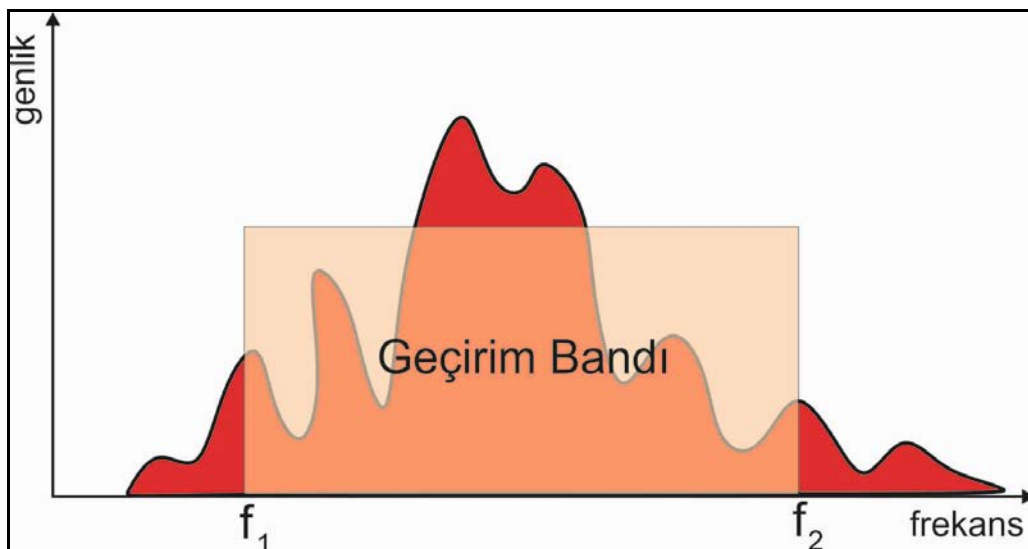
### 5.2.3 Bant Geçişli Filtre

Deniz sismliğinde hem yüksek hem de düşük frekanslı gürültüler bulunduğu için filtre seçimi belirli bir frekans aralığını geçiren filtre çeşidi olmalıdır. Bu da sismik veri-işlemede kullanılan “bant geçişli filtre”dir. Buna göre bant geçişli filtre, teorik olarak  $f_1$  ve  $f_2$  frekansları arasındaki dikdörtgen bir penceredeki (kare dalga) bütün frekansları geçirirken diğer frekansları geçirmez ve veri filtrelenmiş olur (Şekil 5.7). Veriye uygulanacak bant geçişli filtrenin kesme frekanslarını belirlemek için, sismik

üzerindeki frekansları kaydetmeyeceğinden, örnekleme aralığı ve sismik kaynağın üretebileceği maksimum frekans da iyi bilinmelidir.

STREAMER PARAMETERS		RECORD PARAMETERS		NAVIGATION PARAMETERS	
AREA:	EMED-08	LINE NAME:		CLIENT:	SeisLab - MUN
				DATE:	
				SEA CONDITION:	<input type="checkbox"/> SMOOTH <input type="checkbox"/> CHOPPY <input type="checkbox"/> ROUGH
				RAIN?:	<input type="checkbox"/> YES <input type="checkbox"/> NO
LENGHT (m)	600 m	RECORDER	Hydrosience NTRS-2	FIRST NAVIPAC EVENT NO	
DEPTH (m)	3	DEVICE and S/N	MFG437111	LAST NAVIPAC EVENT NO	
GROUP INT. (m)	6.25 m	DATA FORMAT	SegD rev 1.0 / SegY IEEE Float	LINE LENGTH / BEARING (m / °)	
# OF MODULES	4	# OF CHANNELS	96	NOMINAL VESSEL SPEED (knots)	
# OF SECTIONS	8	SHOT INTERVAL	<input checked="" type="checkbox"/> 25 meter <input type="checkbox"/> sec	NAVIPAC CUSTOM LOG FILE NAME	
I-O 5010 BIRDS	6	REC. LENGTH (ms)	7000	NAVIPAC EVENTS LOGFILE NAME	N/A
I-O 5011 BIRDS	3	SAMPLE RATE (ms)	1	LINE START TIME	
		OFFSET (m)	100	LINE END TIME	
		FIRST SHOT (FFID)	101	COORDINATES	
		LAST SHOT (FFID)		LATITUDE & LONGITUDE UTM (Zone: 35 )	
		FIRST SegY FILE		START	Lat: E:
		LAST SegY FILE		Lon: N:	
		LOW-CUT / SLOPE	5 Hz / 12 dB / oct	END	Lat: E:
		HIGH-CUT / SLOPE	412 Hz / 225 dB / oct	Lon: N:	
				DATUM	<input checked="" type="checkbox"/> WGS84 <input type="checkbox"/> ED 50 <input type="checkbox"/> Other:.....
OPERATORS		DELAYS		SURVEY NOTES	
NAME(s)	SHIFT TIME	FFID to FFID	Delay (sec)		

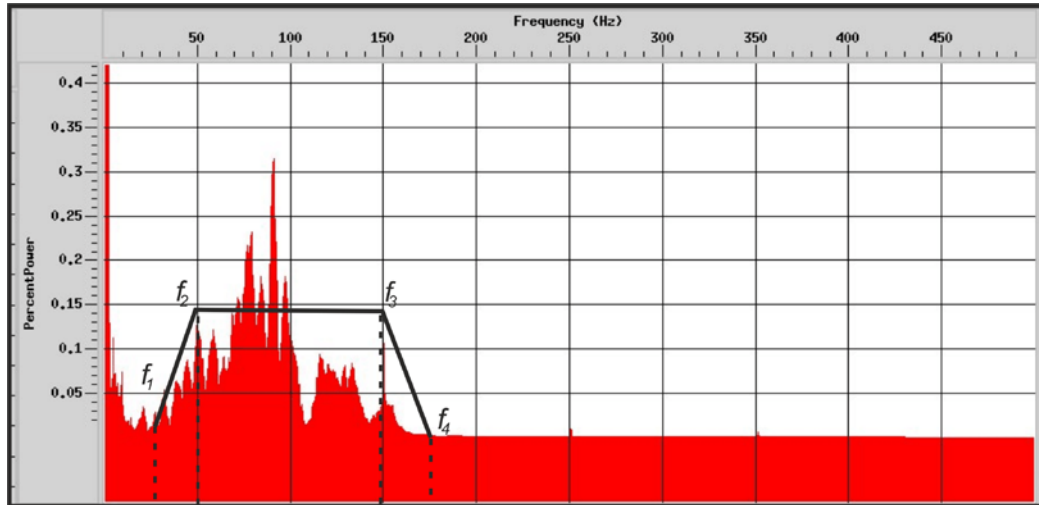
Şekil 5.6 Akdeniz çalışmasında kullanılan gözlem logu örneği. Çalışma sırasında, eş zamanlı olarak doldurulması zorunludur. Bunun sebebi, veri-işlem aşamasına gelindiğinde her atış için doğru parametreleri girebilmektir



Şekil 5.7 Teorik olarak band geçirim filtresinin gösterimi. Seçilen kesme frekansları ( $f_1$  ve  $f_2$  kesme frekansları arasında kalan bölgeyi geçirmek, dışında kalan bölgeyi veriden atar ve bu şekilde veri filtrelenmiş olur

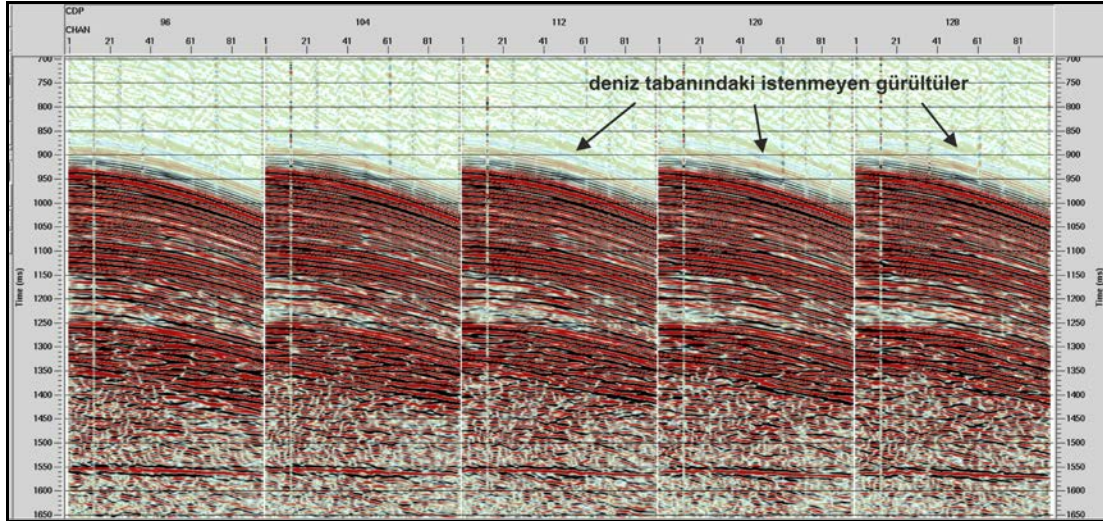
Teorikte bant geçişli filtre uygulaması için sadece iki tane kesme frekansı yeterli iken, pratikte bu durum daha farklıdır. Kare dalga şeklindeki süzgeç geçiş bandı, Gibbs etkisi olarak adlandırılan bir etki doğurur ve bu olay pratikte istenen bir şey değildir. Bu yüzden kare dalga yerine trapezoid şeklinde bir süzgeç geçiş bandı kullanılarak bu etki minimuma indirilir. Sonuçta bant geçişli filtre için süzgeç katsayıları dört tane seçilir ( $f_1, f_2, f_3$  ve  $f_4$ ) (Şekil 5.8).

Band geçişli filtreyi uygularken, kesme frekanslarının yanı sıra süzgeç operatörünün zaman ortamı uzunluğu ve süzgecin fazıdır. Zaman ortamı uzunluğu çok kısa olan süzgeçler yukarıda bahsedilen trapezoid şeklinde bir geçiş bandı üretmezler, bu yüzden bu uzunluk olabildiğince uzun seçilmelidir. Fakat zaman ortamı uzunluğu arttıkça, işlemin zamanı da artacağından ekonomik olmaktan uzaklaşırlar. Buna göre verinin bir bölümüne uygulanan testler sonucu uygulanacak zaman ortamı uzunluğu optimum olarak belirlenmelidir.



Şekil 5.8 Çalışma alanına ait EMED08-52 hattının ilk beş atışına ait frekans spektrumu. Verinin baskın frekansının 50-160 Hz arasında olduğu açıkça görülmektedir

Band geçişli filtrenin fazı, sismik verinin kaynak sinyali ile bağlantılıdır. Eğer kaynak sinyali minimum fazlı ise, minimum fazlı bir filtre operatörü kullanmak doğru olacaktır. Aksi takdirde sıfır fazlı bir süzgeç operatörü kullanılırsa, deniz tabanının üstünde istenmeyen gürültüler oluşur (Şekil 5.9).



Şekil 5.9 Kaynak dalgacığının minimum fazlı olmasına rağmen, sıfır fazlı bant geçirir süzgeç kullanılması durumunda deniz tabanındaki istenmeyen gürültüler oluşur. Bu yüzden filtrenin fazı dikkat edilmesi gereken bir husustur

Deniz çalışmalarında birçok gürültü kaynağı vardır. Bunlar sırasıyla deniz dalgası gürültüsü, kablo gürültüsü, elektrik şebekesi girişimi, deniz içindeki canlıların gürültüsü vb.. olarak sıralanabilir. Yukarıda anlatılan parametreler optimum olarak seçildikten sonra, geometrisi tanımlanmış veriye bant geçişli filtre uygulanarak bu gürültülerin veriden temizlenmesi sağlanır (Şekil 5.10).

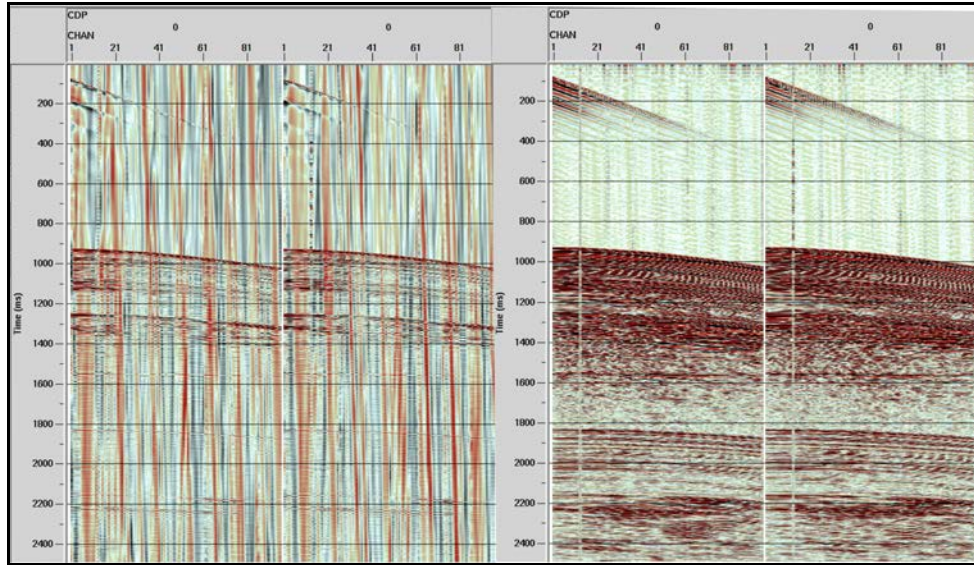
Bu çalışmada sismik kaynağın üretebildiği maksimum frekans 250 Hz ve örnekleme aralığı 1 ms olduğundan Nyquist frekansı 250 Hz'dir. Yani band geçişli filtre kesme frekansları belirlenirken maksimum kesme frekansı 250 Hz'den küçük alınmıştır. Deniz dalgası gürültüsü 0-20 Hz arasında olduğundan minimum kesme frekansı da 20 Hz'den büyük alınmıştır

#### 5.2.4 Kazanç Uygulama

Yeryüzü içerisinde hareket eden bir dalgacığının genliği küresel açılım, saçılma, soğurulma gibi nedenlerden dolayı zamanla azalma eğilimindedir (Yılmaz, 2001). Kaybedilen genliğinde sismik veride yerine konması verinin yorumlanabilirliği açısından önemlidir. Kazanç uygulama, sinyalin genliği ile ilgili bir işlemdir ve en



basit haliyle; her zaman biriminde sinyalin genliğini olabildiğince eşitleme olarak açıklanabilir.



Şekil 5.10 Ham veri (solda) ve band geçirir filtre yapılmış veri (sağda). Baskın gürültülerin bastırıldığı ve yansımaların kuvvetlendiği açıkça görülmektedir

Günümüzde genlik kazancı için en çok kullanılan iki yöntem AGC (Otomatik Kazanç Kontrolü) ve TAR (Gerçek Genlik Düzeltmesi)'dir. Bu yöntemlerin kullanılabilirliği sismik veriye sağladığı katkı ile ölçülür. Bu çalışmada genlik kontrolü için AGC kullanılmıştır. AGC, zaman ortamında kullanılır ve saçılım ya da küresel açılımdan kaynaklanan genlik düşüşlerinin giderilmesinde kullanılır. Bu kazanç fonksiyonu şu şekilde hesaplanır: İlk olarak belirli bir zaman penceresi içindeki iz genliklerinin ortalama mutlak değerleri hesaplanır ve daha sonra istenilen rms derecesinin bu ortalama değere olan oranı kazanç fonksiyonu olarak atanır. Bu değer, kazanç fonksiyonunun zaman penceresi içinde istenilen bir zaman aralığına uygulanabilir. Kazanç işlemi, bu oranın bir sonraki zaman örnekleme için hesaplanması ile devam eder (Yılmaz, 1987).

AGC uygulanacağı sırada, seçilmesi gereken tek parametre AGC zaman pencere boyutudur. Bu zaman penceresi uzunluğu genelde 256-1024 ms arasında seçilmektedir ama en doğru uzunluk deneme yanılma yöntemi ile bulunur (Dondurur, 2009).

Bu çalışmada verilerin işlenmesi sırasında AGC'nin pencere boyutu 1024 ms olarak alınmıştır. Toplanan sismik hatlar aynı bölgede olduğundan, pencere boyutu bütün sismik kesitler için aynı tutulmuştur. Buna göre genlik düzeltmesi yapılmamış ve derinlerde genliğin az olduğu veride, AGC ile verinin genliği bütün veriye dağıtılmıştır (Şekil 5.11 & 5.12).

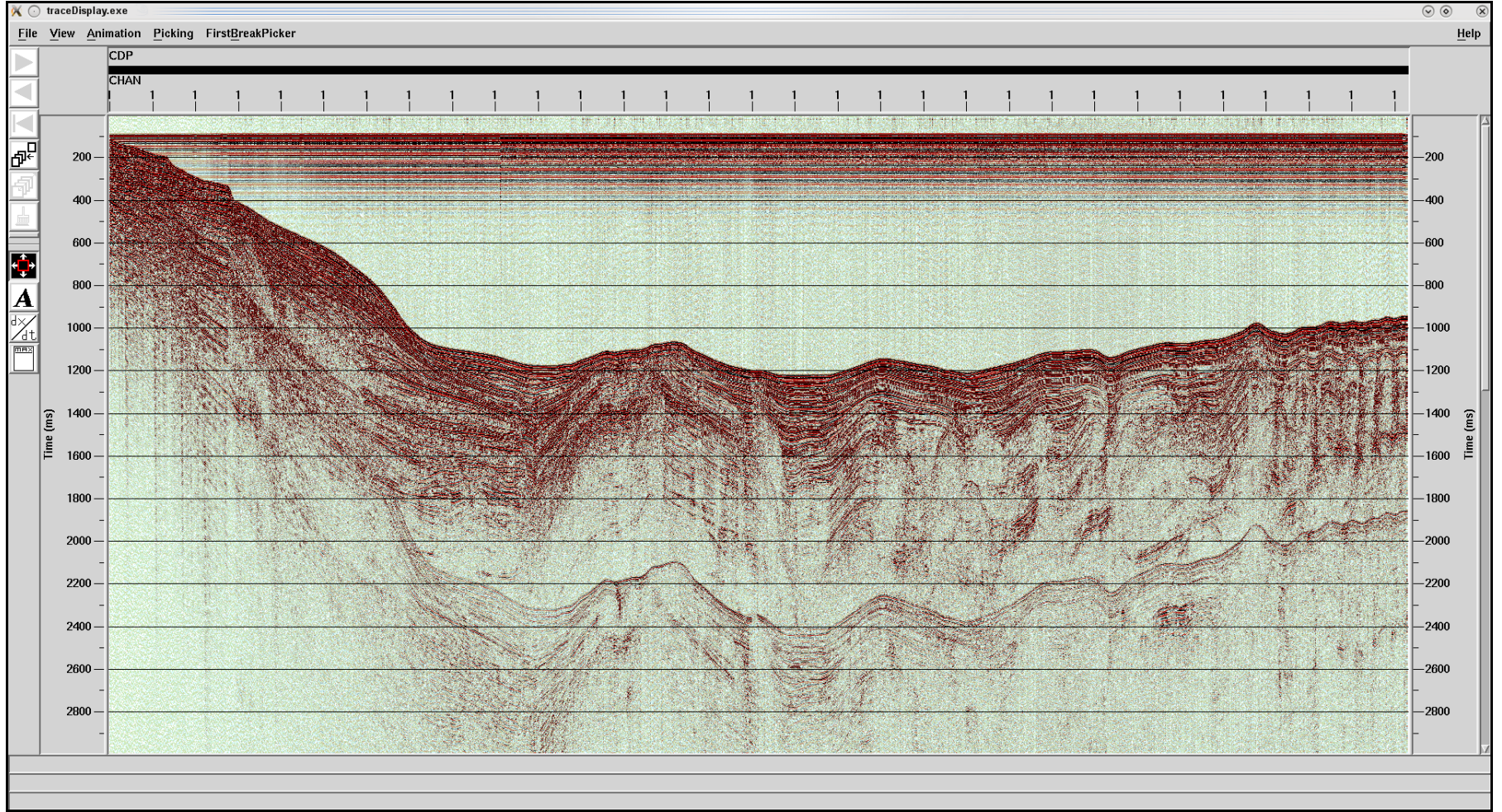
### **5.2.5 İz Ayıklama**

Veri işleminde iz ayıklama, gürültüsü gerçek sinyalde baskın olan izler için kullanılır. Bir veya birkaç izin gürültü dolayısı ile veriden atılmasına iz ayıklama denir. Bu gürültü genelde izi kaydeden hidrofonun bozulmasından ya da sismik kaynağın çalışmadığı anlarda sismik kayıtcının kayıt yapmasından dolayı kaynaklanır. Bu şekildeki izler yığılma verisinin kalitesini düşürmemek için direk olarak veriden atılır (Dondurur, 2009).

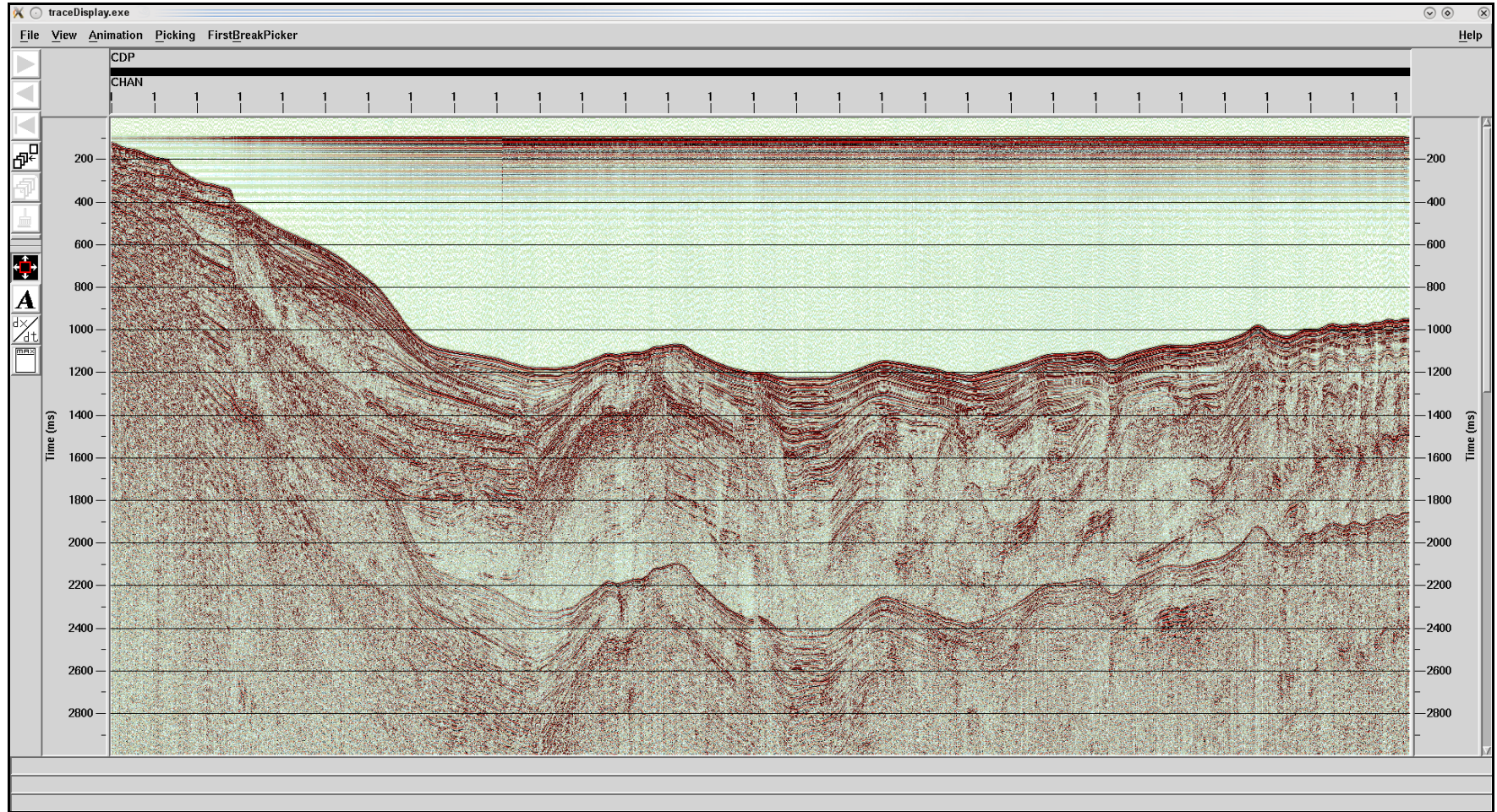
Bu çalışma esnasında iz ayıklama işlemi, sadece gürültü kaydeden 13. kanal için yapılmıştır. Buna göre her atış grubundan 13. kanal atılmıştır (Şekil 5.13).

### **5.2.6 CDP Sıralama**

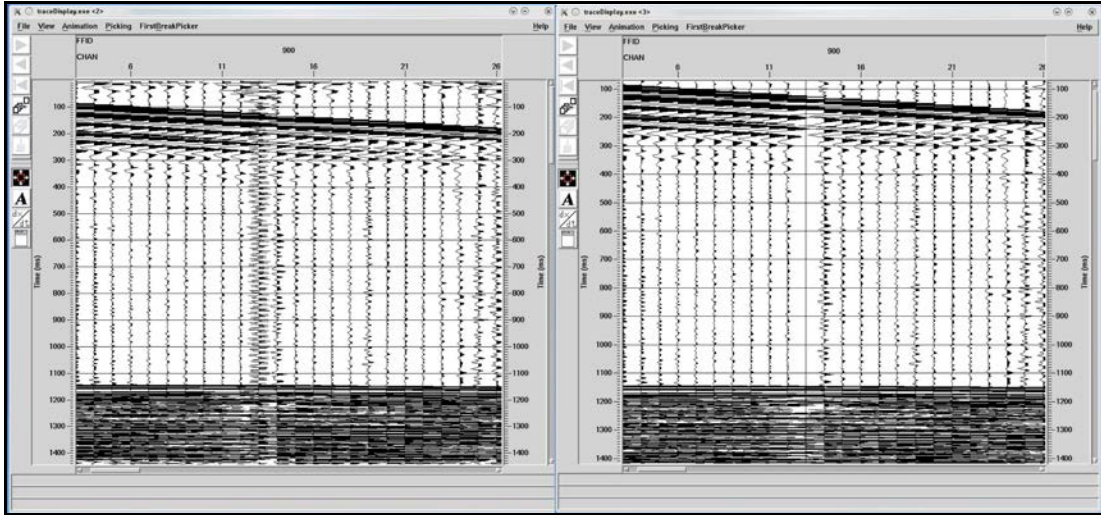
Yukarıda anlatılan basit veri işlem aşamalarından sonra veriye CDP (common depth point-ortak derinlik noktası) sıralama işlemi uygulanır. CDP sıralama işlemi veride S/G oranını arttırmak için ön hazırlıktır ve kısaca atış grubundan CDP grubuna geçme işlemi ya da yer altında aynı noktadan yansıyan izleri bir araya getirme işlemi olarak tanımlanabilir. Çok kanallı sismik veri toplama atış-alıcı (s,g) koordinatlarında toplanır. Fakat öte yandan da sismik veri işlem orta nokta-ofset (y,h) koordinatlarında yapılır. Geometrisi tanımlanmış yani kanal sayısı, ofset uzaklığı, alıcı aralığı ve atış aralığı bilinen bir veride bu dönüşüm veriyi CDP grubuna sıralama ile yapılır. CDP sıralama işlemi CDP tablosu aracılığı ile yapılır. Her bir iz, o ize ait atış-alıcı uzaklığının orta noktasına atanır ve o yansıma noktasına ait bütün izler toplanarak CDP grubu oluşturulur.



Şekil 5.11 Emed08-58 hattına ait tek kanallı kesit. Verinin sığ ve derin kısımlarındaki genlik farklılığı çok büyük olduğundan dolayı genlik eşitlenmesi gerekli olmaktadır



Şekil 5.12 Şekil 5.11’de görülen veriye AGC yapıldıktan sonraki hali. Derin ve sığ kısımlardaki genlik dağılımının düzenli olması verinin daha derin kısımlarını da yorumlanabilir hale getirmektedir.



Şekil 5.13 Emed08-54 hattında 900. atışa ait görüntü. 13. kanalın sırf gürültüden oluşmasının ileriki veri işlem adımlarında gerçek sinyalin genliğini bozucu etki yapabileme ihtimaline karşı bu kanal bütün atışlarda kaldırılmıştır

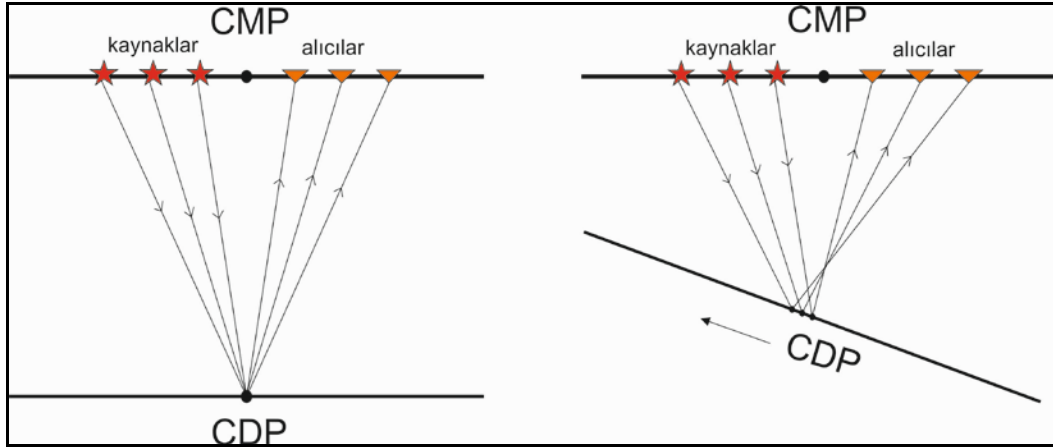
Her yansıma noktasındaki toplam iz sayısı katlama olarak tanımlanır. Katlama sayısı baş ve sondaki birkaç yansıma noktası için daha küçüktür. Bu değerlerin dışında kalan orta noktalardaki katlama bize veriye ait maksimum katlama sayısını verir. Maksimum katlama sayısı geometri ile bağlantılı olup aşağıdaki formülle hesaplanır;

$$\text{maksimum katlama} = \frac{\text{alıcı sayısı} \times \text{alıcı aralığı}}{2 \times \text{atış aralığı}} \quad (5.1)$$

Bir noktadaki katlama sayısı yani o noktaya gelen iz miktarı ne kadar fazla ise verinin çözünürlüğü o kadar iyi olacaktır. Bunun sebebi, Bölüm 4’te de bahsedildiği gibi, katlama sayısının karekökü, o sismik veriye ait S/G oranını vermektedir. Bu yüzden katlama sayısı ne kadar büyük olursa, S/G oranı da karekökü ile orantılı olarak artmaktadır. Deniz sismiğinde alıcı aralığı ve alıcı sayısı sabit olduğundan katlamayı arttıracak tek yol atış aralığını küçültmektir.

Kaynak-alıcı aralığının yeryüzündeki orta nokta “ortak orta nokta (CMP)”, yer altındaki orta noktasına ise “ortak derinlik noktası (CDP)” denmektedir. Eğer tabakalar yatay sıralanmış ise ortak derinlik noktası ile ortak orta nokta aynı noktayı

temsil eder, fakat tabakalar eğimli ise ortak orta nokta değişmezken, ortak derinlik noktası eğim yukarı doğru kayar. Bu yüzden eğimli tabakalarda ortak orta nokta değerini kullanmak daha doğru olur (Şekil 5.14). Fakat teoriden iki terim farklı anlamlara sahip olsa da veri işlem sırasında genellikle CDP ve CMP aynı kavramı temsil eder.



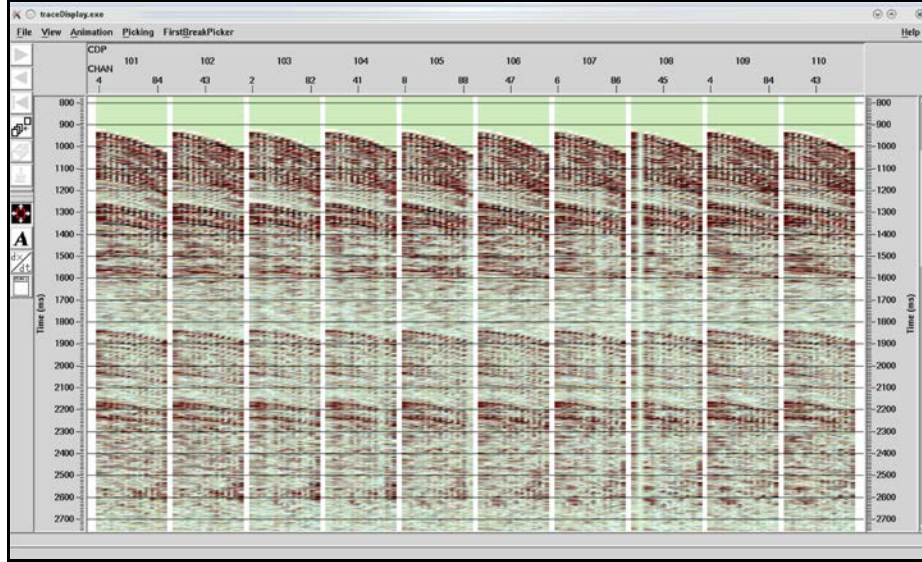
Şekil 5.14 Yatay tabakalı ortamda ve eğimli tabakalı ortamda CMP (ortak nokta) ve CDP (ortak derinlik noktası) karşılaştırılması. Yatay tabakalı ortamda ortak derinlik noktası ile ortak nokta birbirine eşitken, eğimli ortamda kaynak-alıcı arasındaki uzaklık arttıkça ortak derinlik noktası eğim yukarı doğru taşınır (Dondurur, 2009)

Promax veri işlem programının ara yüzünde CDP sıralama işlemi Tablo 2’de belirtildiği gibi “Online Sort” sekmesi ile yapılır. Bu sekmede maksimum katlanma sayısı, eğer geometri bilgileri doğru girilmişse, görüntülenir ve CDP sıralama işlemi yapılır, işlem tamamlandıktan sonra atış grupları CDP noktalarına dönüştürülmüş olur (Şekil 5.15). Bu aşamadan sonra uygulanacak her işlem atış gruplarına değil CDP noktalarına uygulanacaktır.

### 5.2.7 Hız Analizi

Sismik veriden elde edilecek olan hız verisi; a- yığma (S/G oranının artırılması), b- seyahat zamanı-derinlik dönüşümünün en doğru şekilde yapılması ve c- geometrik düzeltme (migrasyon-sismik göç) için gereklidir. Bir sismik veriden birden fazla hız bilgisi elde edilebilir; görünür hız, grup hızı, yığma hızı, ortalama karekök (RMS) hızı bunlardan sadece birkaç tanesidir. Sismik veri-işlem sırasında Normal Kayma ve

Yığıma işlemleri için doğru hız bilgisine ihtiyaç vardır ve bu doğru hız bilgisi de Hız Analizi sonucu elde edilir.



Şekil 5.15 EMED08-50 hattına ait CDP'ler. Artık bu aşamadan sonra her işlem ortak derinlik noktalarına uygulanır

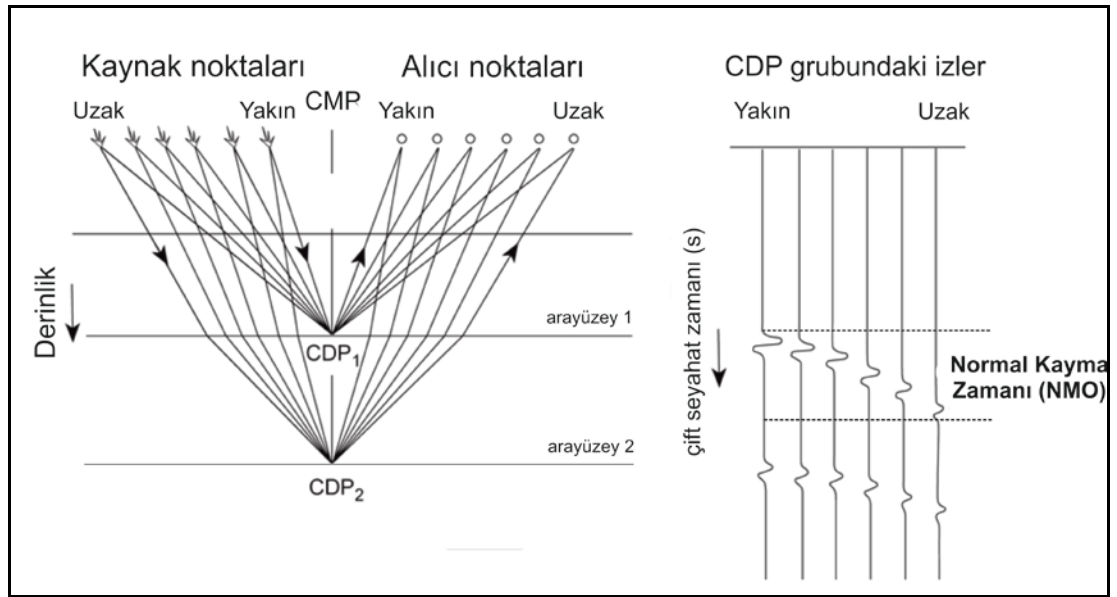
Herhangi bir ofset uzaklığındaki seyahat zamanı ile sıfır ofsetteki varış zamanı arasındaki farka normal kayma denir (Şekil 5.16). Bu etkinin ileriki veri işlem aşamalarına geçebilmek için ortadan kaldırılması gerekir, bu düzeltmeyi sağlayacak olan hızda Normal Kayma hızı denir. Tek bir yatay tabaka için, normal kayma hızı yansıtıcının üzerinde kalan ortamın hızına eşittir. Uzaklığın fonksiyonu olan seyahat zamanı denklemi, birkaç tabakalı durumda, hiperbol ile ifade edilir. Kısa ofset uzaklıkları için, yatay şekilde tabakalanmış yeryüzü için normal kayma hızı, ortalama karekök hızına (RMS) eşittir. Yer altı n adet tabakadan oluşuyorsa ve bunların hızı  $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$  ise, dalganın bu tabakalardan geçerken sahip olduğu tek yönlü seyahat zamanları  $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$  ise, RMS hızı;

$$V_{RMS}^2 = \frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2 + \dots + V_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} = \frac{\sum V_i^2 t_i}{\sum t_i} \quad (5.2)$$

olarak tanımlanır.

Normal kayma düzeltmesi, yığma ve daha sonraki işlemler için hız verisi elde etmek için birkaç CDP grubu toplanarak elde edilen büyük CDP grupları kullanılır ve bu şekilde doğruluğun artması sağlanır. Bunun yanı sıra hız analizinin doğruluğu; a- yansıtıcıların derinliği, b- yansımanın normal kayması, c- maksimum ofset, d- verinin bant genişliği, e- S/G oranı, f- statik düzeltmeler, g- yansıtıcının eğimi, h- iz sayısı, gibi etkenlere bağlıdır. Hız verisinin eldesi birkaç farklı yolla yapılabilir, bu farklı yollar aşağıda gösterilmiştir;

- $(t^2-x^2)$  analizi
- Sabit hız taraması (CVP)
- Sabit hız yığması (CVS)
- Hız spektrumu analizi



Şekil 5.16 Normal kayma zamanının şematik gösterimi. Her bir CDP noktasında kaynak-alıcı arası uzaklık arttığı zaman normal kayma zamanı da büyür, eğer kaynak-alıcı arasındaki mesafe azalır normal kayma zamanı küçülür (Salisbury & Snyder'den değiştirilerek alınmıştır)

$(t^2-x^2)$  analizi, normal kaymanın  $x^2$  ve  $t^2$  değerleri için düz bir hal alması ile ilişkilidir. Farklı  $x$  ve  $t$  değerleri çizdirildiğinde, çizilen doğruların eğimi  $V^2$ 'yi verir ve bu şekilde  $V$  hızı bulunur. Sabit hız taramasında, normal kayma düzeltmesi, CDP gruplarına farklı sabit hızlar uygulanarak uygulanır. Farklı hızlar karşılaştırıldığında,



yansıma hiperbolünü en iyi düzleştiren hız değeri söz konusu yansıtıcının hızını verir. Sabit hız yığılmasında, normal kayma düzeltmesi sabit hız taramasındaki gibi yapılır. Bu işlem birkaç farklı CDP grubu için yapılır ve farklı hızlarla yapılan yığılma işlemleri bir ekranda yan yana çizdirilir. Söz konusu olay için en iyi yığılmayı gerçekleştiren hız, en doğru hız olarak seçilir.

Hız spektrumu, farklı hız değerleri için elde edilen yığılma sonuçlarının her hız değeri için bir tabloya hız-çift gidiş geliş zamanı (twt) olarak çizdirilmesi ile elde edilir. Bu değerler genelde eş-genlik değerleri olarak çizdirilir. Teorikte bahsedilen yığılma genliği olsa da, pratikte kullanılan genlik değeri, yığılma genliğinin semblans değeridir ve aşağıdaki formülle hesaplanır;

$$semblans = \frac{1}{n} \times \frac{\sum_t s_t^2}{\sum_t \sum_i w_{i,t}^2} \quad (5.3)$$

Bağıntıda bulunan yığılma genliği (s) ise aşağıdaki formülle tanımlanır;

$$s_t = \sum_{i=1}^n w_{i,t} \quad (5.4)$$

$n =$  CDP grubunda normal kayma düzeltmesi yapılmış iz sayısı

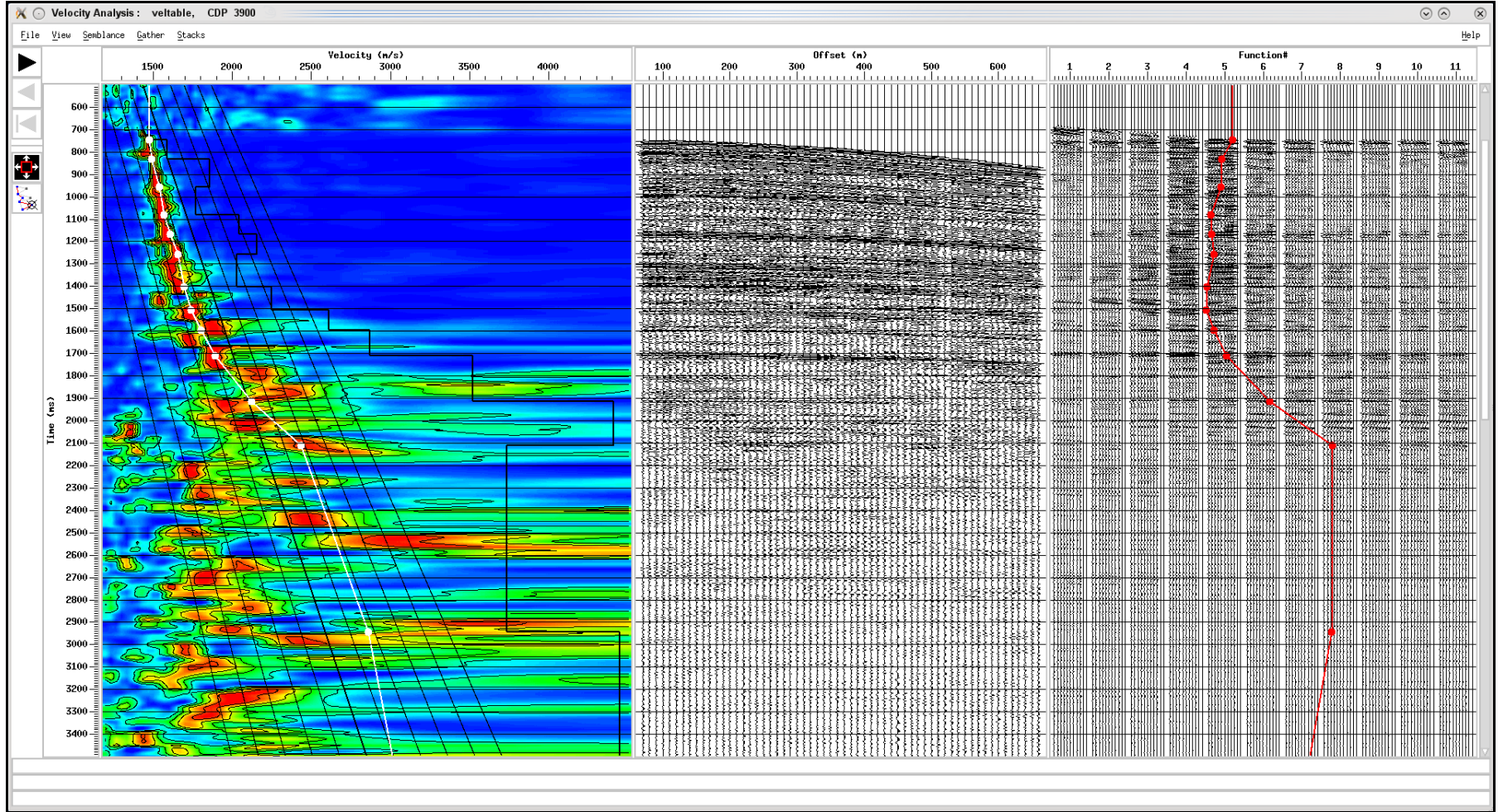
$w =$  t gidigeliş zamada i izin genlik değeri

$s =$  t gidigeliş zamadaki yığılma genliği değer i

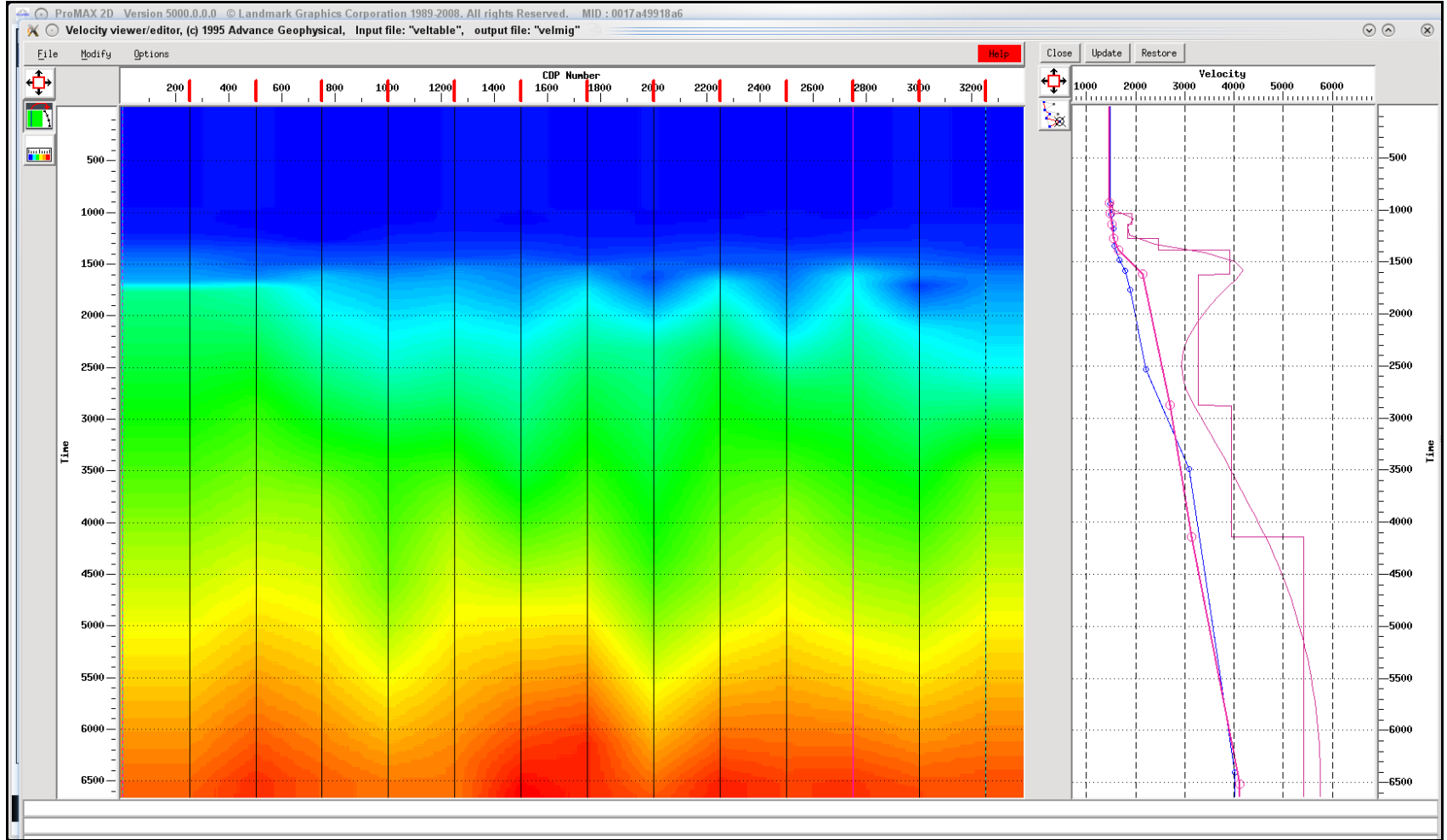
Hız spektrumu analizi, birçok interaktif veri-işlem programında kullanılan bir yöntemdir ve bu tez kapsamındaki verilerin hız analizi de hız spektrumu kullanılarak yapılmıştır. ProMAX yazılımında ilk olarak “2D Supergather Fomation” sekmesi ile CDP grupları birleştirilerek büyük gruplara dönüştürülür. Daha sonra “Velocity Analysis” sekmesi ile hız analizi yapılır. Belirlenen CDP noktaları için üç farklı

bölümde hız spektrumu, CDP grubu ve sabit hız yığmasının hız değişimi gösterilir (Şekil 5.17). Ayrıca hız spektrumu ekranı; çizilmiş olan hız değişimini, kullanıcının işaretlediği hız fonksiyonunu ve bu fonksiyondan hesaplanan ara hızlarını gösterir (Şekil 5.17). Hız spektrumunda genliğin en yüksek olduğu alanlar seçilerek ve seçilen noktaların doğruluğu interaktif CDP grubu görüntüsü ile kontrol edilerek gerçekleştirilir. Hız analizi bittikten sonra söz konusu sismik kesite ait hız alanı iki boyutlu olarak görüntülenir (Şekil 5.18) ve hatalar kontrol edilerek gerekirse bu alanda düzeltilebilir ve ileriki adımlarda açıklanacak olan migrasyon işleminde gereksiz saçılımları engellemek için sismik hız alanı yumuşatılabilir (Şekil 5.18 & 5.19). ProMAX yazılımında bu görüntüleme işlemi için Velocity Viewer/Point Editor sekmesi kullanılır. Doğru hız modelini oluşturma, her CDP grubu için doğru cevabı veren hızları seçmek demektir ve bu yöntem de titizlikle çalışmayı gerektirir (Luo & Hale, 2010). Hassas bir analizin hata payını düşürmek için yani hız analizinin hata payını en aza indirebilmek için, verilen hızlar birçok farklı noktada görüntülenir ve bu şekilde analizin kontrolü sağlanır.

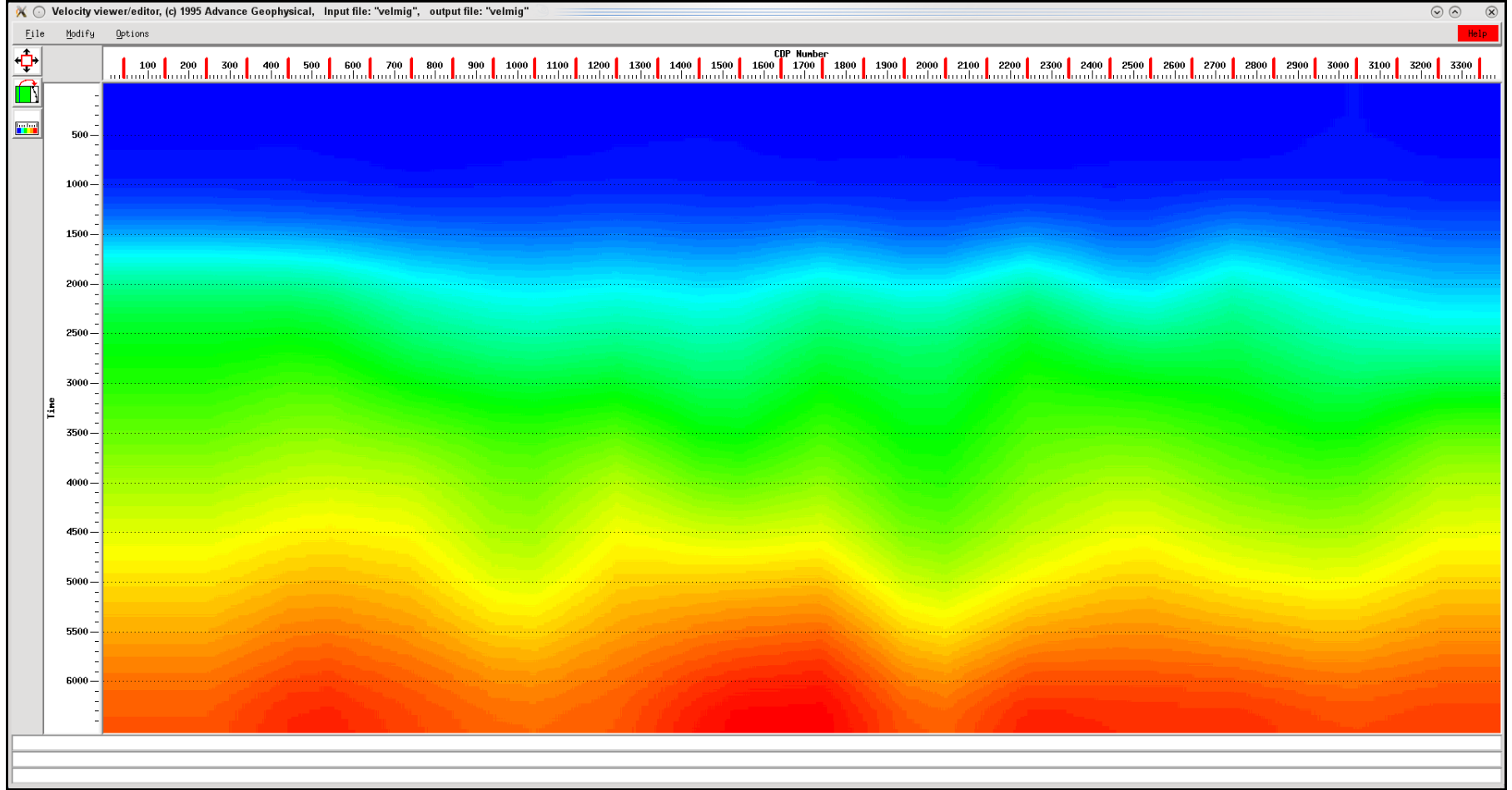
Tez kapsamındaki verilere hız analizi yapılırken, her birime ait bir hız belirlenmiş ve bu hızın değişimi minimum tutularak, bütün çalışma alanı boyunca her birim için aynı hızlar kullanılmıştır. Buna göre Pliyo-Kuvaterner birim için ortalama 2000 m/s, Mesinyen Birimi için 2500 m/s ve Mesinyen altındaki Tortonyen Birimi için ise 3200 m/s olarak alınmıştır.



Şekil 5.17 EMED08-56 hattına ait hız analizi ekranı. İlk kolon hız spektrumunu, ikinci kolon CDP grubunu ve üçüncü kolon ise sabit hız yığmasının hız değişimini gösterir



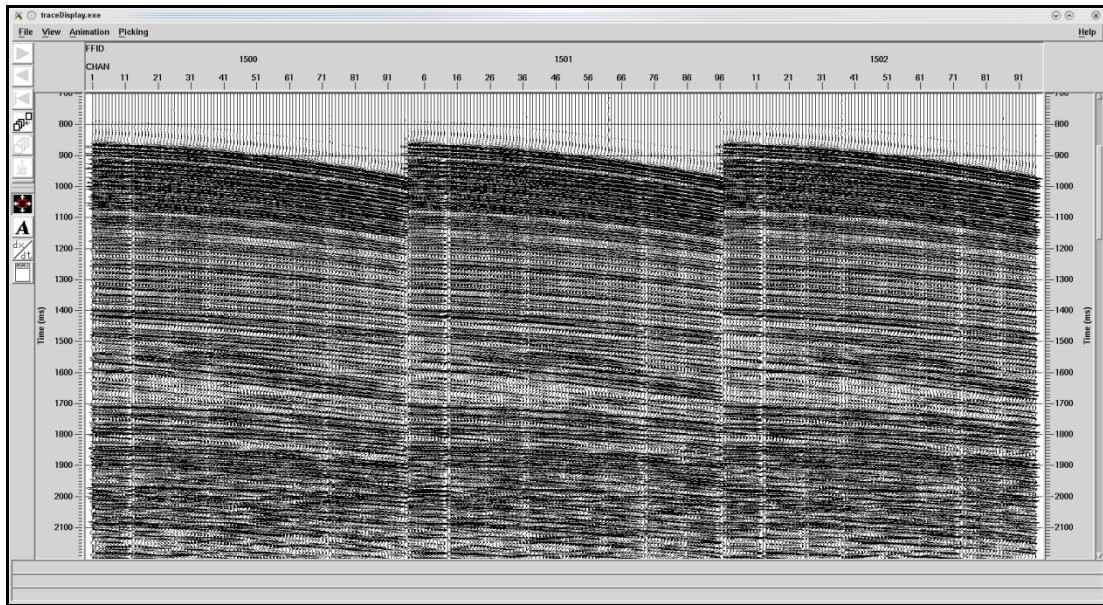
Şekil 5.18 Hız analizinden sonra verinin iki boyutlu hız alanı incelenir, yüksek hız-düşük hız değerleri düzeltilir, bu şekilde veri-işlemin ileriki aşamaları için RMS hızları belirlenmiş olur



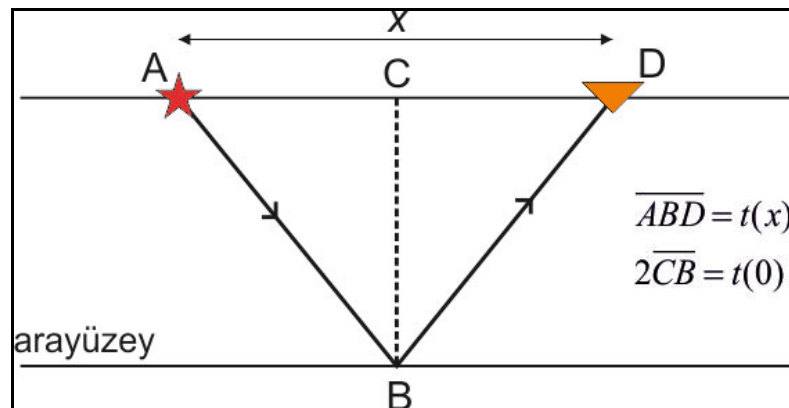
Şekil 5.19 Sismik hız alanının migrasyon için yumuşatılmış hali. Hız alanındaki keskin değişimler yumuşatılarak, kullanılacak migrasyon yöntemine göre yanal hız değişimi optimum hale getirilmiş olur

### 5.2.8 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi

Bölüm 5.2.7’de de bahsedildiği gibi normal kayma, herhangi bir ofset uzaklığındaki seyahat zamanı ile sıfır ofsetteki varış zamanı arasındaki farka denir. Yansıma ilk önce en yakın alıcıya gelir, daha sonra kaynak ile alıcılar arasındaki uzaklık, varış zamanlarında gecikmeye neden olur ve bu şekilde iz grubu hiperbolik bir fonksiyon halini alır (Şekil 5.20).



Şekil 5.20 Her atış grubuna ait yansıma hiperbollerini. Alıcıya gelme zamanları uzaklık ile bağlantılı olduğundan çok kanallı yansıma sismliği çalışmalarında her atış grubu hiperbolik şekildedir



Şekil 5.21 Yatay tabakaların var olduğu bir ortamda normal kayma zamanını yaratan ışın yolu

Normal kayma zamanı düzeltmesi, bütün yansıma izlerinin seyahat zamanlarının, dik gidiş-geliş zamana indirgenmesi işlemidir. Şekil 4.21'deki gibi yatay ara yüzeyli bir ortamda, ışının A kaynağından yola çıkıp, B noktasından yansıyıp D alıcısına gelmesi için geçirdiği seyahat zamanı  $t(x)$  olsun, aynı ışının C noktasından yola çıkıp B noktasından yansıyıp tekrar C noktasına gelmesi için geçirdiği zaman  $t(0)$  olsun (ki bu zaman dik gidiş-geliş zamanına eşittir), buna göre ofsete bağlı seyahat zamanı denklemi;

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V^2} \quad (5.5)$$

ile tanımlanır. Burada  $x$  kaynak-alıcı arasındaki uzaklığı,  $V$  ise yansıtıcı yüzeyin üzerindeki tabakanın hızıdır. Herhangi bir ofset için seyahat zamanı  $t(x)$  ve sıfır ofset için seyahat zamanı  $t(0)$  farkı normal kayma zamanı olarak adlandırılır. Normal kayma zamanı düzeltmesi;

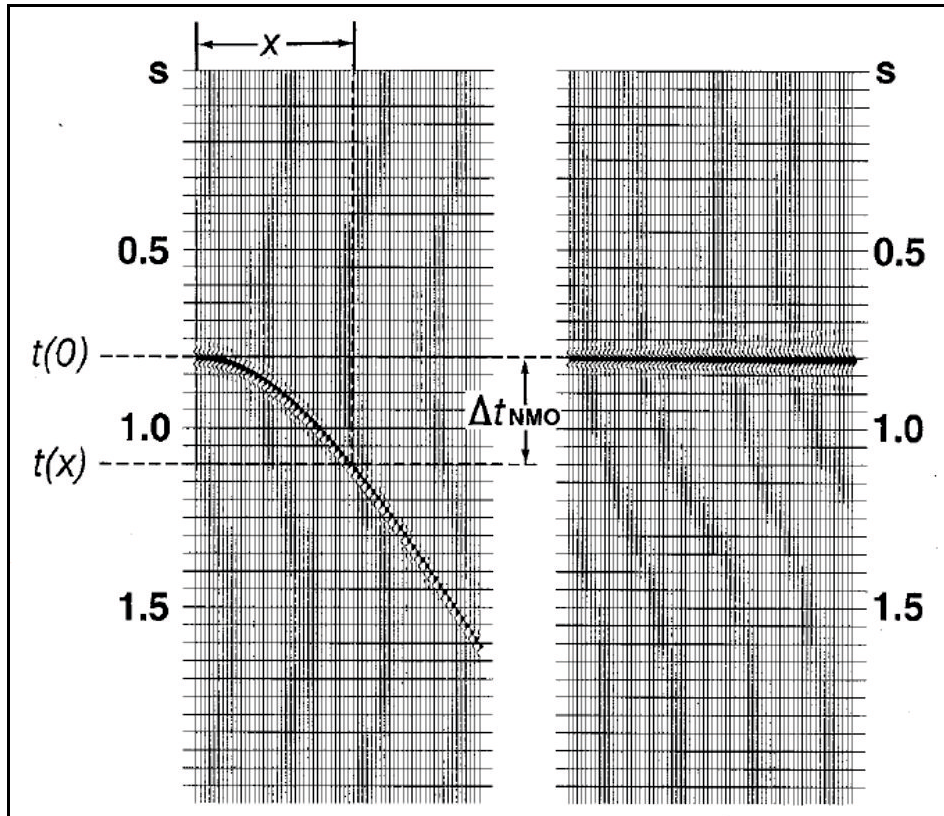
$$\begin{aligned} \Delta t_{NMO} &= t(x) - t(0) \\ &= t(0) \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{x}{V_{NMO} \times t(0)} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\} \end{aligned} \quad (5.6)$$

ile tanımlanır. Denklem X'te görüldüğü gibi, eğer ofset ve seyahat zamanları bilirse hız bilgisi elde edilebilmektedir. Bu şekilde normal kaymaya ait hız elde edildiğinde, seyahat zamanları ofsetin yarattığı etkiden temizlenir ve sıfır ofset zamanına getirilir (Şekil 4.22). Normal kayma zamanı ofset ile artarken, derinlik ile azalır. Ayrıca daha büyük hız değerleri için normal kayma zamanı daha küçüktür (Yılmaz, 1997).

Yansıma hiperbolünü sıfır ofset zamanına getirmek için gereken hız değeri doğru seçilmez. Doğru hızdan daha düşük bir hız seçildiğinde normal kayma fazla

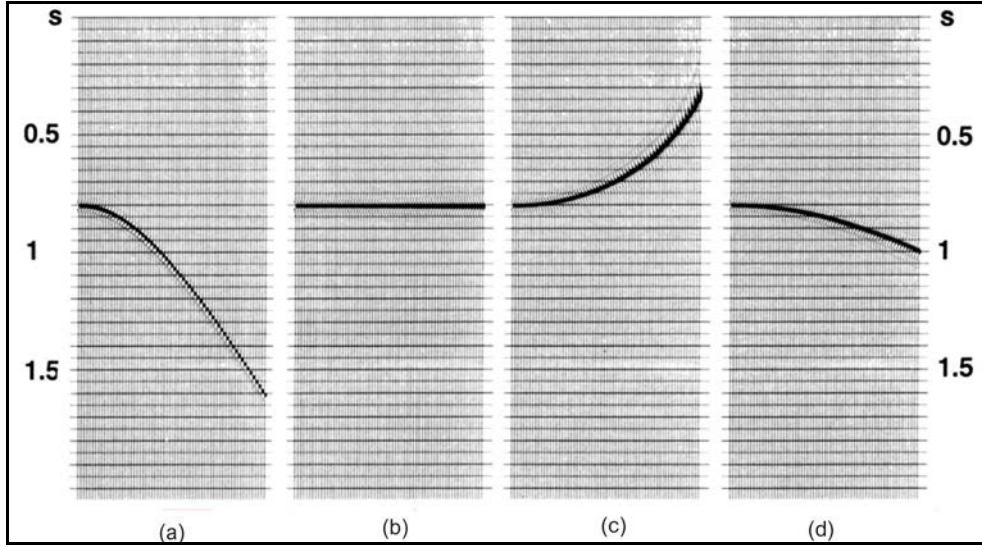
düzeltilmiş olur ve hiperbol yukarı kıvrılır, bunun yanı sıra daha yüksek bir hız seçildiğinde ise normal kayma az düzeltilmiş olur ve hiperbol tam olarak düzleşmez (Şekil 5.23).

Tez kapsamındaki verilere normal kayma zamanı düzeltmesi ProMAX veri-işlem programında “Normal Move Out Correction” sekmesi ile yapılmıştır. Daha önce hız analizi ile elde edilen hız alanı bilgisi okutularak düzeltme yapılmıştır (Şekil 5.24). Şekil 5.24’te normal kayma zamanı düzeltmesinin çıktısı görülmektedir. Sığ kesimler için NMO hızları doğru seçilmişken, daha derin kısımlarda NMO hızlarının normal hıza göre daha düşük verildiği görülmektedir (Şekil 5.24). Şekil 5.25’te ise tekrarlı yansımaların veride nasıl düzeltilmeden kaldığı görülmektedir. Deniz tabanı tekrarlılarının düzeltilmesinin yetersiz olması, o bölgede deniz tabanı hızından daha yüksek hız değerleri atandığının göstergesidir.



Şekil 5.22 Geç varışlardan dolayı verinin hiperbolik şeklinin normal kayma zamanı düzeltmesi ile ortadan kaldırılması. Bütün izler  $t_0$  anına çekilerek yansımaları kuvvetlendiren yığma işlemi için hepsi aynı doğrultuya atanır (Telford ve diğ., 1990)





Şekil 5.23 Normal kayma zamanı düzeltmesi için veriye yüksek ya da düşük hız verildiğinde yansımanın şeklinin nasıl değiştiği görülmektedir. Doğru hız ile veri tamamen düzelir (b), düşük hız verildiğinde yansıma çok düzeltilmiş (c), yüksek hız verildiğinde ise yansıma az düzeltilmiş olur (d) (Telford ve diğ., 1990)

### 5.2.9 Yığma

Yığma işlemi, NMO düzeltmesi yapılmış CDP noktasındaki izlerin toplanması ve bu toplamın, tek bir yığma izi elde edebilmek için, CDP noktasındaki toplam iz sayısına bölünmesi ile açıklanır (Denklem 5.7).

$$Yığma = \sum_0^t \left( t / n \sum_t^n S(t) \right) \quad (5.7)$$

$\sum$  = bütün izlerin toplam

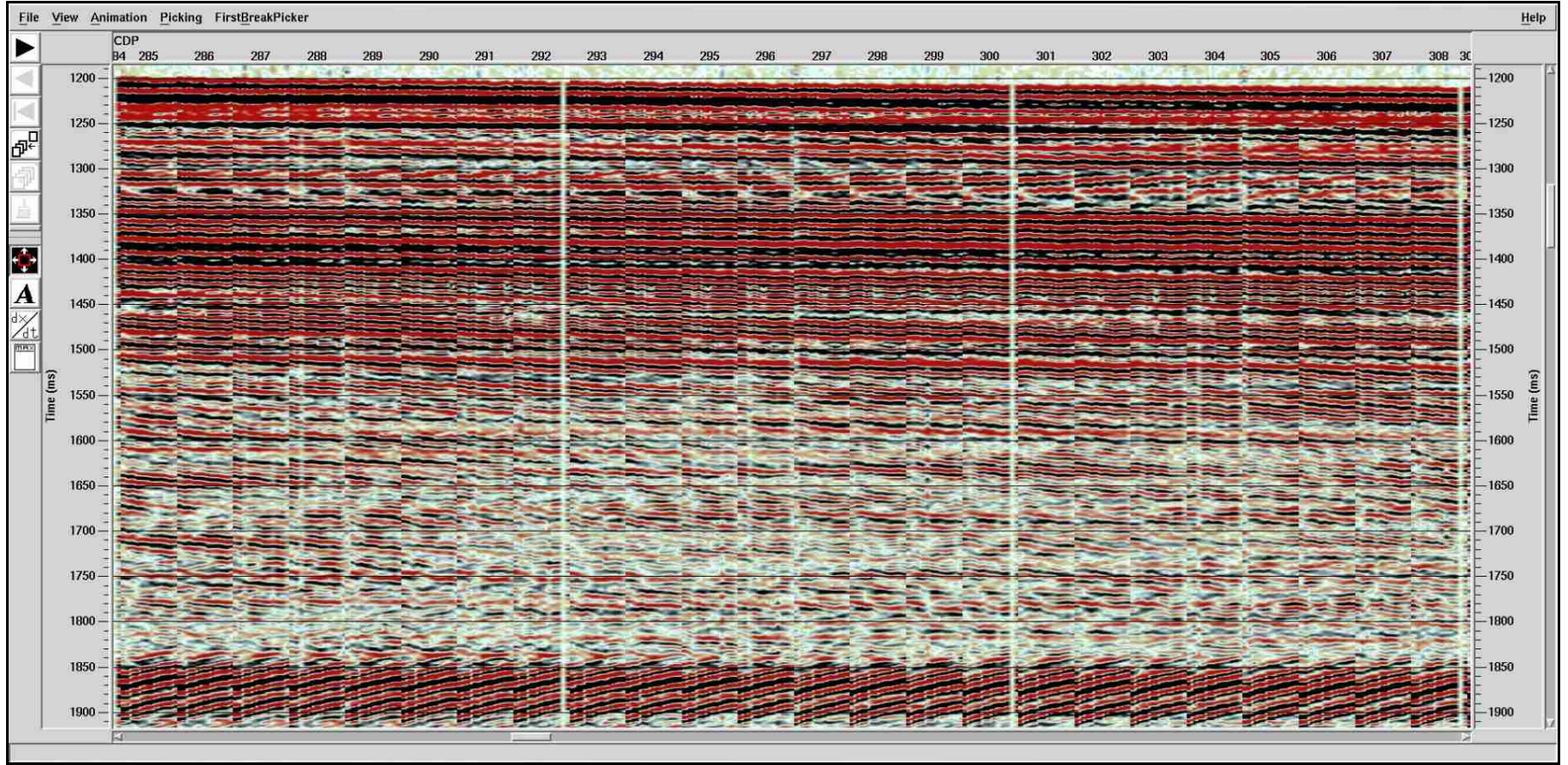
$S(t)$ :  $t_0$  zaman derinliğe ait ortalama hız

$t_0$ : dik gidigeliş zaman

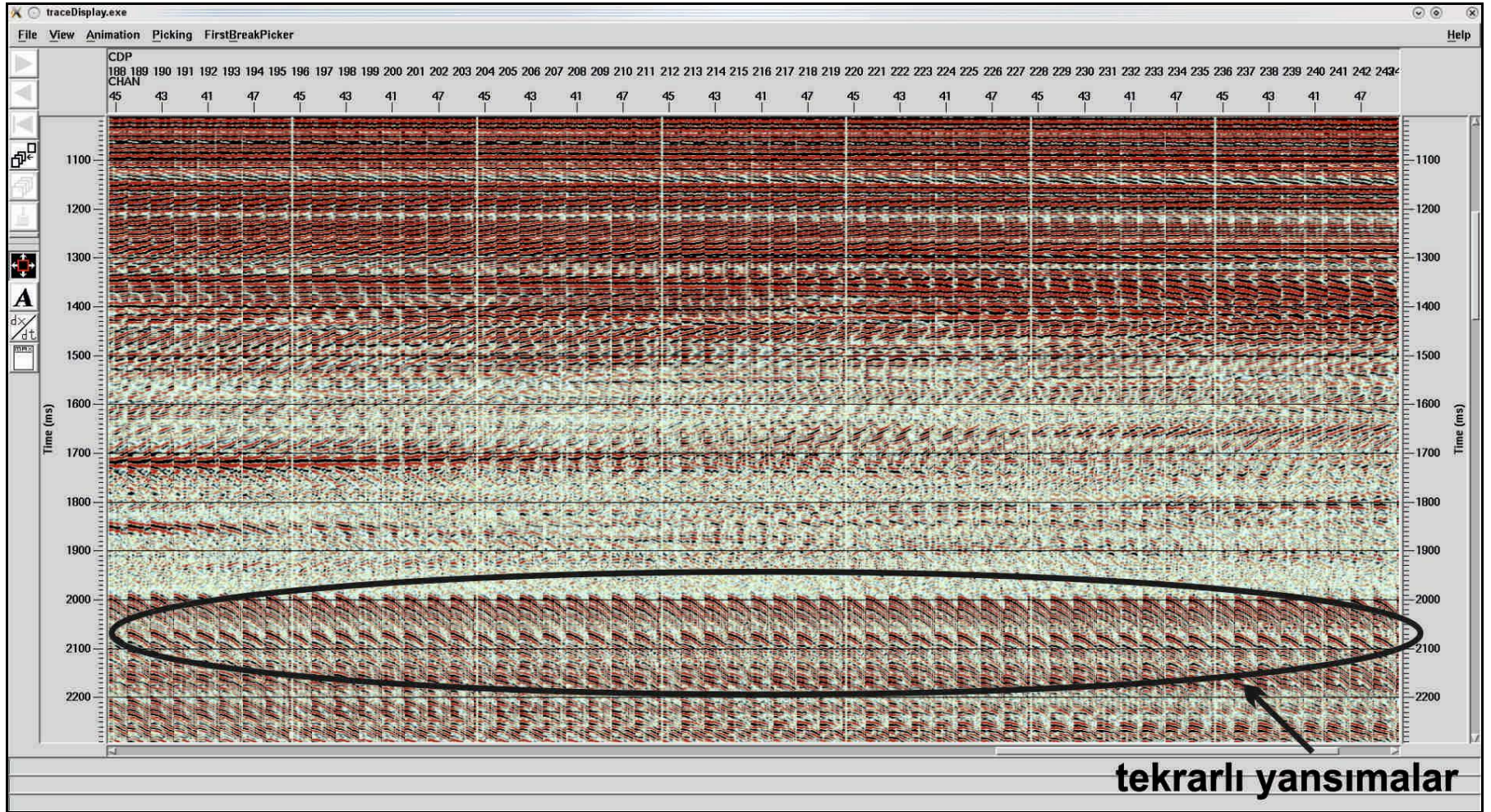
$n$ : iz sayısı

$t$ : her iz e ait zamanı

Yığma kesiti, herhangi bir CDP noktasındaki izlerin toplam enerjisinin ortalamasıdır. CMP noktaları normal kayma düzelmesi yapılmış haldedir başka bir deyişle her izin



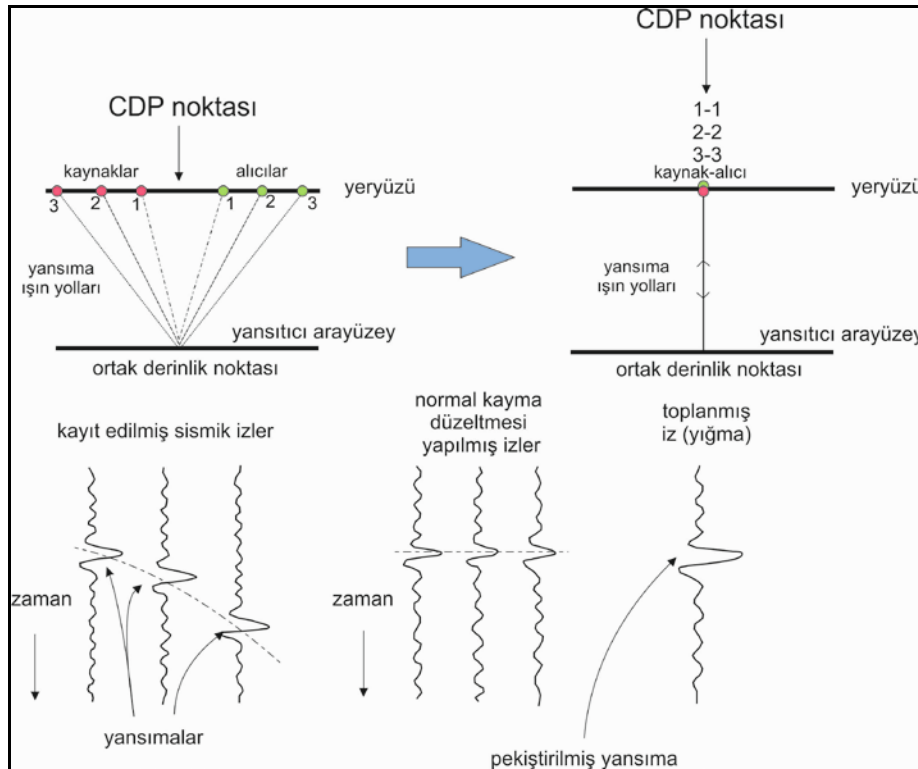
Şekil 5.24 EMED08-52 hattına ait normal kayma zamanı düzeltmesi yapılmış veri. 1900 ms civarlarındaki bölge için verilen hızın gerçek hızdan daha düşük olduğu görülmektedir. Bu nedenle o bölgedeki yansımalar fazla düzeltilmiş olur



Şekil 5.25 EMED08-56 hattına ait normal kayma zamanı düzeltmesi. Bu şekilde tekrarlı yansımaların altında kalan gerçek yansımalar için verilen yüksek hızdan dolayı, tamamen düzelmedikleri görülmektedir

varış zamanı dik gidiş-geliş zamanına kaydırılmıştır. Bu yüzden, yığma kesiti dik gidiş-geliş zamanının kestirimidir (Yılmaz, 2001) (Şekil 5.26). Yığma işlemi istenmeyen gürültüleri ve tekrarlı yansımaları bastırırken yansımaların genliğini artırır (Krebes, 1985, 1989).

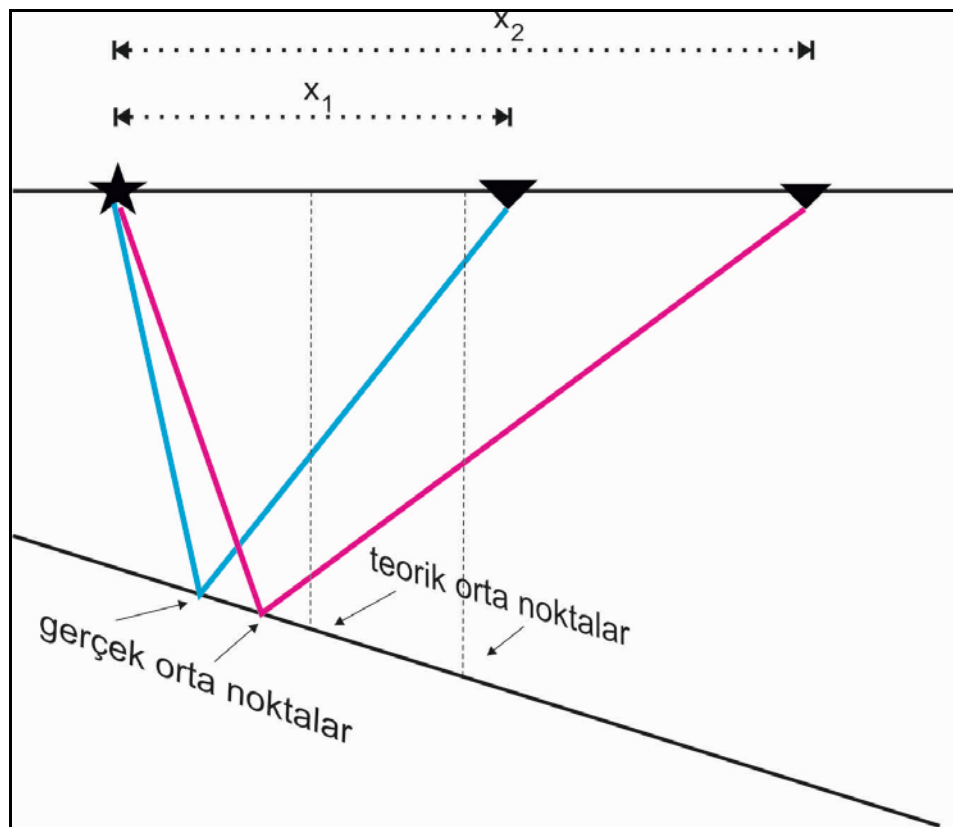
Yukarıdaki açıklamada bahsedilen ortam yatay tabakalı ortamdır. Fakat yeryüzündeki tabaklar genellikle eğimlidir. Bu eğimli tabakalar CDP noktasının yanlış konumlandırılmasına neden olur (Şekil 5.27). Aynı teorik orta noktaya sahip olan kaynak-alıcı grupları gerçekte aynı ortak noktaya sahip değildirler. Bu gibi durumlarda, gerçek orta nokta, örnekleme noktalarında kaymaya sebep olarak eğim yukarı doğru taşınır (Yılmaz, 2001). Ayrıca gerçek ortak derinlik noktasının yeryüzüne iz düşümü, teorik ortak derinlik noktası ile aynı konumda olmaz ve sismik kesit yanlış çizilir (Şekil 5.27). Bu yanlışlık ise migrasyon denen, sismik kesitteki izlerin doğru yere taşınması işlemi ile giderilir.



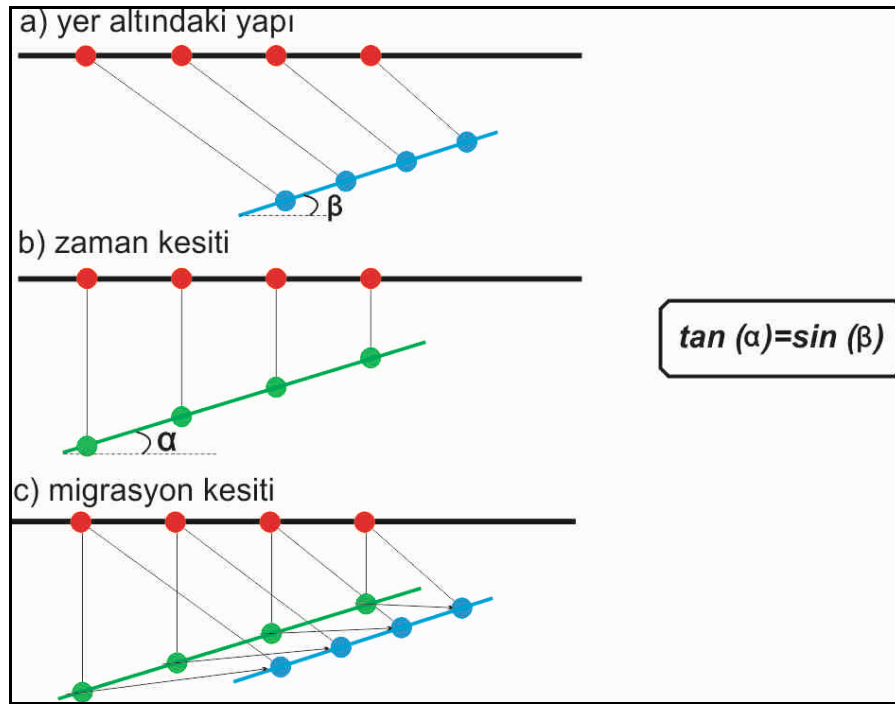
Şekil 5.26 Ortak derinlik noktasındaki izlerin yansıma hiperbolü şeklinden yığma halini alana kadar geçirdikleri işlemler. Buna göre yığma kesiti, izlerin dik gidiş-geliş zamanının kestirimi olduğu görülmektedir (Dondurur, 2009)

### 5.2.10 Migrasyon

Ortak derinlik noktasına ait sismik veri, yansımaları ve diğer verileri orta noktaya bağımlı olarak gösterir, başka bir deyişle yansımalar kaynak ve alıcı noktalarına bağımlıdır. Fakat veri-işlem sırasında amaç yansımaları ve saçılmaları yer altındaki gerçek yerlerine taşımaktır. Veriyi CDP konumundan, yeraltındaki konumuna taşıma işlemine migrasyon yani sismik göç denir. Başka bir deyişle, migrasyonun amacı yansıyan sinyalin nereden yansıdığını göstermektense, sismik dalga'nın çarptığı olayın yerini geometrik olarak tayin etmektir (Şekil 5.28) (Sheriff, 1981). Amacı yer altının anlaşılabilir ve açık bir resmini elde etmek olduğundan migrasyondan bazı kaynaklarda görüntüleme (imaging) olarak da bahsedilmektedir (Robinson, 1983b; Brower, Douma and Helbig, 1985).



Şekil 5.27 Eğimli tabakalı ortamda yansımalar teorik ortak derinlik noktası yerine farklı noktalarından yansır. Bu da yığma kesitinin yanlış çizilmesine neden olur. Bu yanlışlık migrasyon ile düzeltilir (Telford ve diğ., 1990)



Şekil 5.28. Sismik veriye uygulanan migrasyon işlemi yansıtıcıları yansıyan noktadan gerçek yerine taşınmasını sağlar (Liner, 2003'den değiştirilerek alınmıştır)

Migrasyon, yatay olayların hiç birine dokunmazken, eğimli yapıları eğim yukarı doğru taşır ve fayları sınırlayan saçılmaları yok eder (Yılmaz, 1997). Genelde ideal olan yığma kesitinden derinlik kesitine geçmektir fakat göç işlemi yapılmış kesitler genelde zaman ortamında gösterilirler. Bunun iki sebebi vardır; ilki sismik ya da başka bir veri setinden hız tayini büyük çoğunlukla sınırlı doğrulukta olmaktadır. Bu yüzden derinlik dönüşümü de doğru sonuç vermemektedir. İkinci olarak, yorumlama sırasında göç işlemi yapılmış kesit ile yığma kesitini karşılaştırarak doğruluğunu kontrol etme isteğidir. Bu yüzden iki kesitinde zaman ortamında gösterilmesi tercih edilir. Sismik göç uygulanmış zaman kesiti elde etmek için uygulanan sismik göç işlemine zaman ortamında sismik göç denir ve yatay hızların orta şiddette değiştiği bölgeler için kullanılır.

Veri-işlem akışında uygulanma zamanına göre migrasyon, yığma öncesi ve yığma sonrası migrasyon olarak ikiye ayrılır. Yığma öncesi migrasyon, sismik kesitte gözlemlenen olayların ya da tabakaların karmaşık hız değişimleri varsa ya da yapılar

sadece yığma sonrası migrasyon ile hala karmaşık ve yorumlanamaz olarak kalıyorsa uygulanır. Yığma öncesi migrasyon, yapısal karmaşanın, hız değişimlerinin yoğun olduğu alanlarda kullanılır ve yığma sonrası migrasyon istenilen cevabı vermezse uygulanır. Yığma sonra migrasyon ise adından da anlaşılacağı gibi, veriye yığma işlemi yapıldıktan sonra uygulanır. Eğimin az olduğu ya da farklı eğimlerin var olmadığı alanlarda yığma sonrası migrasyon iyi sonuçlar vermektedir. Her koşulda yığma öncesi migrasyon daha detaylı ve net sonuçlar verse de, bölgenin yapısal analizine hakim olan ve zamandan tasarruf etmek isteyen veri-işlem uzmanı yığma sonrası migrasyonu tercih etmektedir.

Genel olarak migrasyonun eğimli yapılar ve saçılmalarla ilgilendiği söylene de, daha detaylı halde migrasyonun sismik kesit üzerindeki temel etkileri şu şekilde sıralanabilir (Dondurur, 2009):

- 1- Jeolojik kesitteki yansıtıcının boyu, sismik kesitteki boyundan küçüktür, bu yüzden migrasyon yansıtıcıların boyunu kısaltır.
- 2- Migrasyon sonrası yığma kesitindeki senklinal yapıları genişler, antiklinal yapıları ise daralır (Şekil 5.29-5.31).
- 3- Jeolojik kesitteki yansıtıcının gerçek eğimi sismik kesitteki eğiminden büyüktür. Migrasyon yansıtıcıları eğim yukarı taşır ve yansıtıcıların eğimini artırır (Şekil 4.29-5.31).
- 4- Migrasyon, yansıtıcıların ani kesilmelerinden oluşan saçılmaları yok eder ve fay düzlemleri daha belirgin hale gelir. Yatay tabakalar migrasyon işleminden etkilenmezler (Şekil 5.29-5.31).
- 5- Migrasyon, çöküntü alanlardan alınan yansımalarda görülen papyon-kavat (bow-tie) etkisini yok eder. Bu etki özellikle düzensiz deniz tabanının bulunduğu bölgelerde, yığma kesitlerinde deniz tabanında görülen çok sayıdaki tümsek şekilli yapıyı antiklinal ve senklinallere çevirir.

6- Migrasyonda kullanılan hızlar yapıların görünür büyüklüklerini etkiler. Yüksek hızlar daha fazla migrasyon anlamına gelir ve antiklinal benzeri yapılar, gerekenden yüksek hız kullanılan migrasyon sonrası olduklarından daha küçük görünürler.

Günümüzde en çok kullanılan migrasyon yöntemleri; 1- sonlu farklar migrasyonu, 2- f-k (Stolt ve Gazdag) migrasyonu ve 3- Kirchhoff migrasyonudur. Sonlu farklar migrasyonu, sklaer dalga denkleminin sonlu farklar yöntemi ile sayısal çözümüne dayanır ve 1972 yılında Claerbout ve Doherty tarafından öne sürülmüştür (Dondurur, 2009). Frekans-dalga sayısı (f-k) migrasyonu Stolt ve Gazdag olmak üzere ikiye ayrılır. Her iki migrasyon çeşidi de Fourier dönüşümünü kullanarak migrasyona olanak sağlar fakat Stolt frekans ve dalga sayısını kullanırken, Gazdag faz kaymasını kullanır.

Sonlu farklar migrasyonu, düşey hız değişimine duyarlı iken yanal yöndeki hız değişimlerine duyarlılığı kısıtlıdır. Ayrıca eğim sınırlı bir yöntem olduğundan yüksek eğimli yapıların migrasyonunda doğru sonuçlar vermez. Stolt migrasyonu, diğer migrasyon çeşitleri ile karşılaştırıldığında en hızlı migrasyon yöntemidir fakat yanal ve düşey yöndeki hız değişimlerine duyarlı değildir. Bu da Stolt migrasyon yöntemini karmaşık ortamlarda kullanılmaz hale getirir. Gazdag migrasyonu ise, düşey yöndeki hız değişimlerini iyi şekilde tolere edebilirken, yanal yöndeki değişimlere karşı duyarsızdır. Fakat yüksek eğimli yapıların migrasyonunda doğru sonuçlar üretir.

Zaman ortamında uygulanan migrasyon çeşitlerinde, düşey ve yanal (her ne kadar düşey değişimlere kadar olmasa da) değişimlere duyarlı olan ve yüksek eğimli yapıların migrasyonunda doğru sonuç veren migrasyon yöntemi Kirchhoff migrasyonudur. Kirchhoff migrasyonu, Kirchhoff denklemleri olarak adlandırılan, dalga denkleminin integral formunu kullanarak migrasyon işlemini uygular (Schlumberger, nd). Hızın sadece derinlik ile değiştiği ortamlarda, bir saçılma için seyahat eğrisi (saçılma eğrisi) saçılma noktasının üzerindeki hıza ve saçılma noktasının derinliğine bağlıdır (saçılan kırılmalar, saçılan yansımalar ve daha karmaşık yollar için bu durum daha karışıktır).

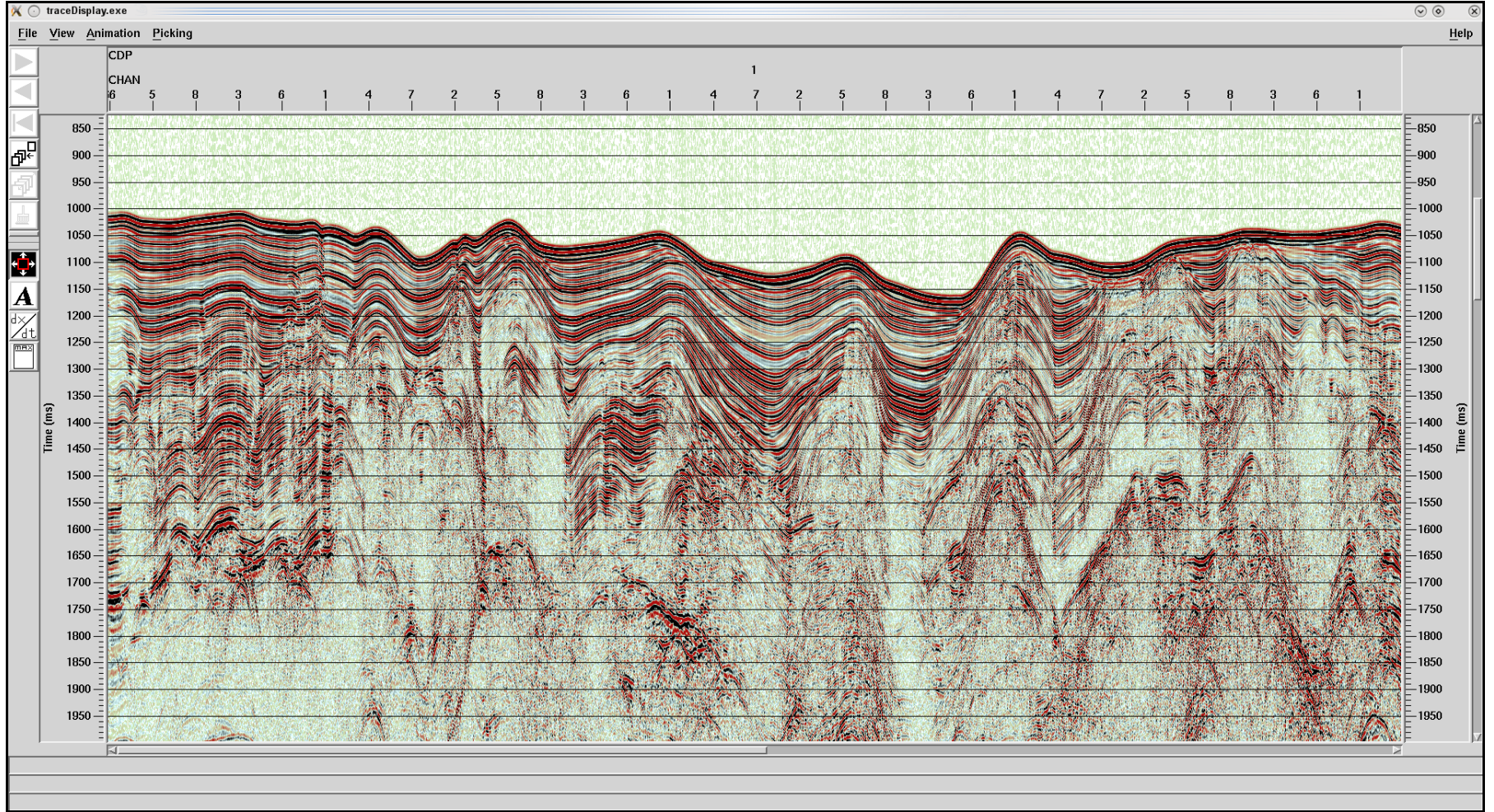


Bir noktadan saçılan enerji, eğer bu nokta apexte ise, saçılma eğrisinin üzerindeki enerji değerlerini toplayarak bulunabilir (Hagedoorn, 1954). Eğer bu apeks noktası gerçek bir saçılma noktası değilse, saçılma eğrisindeki değerler sistematik ve simetrik olmayacaktır ve bu şekilde negatif ve pozitif değerler birbirlerini yok edecektir. Eğer bütün kesit olası tüm saçılma eğrileri için aranır ve bulunan her saçılma eğrisi için enerji toplamı eğrilerin tepe noktasına taşınırsa, bütün saçılmalar doğru yerlerine taşınır (Şekil 5.32 & 5.33) (Telford ve diğ., 1990).

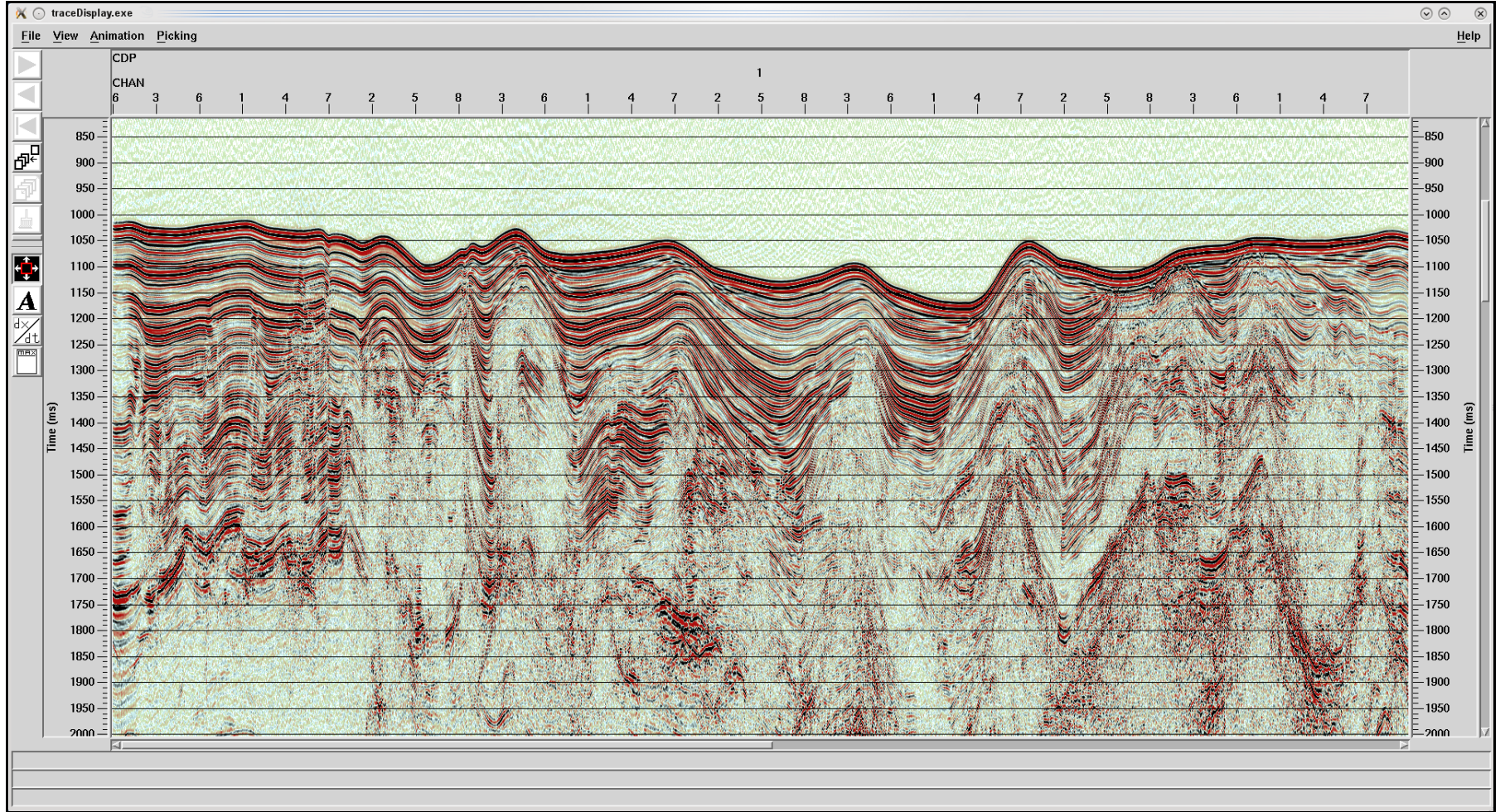
Yansıma ve saçılmayı üreten fiziksel aşamalar aynı olduğu için, bir yansıtıcı yüzeyin birbirine çok yakın saçılma noktalarından oluştuğu ve Huygens kuramına göre yansımanın da saçılmaların karmaşık bileşimi olduğu düşünülmüştür. Bu şekilde eğer yansımalar saçılma olarak kabul edilirse gerçek yerlerine taşınmış olacaklardır. Bu prensip Kirchhoff migrasyonunun temeli oluşturur ve en basit haliyle yığıma kesiti üzerindeki saçılma hiperbollerinin toplanması ilkesine dayanır.

Kirchhoff migrasyonu uygulanırken birkaç noktaya dikkat etmek gerekir. Bunlar sırasıyla; apertür genişliği, en büyük eğim miktarı ve hız hatalarıdır. Kirchhoff migrasyonunda saçılma hiperbolü teorikte sonsuz zaman ve uzaklığa uzansa da pratikte tıraşlanmışlardır. Pratikte kullanılan bu yansıma hiperbollerinin genişliğine migrasyon apertürü denir. Sismik kesitte migrasyon hiperbolü, hiperbolün kapsadığı iz sayısı ya da kapladığı yatay genişlik ile ifade edilir. Daha önce de bahsedildiği üzere, saçılma hiperbollerini hızla bağımlıdır ve hız ile apertür genişliği doğru orantılıdır. Bir sismik kesitte, en basit hali ile hız derinlikle arttığından apertür genişliği de artar. Apertür genişliğinin seçimi Kirchhoff migrasyonu'ndaki en önemli noktalardan biridir ve bu konuda dikkat edilecek hususlar genel hali ile aşağıda listelenmiştir (Yılmaz, 1987'den derlenmiştir);

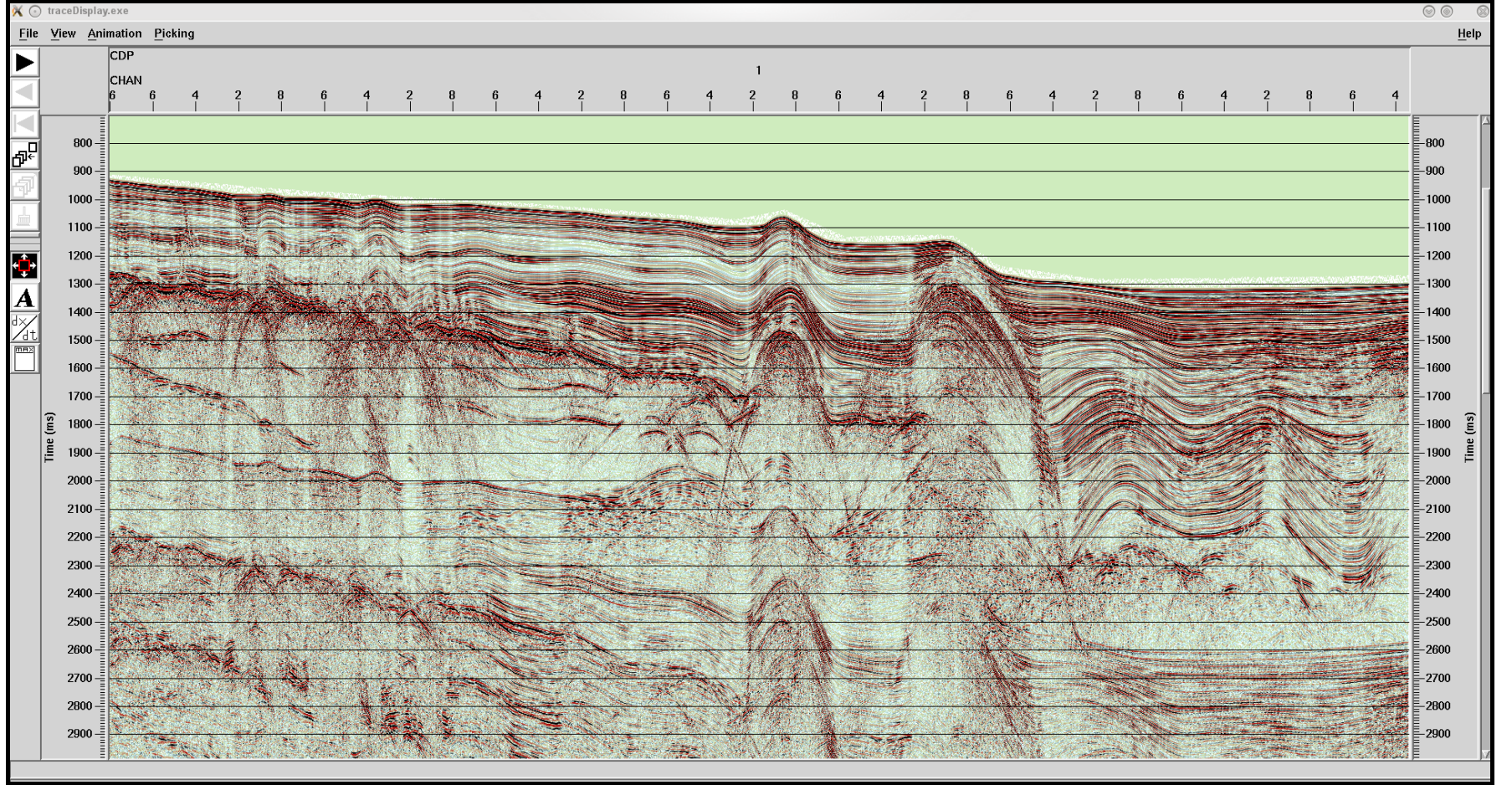
1. Apertür genişliği ne kadar küçük olursa, migrasyonun saçılmaları yok etme yeteneği de azalır .
2. Apertür genişliği çok küçük seçilirse yüksek eğimli yapılar ve genlik değişimleri bastırılır.



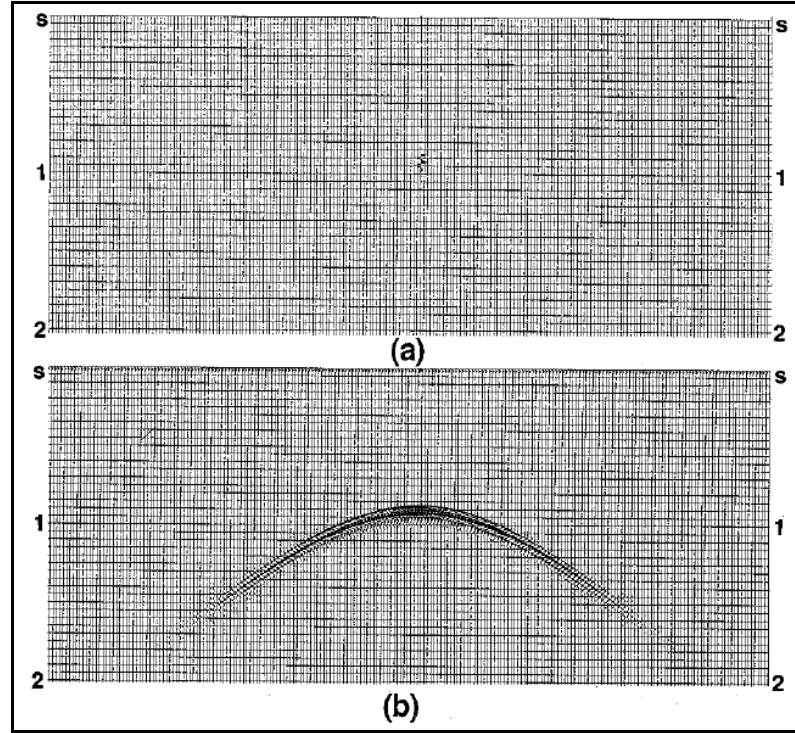
Şekil 5.29 EMED08-54 hattına ait yığma kesiti. Kesitte fay kenarları belirgin değildir. Ayrıca diyapirik yapıların bitimlerinde saçılmalar görülmektedir.



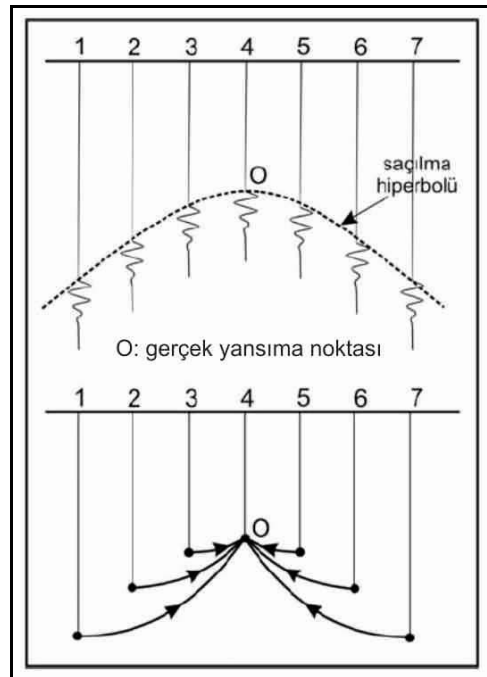
Şekil 5.30 EMED08-54 hattına ait migrasyon kesiti. Bu kesitte yığma kesitine oranla fay kenarlarının daha belirgin olduğu görülmektedir. Ayrıca verideki saçılmalar da kaldırılmıştır



Şekil 5.31 EMED08-52 hattına ait yığıma kesiti. Kesitte karmaşık jeolojik yapıların bitimlerinde saçılmalar görülmektedir. Bu kesitte diyapirik yapıların bitim noktaları saçılmalara sebep olmuştur.



Şekil 5.32 Derinlik ortamındaki herhangi bir nokta zaman ortamında Huygens ilkelerine göre saçılma hiperbolüne dönüşür. Bu dönüşüm migrasyonun temelini oluşturur (Telford ve diğ., 1990)

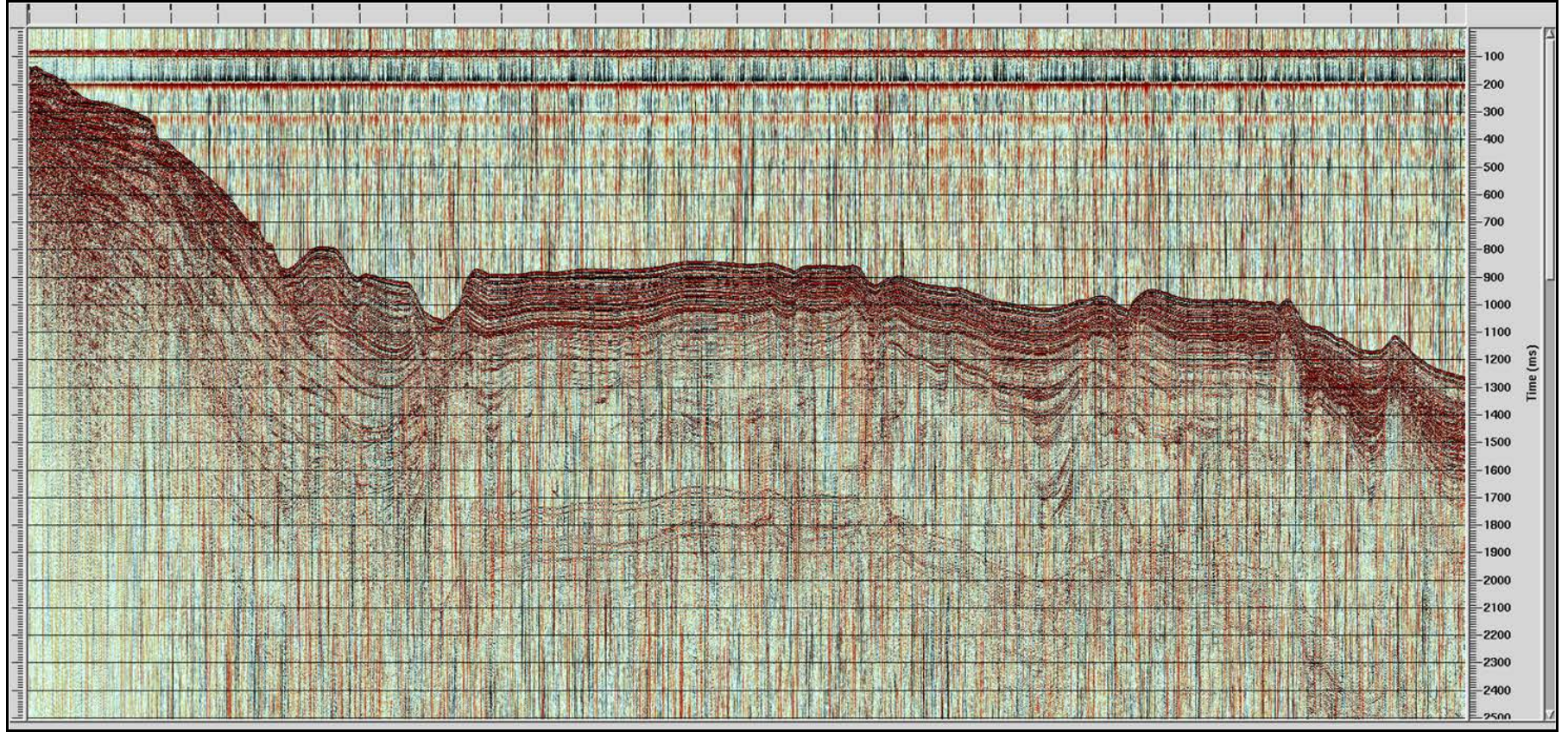


Şekil 5.33 Her izinin apex noktasına taşınarak migrasyon işleminin gerçekleşmesi (Telford ve diğ., 1990)

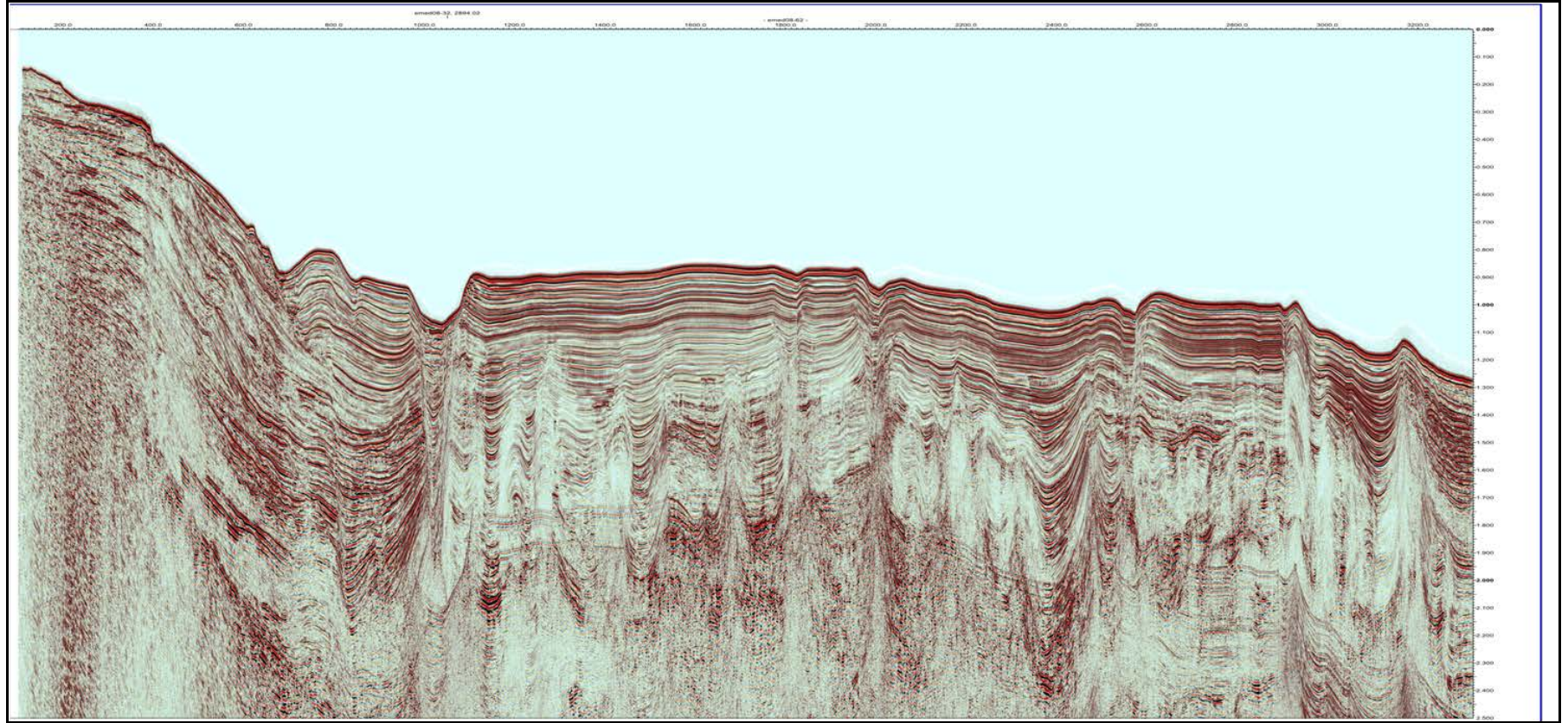
3. Apertür genişliğini küçük almak, migrasyon sırasında eğim filtreleme işlevi görür. Bunun sebebi küçük apertür genişliğinin hiperbolün dik kanatlarını işleme sokmamasıdır.
4. Küçük apertür genişliği genelde kesitin derin kısımlarındaki rastgele gürültüleri çoğunlukla yatay, gerçek olmayan olaylara çevirebilir.
5. Büyük apertür genişliği çok fazla bilgisayar zaman demektir. Büyük apertür genişliği, en iyi migrasyon demek değildir.
6. Geniş apertür, eğer verinin derin kısımları gürültülü ise, bu gürültünün S/G oranı yüksek sığ kısımların içine girmesi neden olabilir.
7. Çalışılan alanda, söz konusu olan bütün hatlar için apertür genişliğinin aynı olması, migrasyondan sonraki genlik özelliklerinin bütün hatlarda korunması için önemlidir.
8. Bir çalışma alanına ait kullanılacak olan apertür genişliği, kesitlerdeki saçılma hiperbollerinin genişliği ölçülerek bulunur. Genelde en geniş olan saçılma hiperbolü migrasyon için en uygun olan apertür genişliğini verir.

Bu tez kapsamındaki verilerin bulunduğu alan karmaşık bir jeolojiye sahip olduğu için yanal hız değişimlerine duyarlı olan Kirchhoff Migrasyonu kullanılmıştır. Her kesitte apertür genişliği maksimum difraksiyon genişliğine göre alınmış bu şekilde apertür genişliğinin program tarafından tanımlanmış maksimum genişliğe bağlı kalmadan daha kısa zamanda doğru sonuçlar elde edilmiştir. ProMAX veri işlem programında Kirchhoff migrasyonu için “Kirchhoff Time Mig.” sekmesi kullanılmıştır. Bu sekmede verinin migrasyona girecek olan maksimum frekansı ve verideki maksimum apertür genişliği girilir. Daha sonra hangi hız dosyasının kullanılacağı da belirlendikten sonra migrasyon işlemi başlatılır.

Bu aşamadan sonra elde edilen migrasyon kesitindeki genlik ve frekans değişimlerine bakılarak, gerekli görülürse band geçirir filtre ve/veya kazanç uygulaması yapılır. Böylelikle sismik kesit artık yorumlama için hazır duruma gelir (Şekil 5.34 & 5.35). Bu hazır veri, sismik yorumlama programlarınca en çok kullanılan format olan SegY formatına dönüştürülür. Bu işlem için ProMAX'ta “SEG-Y Output” sekmesi kullanılır. Verinin hangi isim ile kaydedileceği yazılır ve dosya çıktısı alınır.



Şekil 5.34 EMED08-62 hattına ait hiçbir veri işleme tabi tutulmamış ham veri. Dalganın yarattığı düşey gürültüler ve genlik düzensizlikleri, verinin yorumlanmasını zorlaştırır ve hata oranını artırır



Şekil 5.35 EMED08-62 hattına sismik kesitin son hali. Veride ham veride karşılaşılan gürültüler ve düzensiz genlik dağılımları ortadan kaldırılmıştır ve veri bu şekilde daha açık ve net hale gelmiştir. Ayrıca uygulanan migrasyon işlemi ile yer altındaki yapılar gerçek yerlerine taşınmıştır



## **BÖLÜM ALTI**

### **YANSIMA KESİTLERİNİN YORUMLANMASI**

#### **6.1 Yorumlama Teknikleri**

Tabakalanma yüzeyleri ile yansımalar genellikle kuyu verileri, hız bilgisi, yapay sismogramlarla ya da çalışma alanı hakkındaki önceki bilgiler kullanılarak ilişkilendirilir. Sismik kesitlerde çizilen seviyeler bize sadece iki boyutlu bir görüntü sunarlar fakat daha kesin bir sonuca ulaşmak, yapıları en yüksek doğrulukla yerleştirebilmek için üç boyutlu ilişkilendirmeye ihtiyaç duyulur. Üç boyutlu ilişkilendirme de, çalışma alanında toplanan hatlara dik hatlar ekleyerek oluşturulabilir.

Yapılara dik olan bir hatta seviyeler işaretlendikten sonra, bu yansımanın seyahat zamanına ve genlik yapısına dikkat ederek diğer paralel hatlara taşınır ve bu şekilde doğruluğu kontrol edilir. Bütün seviyeler, sismik kesitlerin her birine taşındığında, bu seviyenin her kesitte aynı seyahat zamanına denk gelmelidir. Buna “döngünün tamamlanması” ilkesi denir ve doğruluğun sınanması için önemli bir adımdır. Buna göre migrasyon sonrası elde edilen kesitlerde belirlenen seviyenin hatların kesiştiği yerde aynı zaman ya da derinlik noktasına denk gelmesi gerekmektedir.

Seviyeler sismik yansıma kesitleri taşındıktan sonra haritalama işlemine geçilir. Haritalama işlemi için, üzerinde çalışma alanına ait bilgiler barındıran (kuyu noktaları, trafik hattı vb) ve sismik hatları her atış noktasını da beraberinde gösteren bir taban harita kullanılır. Her atış noktasında seviyenin derinliği işaretlenir ve bir seviye için işaretleme bittikten sonra bu seviye konturlanır.

İki yansıma seviyesi arasındaki sediman kalınlığını gösteren izopak haritaları yapısal büyümenin anlaşılması için önemlidir. İki farklı seviyeye ait kontur haritasını üst üste koyarak ve aynı noktaya gelen konturlarda üst haritadaki değerden alt haritadaki değeri çıkarılarak bulunabilir. Bu farklar daha sonra boş bir haritaya aktarılarak konturlanır. Bu yöntemin yanı sıra, bilgisayardaki yorumlama

programları ile de seviyeler belirlendikten sonra otomatik olarak izopak haritası çıkartılabilir.

Eğer kontur haritası, belirli bir bölgeye doğru kalınlıkta bir artış gösteriyorsa bu ya çökelme sırasında bölgenin aşağı doğru eğimlendiğini ya da sediman kaynağının bu yönde olduğunu gösterir. Kıvrımlanmış bir tabakanın sabit olan kalınlığı, kıvrımlanmanın bu tabakanın çökmesinden sonra oluştuğunu belirtmektedir. Bunun yanı sıra, bir antiklinalin tepe noktasından kanatlarına doğru artan kalınlık, çökmenin yapının büyümesi ile eş zamanlı olduğunu gösterir.

## **6.2. Yapısal veya Tektonik Çerçeve**

Yapısal şekillerin (antiklinal, faylar vb.) yönelimi ve türü, maruz kaldıkları gerilme alanına göre değişkenlik gösterir. Yapısal şekillerin bağlı olduğu sisteme yapısal ya da tektonik çerçeve denir. Çalışma alanına ait yapısal çerçevenin bilinmesi, özellikle verinin sınırlı olduğu alanlarda ve bu çerçeve bilinmediği takdirde belirsiz bir yorumlama ile açıklanacak olan yapısal şekillerin doğru yorumlanabilmesi için bir kılavuz sayılmaktadır.

## **6.3. Jeolojik Hikayeyi Anlamaya Çalışmak**

Yapısal bilgi çıkarıldıktan sonra, bundan sonraki adım çalışma alanının olabildiğince jeolojik hikayesini anlamaya çalışmaktır. Bu ilişkilendirmedeki en temel nokta farklı seviyelerin yaşlandırılması işlemidir. Bu yaşlandırma eğer mümkünse jeolojik zaman çizelgesine göre, mümkün olmadığı durumlarda da bir önceki ya da bir sonraki seviyeye göre göreceli yapılmaktadır. Çoğunlukla çalışma alanında yapılan sismik yansıma çalışmasının civarlarında bir ya da birden çok kuyu bulunur ve bu kuyulardaki jeolojik seviyeler, sismik seviyeler ile ilişkilendirilir. Ayrıca belirli bir yansımanın, geniş alanlar boyunca devam eden ayırt edilebilir bir özelliği olabilir ve bu özellikte bu seviyenin işaretlenmesine ve o seviye ile ilgili olayların anlaşılmasına olanak sağlar. Örneğin, bu tezin konusu olan ve Akdeniz'de

birçok basenden görülen Mesinyen evaporitlerinin üst tabanını oluşturan M reflektörü, birçok sismik kesitte yüksek genliğinden dolayı kolayca tanınmaktadır.

Yapısal çerçevenin anlaşılması ve yaşlandırmanın en az hata ile yapılmasından sonra çalışma alanına ait jeolojik hikaye anlaşılabilir duruma gelmektedir. Bu hikaye ile belirli bir zaman döneminden günümüze kadar olan süreçlerde neler yaşandığı anlaşılabilir.

## **BÖLÜM YEDİ**

### **SİSMİK STRATİGRAFI VE KRONOLOJİ**

#### **7.1 Adana, Mut ve Kilikya Basenlerinin Stratigrafik Özeti**

Adana Baseni; batıda Ecemiş fay kuşağı, kuzeyde Aladağ ilçesi ile güneyde Adana ve batıda Kozan ilçesi arasında kalan bölgeyi içermektedir. Adana Baseni'nin başlıca stratigrafik birimleri Mesozoyik yaşlı Kızıldağ Karmaşığı ve Senozoyik yaşlı Karsantı, Gildirli, Karaisalı, Cingöz, Güvenç, Kuzgun, Handere ve Kuraşa formasyonlarıdır.

Kızıldağ Karmaşığı başlıca; radyolarit, serpantinit, spilitik lavlar ile ofiyolitik kayalar ve çeşitli sedimanter kayalardan oluşmuştur. Adana Baseni'nin Tersiyer yaşlı kırıntılı ve karbonatlı istif de bu birim üzerine diskordanslı olarak gelmektedir. Birim Alt Maestrihtiyen esnasında veya sonrasında fakat Üst Maestrihtiyen öncesinden bölgeye yerleşmiş olduğu düşünülmektedir. Kızıldağ Karmaşığı içerisinde değişik büyüklükte yüzleklere sahip olan ve başlıca kireçtaşından oluşan bloklar yer yer dolomitik kireçtaşı ve dolomitler bulunmaktadır. Gri renkli yer yer çörtlüdürler. Kızıldağ melanji içindeki karbonatlı bloklar platform karbonatı nitelikli Demirkazık formasyonundan türemiş olduğu düşünülmektedir. Yaş olarak Triyas-Üst Kretase aralığında çökelmiş, Üst Maestrihtiyen öncesinde bloklu yapıyı kazanmış olduğu ortaya atılmıştır.

Karsantı formasyonu, başlıca açık gri renkli, ince-orta ve kalın katmanlı marn, çamurtaşı ile daha kırılgan olarak da çakıllı kumtaşı yapılıdır. Yer yer slump yapıları ile asimetrik akıntı ripolları sunan birimin kalınlığı 880-1500 m arasında değişmektedir. Formasyon tabanda tümü ile Kızıldağ melanji üzerinde yer almaktadır. Üzerine Karaisalı ve Kaplankaya formasyonları uyumlu olarak gelmektedir. Birimin yaşının Oligosen-Üst Miyosen olabileceği düşünülmektedir.

Gildirli formasyonu, pembe, kızılımsı renkli çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşur. Çakıltası düzeyleri belirgin teknesi çapraz katmanlanma,

		Kilikya Latakya Basenleri	Aksu Manavgat Basenleri	Mut Baseni	Adana Baseni	Misis Dağları	Iskenderun Baseni	Mesaoria Baseni	Girne Dağları
Kuvaterner	Birim 1	Antalya Tufa			Kuraşa	Kadirli	Erzin	Fanglomerate Anthalassa	
		Alakilise			Handere		Aktepe	Nikosia	
Pliyosen	Birim 2	Yenimahalle					Adana Grubu		Haymanseki
Miyosen	Mesinyen	Taşlık							
	Tortonyen	Gebiz			Kuzgun	Kızıldere		Koronia	
	Serravaliyen	Karpuzçay	Sertavul	Güvenç					
	Langiyen	Geceleme	Köselerli	Cingöz	Karataş			Pakhna	Kythrea Grubu
	Burdigalyen	Oymapınar	Mut	Kaplan kaya / Karaisalı					
	Akitaniyen	Aksu	Derinçay	Gildirli	Isalı/ Aslantaş		Kalecik	Terra	
Oligosen	Birim 4				Bulgurkaya		Cona Grubu	Lefkara	Lapithos Grubu
Eosen				Karsantı					
Eosen öncesi temel		Antalya Karmaşığı	Kızıldağ Karmaşığı		Andirin Karmaşığı		Kızıldağ Karmaşığı	Troodas Karmaşığı	Trypa Grubu

Şekil 7.1 Çalışma alanına ve yakın çevresine ait formasyonlar ve onların birbirleri ile korelasyonu (Aksu ve diğ., 2005)

çamurtaşları da yer yer paralel laminalanma sunmaktadır. Birimin kalınlığı 0-400 m arasında değişmektedir. Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler üzerinde diskordanslı (uyumsuz) olarak bulunan birimin üzerine Kaplankaya ve Karaisalı formasyonları gelmektedir. Birimin yaşı Oligosen-Alt Miyosen'dir.

Kaplankaya formasyonu, Birim, başlıca, boz renkli çakıllı kumtaşı, kumtaşı, kumlu-killi kireçtaşı-marn yapılıdır. İnce-orta katmanlı olan birimin kalınlığı 35-60 m arasındadır. Formasyon tabanda Gildirli formasyonu, tavanda ise Karaisalı formasyonu ile geçişlidir. Yer yer Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler üzerine açısız diskordansla gelir. Üstte Karaisalı, Güvenç formasyonları ile yanal ve düşey geçişler sunmaktadır. Birimin yaşı Alt-Orta Miyosen'dir.

Karaisalı formasyonu, kalın çok kalın katmanlı, yer yer som olan birimin kalınlığı 0-600 m arasındadır. Bu formasyon tabanda Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler üzerine açısız diskordanslı, Kaplankaya formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üzerine yanal ve düşey geçişli olarak Güvenç ve Cingöz formasyonu gelmektedir. Formasyonun çökme aralığı ise Burdigaliyen-Serravaliyen olarak belirlenmiştir (Schmidt 1961, -lker 1975, Görür 1977).

Cingöz formasyonu, Birim tabanda gri renkli çakıllı kumtaşı ve kumtaşı yapılıdır. Bu kesimde kayma yapıları ile yer yer büyük ölçekte çapraz katmanlanma sunan birim belirgin tablamsı kalın katmanlıdır. Daha üst kesimlerde kumtaşı-şeyl aralanması hakimdir. Kumtaşı düzeyleri çoğunlukla aşınmalı bir taban üzerinde keskin bir dokanakla başlayıp oygu dolgu yapıları ile çizikler, kaval yapıları sunmaktadır. Cingöz Formasyonu 600-1300 metreler arasında değişen kalınlıktadır. Bu değişimin sebebi ise, havzanın sedimantasyon öncesi ve sedimantasyonla eş zamanlı faylanmalarla denetlenmesidir. Havzanın güney batısında yanal geçiş nedeniyle formasyon kamalanarak kaybolmuştur. Cingöz Formasyonu bir türbidit istifin tüm özelliklerini taşımaktadır (Yalçın 1982). Alt-Orta Miyosen yaşlı olan birim; tabanda Gildirli, Kaplankaya, Güvenç ve Karaisalı formasyonları ile, tavanda ise Güvenç formasyonu ile geçişlidir.

Güvenç formasyonu, Büyük çoğunlukla koyu gri, yeşilimsi gri renkli şeylden oluşan birim içerisinde %10 veya daha az, ince kumtaşı-silttaşı-killi kireçtaşı ve yer yer de kırı karbonlu şeyl düzeyleri bulunur. Sedimenter yapı olarak konvolüt ve paralel laminalanma seyrek olarak da içerisindeki kumtaşı bantlarında kaval yapıları bulunmaktadır. Birimin kalınlığı 20-3230 m arasında değişmektedir. Formasyon tabanda Karaisalı ve Kaplankaya formasyonları, tavanda ise Kuzgun formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Birimin yaşı Orta Miyosen'dir.

Kuzgun formasyonu, Formasyonun tabanında sığ denizel-karasal nitelikli asfasiyelerden oluşma Kuzgun üyesi bulunup üzerinde ise Salbaş tüfit üyesi ile Memişli üyesi yer almaktadır. Kuzgun üyesi; başlıca; çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanieminden oluşan birim kırmızı, kahvarengi, alacalı renkli olup tekne şeklinde çapraz katmanlanma, düşük açılı çapraz katmanlanma, kaba laminalı, dalga ripilli ve biyoturbasyon yapıları sunmaktadır. Bu üyenin kalınlığının 200-1600 m arasında olduğu bildirilmektedir. Tabanda Güvenç formasyonu ile geçişli olup tavanda ise Salbaş tüfit üyesi bulunmaktadır. Birimin Serravaliyen-Tortoniyen aralığında çökeldiği düşünülmektedir. Salbaş tüfit üyesi; tabanda açık gri renkli volkanoklastik kumtaşı-çakıltaşı (yaklaşık 1 m ) ile başlamaktadır. Üyenin esasını oluşturan ana tüfit kütlesi açık gri-kirli beyaz renkli, kil ve mil içeren yer yer biyotit ve kırı mafik mineralli tüfit veya volkanoklastik miltası yapışlıdır. Bazı kesimlerde belirgin, düşük açılı, yavyan çapraz katmanlanmalı olup genellikle çok kalın katmanlı-som görünüşlüdür. Birimin kalınlığı bölgesel olarak 0-10 m arasındadır. Kuzgun formasyonu içerisinde bir kılavuz katman niteliğinde olan bu üyenin taban dokanağı Kuzgun üyesi, tavan dokanağı ise Memişli üyesi ile uyumludur. Birim Tortoniyen yaşlıdır. Memişli üyesi; başlıca akarsu, göl sığ deniz çökellerinden oluşan birim alacalı renkli, çapraz katmanlı çakıllı kumtaşı ve kaba kumtaşı ile başlamaktadır. Üzerine ince-orta katmanlı, düşük açılı tekne biçimli çapraz katmanlı kumtaşı ve daha üstte ise kırmızı kahve, alacalı renkli silttaşı-çamurtaşı gelmektedir. Sığ denizel çökeller ise seyrek çakıllı ince orta kumtaşı, silttaşı-çamurtaşı yapışlıdır. Kumtaşlarında çapraz katmanlanma, paralel laminalanma, dalgalı laminalanma ve belirgin dalga kırıkları yer almaktadır. Birimin kalınlığı 850 m ye ulaşmaktadır. Tabanında Salbaş üyesi olan birim üzerine gelen Handere formasyonu ile geçişlidir.

Birimin yası Ternek (1953), Schmidt (1961), İlker (1975), Özer vd. (1974) ve Yalçın (1982) tarafından Tortoniyen olarak alınmıştır.

Handere formasyonu, Birim başlıca boz renkli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı, marn yapıllı olup yer yer alçıtaşı mercekleri kapsamaktadır. Çakıltaşlarında teknemsi çapraz katmanlanma, ince kırıntılılarda ise paralel laminalanma gözlenmektedir. Birimin kalınlığı 120-700 m arasındadır. Altta Kuzgun formasyonu üzerinde geçişli bir dokanağa sahip olan birim, üstte Adana Baseninin yaygın taraça oluşumları ve yer yer de genç alüvyon ile örtülü bulunmaktadır. Birimin yası Tortoniyen-Messiniyen-Alt Pliyosen'dir ve kendisinden yası olan birimleri açılı diskordansla örtmektedir (Çuhadar ve Naz, 1988). Fosil bulguları birimin Messiniyen-Pliyosen aralığında çökeldiğini göstermektedir.

Kuransa formasyonu, Mostra vermeyen; ancak havza eksenini dolayındaki kuyularda önemli kalınlıklara ulaşan bu birim, gevşek tutturulmuş veya tutturulmamış, kaba akarsu konglomeraları ve kumtaşları ile kil ve siltlerden oluşmaktadır (Yalçın 1982). Kalınlığı ise 0-1300 metreler arası değişkendir. Çogunlukla karasal bir fasiyeste çökelen Pleistosen yası birim (Schmidt 1961) adını Kuransa-1 kuyusundan almıştır. Kuransa Formasyonu'nu Kuvaterner'e ait güncel alüvyonlar üzerlemektedir.

Mut Baseni, Kuzeydoğudan Mağara bucağı, kuzeybatıdan Ermenek, batıdan Gülnar, kuzeyden Karaman kaza merkezleri ve güneyden de Akdeniz ile sınırlanmıştır.

Adana baseninde Schmidt, (1961) tarafından Gildirli formasyonu adı verilmiştir. Mut-silifke baseninde ise Gedik ve diğerleri, (1979) tarafından Derinçay formasyonu adı verilmiştir. Formasyonun genel görünüm rengi kırmızıdır. Kalın tabakalı, kahverenkli kumtaşı, siyah renkli şeyl (kömürlü), açık kahverengi silttaşı, gri renkli çakıltaşı, kırmızı renkli çamur taşı araldanması gözlenmektedir.



Derinçay formasyonu, Çakıl taşları, serpantin, gabro, kuvars, radyolarit ve kireçtaşıdan türeme, az yuvarlak-az köşeli, ince-orta ve kaba taneli, kötü boylanmalıdır. Gevşek bağlantılı olan çakılların boyları 0,5-20 cm arasında değişmektedir. Çakıltaşları üzerine yukarıya doğru tane boyu incelen kumlu çakıl taşları-kumtaşları onun da üzerine açık kırmızı renkli çamur taşları gelmektedir. Kumlu çakıltaşının bileşenleri, kuvars, radyolarit, diyabaz, serpantin ve kireçtaşı çakıllarıdır. Bu birimin çimentosu ince taneli malzemedir oluşmaktadır. Tabakalanma ise genellikle düzgündür. Birimin kalınlığı 80 m ile 100 m. arasındadır. Fosil bulguları birimin Oligosen- Alt Miiyosen Dönemi'nde çökeldiğini göstermektedir.

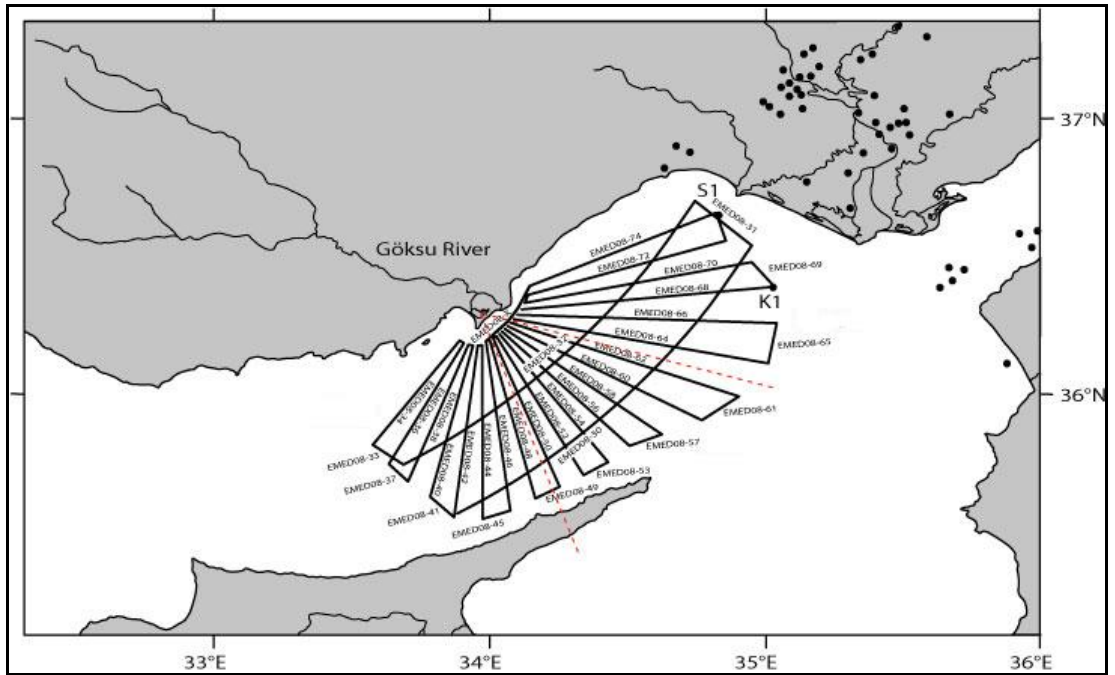
Mut formasyonu, ilk kez Schmiidt (1961) tarafından Adana Baseni'nde Karaisalı formasyonu olarak anılan bu formasyon Mut-Silifke Baseni'nde çalışan Sezer (1970) tarafından Mut formasyonu olarak adlandırılmıştır. Mut-Silifke Baseni Tersiyer istifinde bulunan Mut formasyonunun adı Mut ilçesinden alınmıştır. Birim resifal özellikte kireçtaşı olup killi kireçtaşı, marn ve yer yer kumtaşı bantları içermektedir. Formasyonun baskın litolojisini resifal karakterdeki kireçtaşları oluşturur. Ancak, fosilli ve kumlu kireçtaşıda formasyon içinde gözlenmiştir. Karaisalı kireçtaşının ayrılmış yüzeyi açık gri, taze kırık yüzeyi bej renkli, sert-sağlam yapılı, genellikle orta-kalın katmanlı yer yer de masif görünümlü, keskin köşeli, kırıklı, mikritik dokulu ve bol miktarda alg ve mercan kavrıkları içermektedir. Birim içerisinde yer yer ayrılmış yüzeyi açık gri, taze kırık yüzeyi kahverenkli-bej renkli, orta-kalın tabakalı, bol fosilli, yer yer killi ve ayrışmalı kireçtaşı bantları bulunmaktadır.

Köselerli formasyonu, ilk kez (1979) da Gedik ve diğerleri tarafından adlandırılmıştır. Genelde üst sınırında Mut Formasyonu ile uyumlu bulunan birim açık renkte killi kireçtaşı ve marn aralanmalı litoloji ile temsil edilir. Havzanın kuzey kesimlerinde alt sınırındaki Derinçay Formasyonu ile yanal geçiş gösterdiği yerde başlangıçta kumlu kireçtaşları ve killi birimler, istifin üst düzeylerine doğru ise bol fosilli, beyaz renkli marnları içermektedir. Formasyon Burdigaliyen sonu-Langiyen zaman aralığında çökelmiş olup ortalama kalınlığı 140 metredir.

Sertavul formasyonu, ilk kez Özdoğan (2004) tarafından tanımlanmıştır. Açık kahverenkli, kaba çakıllı, iri Ostrea kavklı konglomera, fosilli kumtaşı, marn ve resifal kireçtaşları bu formasyonun litolojisini oluşturur. Set ada-lagün kompleksi çökellerinden oluşan formasyon içinde iki üye tanımlanmıştır. Set ada-lagün kompleksi üzerinde gelişen aşırı yıkanmış yelpaze deltası özelliğindeki Özlü üyesi basenin kuzeyinde yaygın olarak yüzeylenirken, resifal çökellerden oluşan Mahras üyesi bölgede, günümüz topoğrafyasının en yüksek seviyelerinde genelde yatay tabakalı bir şekilde yüzeylenmektedir (Özdoğan, 2004).

## 7.2 Seyhan-1 ve Karataş-1 Kuyularının Stratigrafisi

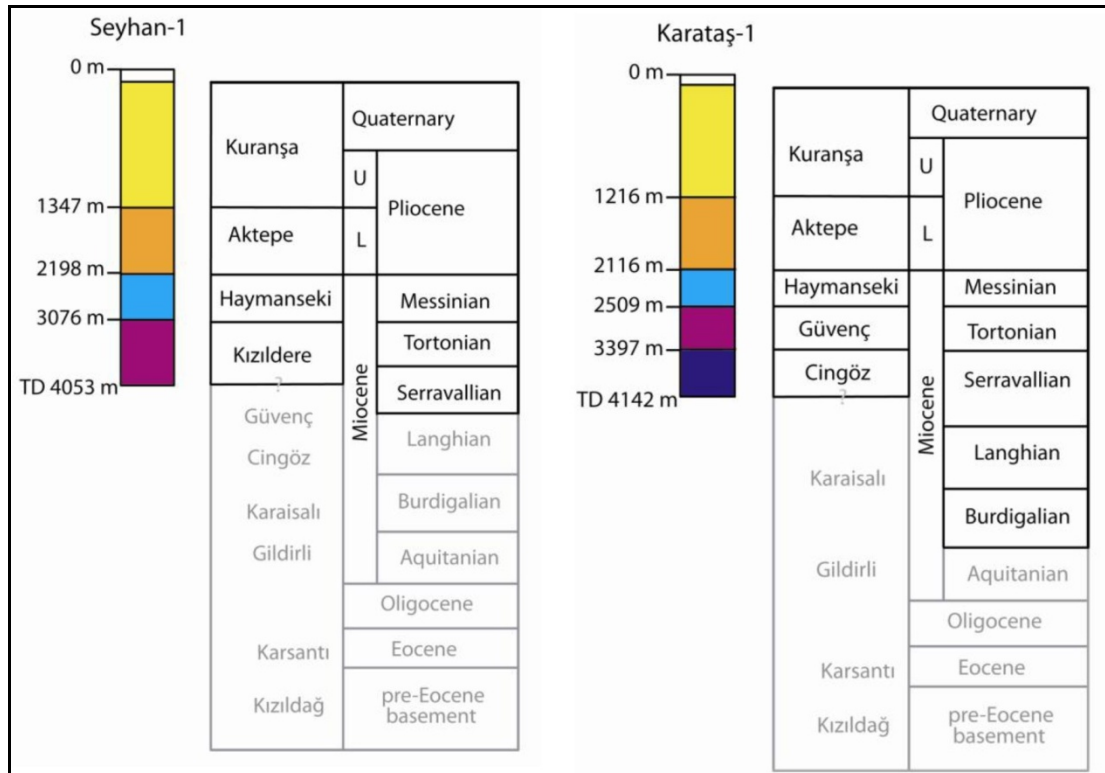
Sismik hatların stratigrafisini v kronoljisinin en doğru şekilde ortaya koymak için, çalışma alanına en yakın kuyular ile çalışma alanına ait sismik hatlar korele edilmiştir ve bu şekilde hangi birimin hangi formasyona denk geldiği anlaşılmıştır. Bu tez kapsamındaki sismik hatların korele edildiği kuyular Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından İç Kilikya Baseni'nde delinen Seyhan-1 ve Karataş-1 kuyularıdır (Şekil 7.2).



Şekil 7.2 2008 yılında Kilikya Baseni'nde toplanan sismik hatlar ve Seyhan-1 ve Karataş-1 kuyularının lokasyonları

Seyhan-1 kuyusu toplam 4053 m derinliğe sahiptir. Bu kuyuda 0 ila 1347 metre arasında Kuvaterner ve Üst Pliyosen Dönemi'nde çökelen Kuranşa formasyonu, 1347 ila 2198 metre arasında Alt Pliyosen Dönemi'nde çökelen Aktepe formasyonu, 2198 ila 3076 metre arasında Mesinyen Dönemi'nde çökelemiş Haymanseki formasyonu ve son olarak 3076 ila 4053 metre arasında Mesinyen öncesi döneme ait Kızıldere formasyonu korele edilmiştir (Şekil 7.3).

Karataş-1 kuyusu toplam 4142 metre derinliğe sahiptir ve bu derinliğin 0 ila 1216 metre arası Kuvaterner ve Üst Pliyosen Dönemi'nde çökelen Kuranşa formasyonuna, 1216 ila 2116 metre arası Alt Pliyosen döneminde çökelmiş Aktepe formasyonuna, 2116 ila 2509 metre arası Mesinyen Dönemi'nde çökelen Haymanseki formasyonuna, 2509 ila 3397 metre arası Tortonyen Dönemi'nde çökelmiş Güvenç formasyonu ve 3397 ila 4142 metre arası Tortonyen öncesi dönemde çökelmiş Cingöz formasyonuna denk gelmektedir (Şekil 7.3).



Şekil 7.3 Seyhan-1 ve Karataş-1 kuyularının stratigrafik özeti ve hangi formasyona denk geldikleri (Aksu ve diğ., 2009)

### 7.3 Sismik Verilerde Stratigrafik Birimler

Elde edilen sismik kesitlerin korelasyonu için Dış Kilikya Baseni'nde herhangi bir kuyu olmaması, bu korelasyonun, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından İç Kilikya ve Adana Basenleri'nde açılan Seyhan-1 ve Karataş-1 kuyuları ile yapılmasına neden olmuştur. Bu kuyularda görülen birimler uzun mesafe çalışma alanına taşınıp korelasyon yapılmıştır.

Sismik kesitlerde toplam dört adet stratigrafik birim gözlenmiştir. Bunlar sırası ile Birim-1: Pliyo-Kuvaterner, Birim-2: Miyosen (Mesinyen) ve Birim 3: Miyosen (Mesinyen öncesi) birimleridir. Bu birimleri sınırlayan belli başlı yansıtıcılar ise Birim-2'nin tavanını oluşturan M reflektörü ve Birim-2'nin tabanının oluşturan N reflektörüdür. Sismik kesitlerde sismik yansıtıcılar belirlenerek bölgedeki stratigrafik birimlere ait kalınlık haritaları yapılmıştır. Kesitlerdeki tekrarlı yansımaların varlığı, çözünürlüğün derinlik ile azalması ve yüksek hıza sahip evaporit tabakasının varlığı kalınlık haritalarının sadece Birim-1 ve Birim-2 için yapılmasına olanak sağlamıştır.

#### 7.3.1 Çalışma Alanındaki Başlıca Erozyonal Yüzeyler

Çalışma alanında, zamansal farklılık gösteren ana stratigrafik birimleri ayıran iki adet erozyonal yüzey bulunmaktadır. Bunlar; Plio-Kuvaterner ve Mesinyen'i birbirinden ayıran Üst Erozyonal Yüzeyi ve Mesinyen ile Mesinyen öncesi (Tortoniyen) birimleri ayıran Alt Erozyonal Yüzeydir.

Üst Erozyonal Yüzey, Ryan (1969) tarafından M reflektörü olarak adlandırılmıştır ve bu çalışmada daha önceki çalışmalar baz alınarak bu şekilde adlandırılacaktır İşler et al. (2005), Aksu et al. (2009), and Hall et al. (2009). M reflektörü Pliyo-Kuvaterner biriminin alt sınırını oluşturmaktadır. Bu yansıtıcı, çalışma alanına ait bütün hatlarda görülebilmektedir. M reflektörü sadece Kilikya Baseni'nde değil, bütün Akdeniz'de gözlenmektedir. Bu işaret, Deep Sea Drilling Project (DSDP) sırasında Mesinyen evaporit istifinin üst sınırı olarak tanımlanmıştır (Hsü ve diğ., 1978). M reflektörü, Miyosen ve Plio-Kuvaterner arasındaki erozyonel uyumsuzluğu

gösteren belirgin, iyi tanımlanmış ve sürekli yansıtıcı ya da yansıtıcılar kümesidir (Şekil 7.4).

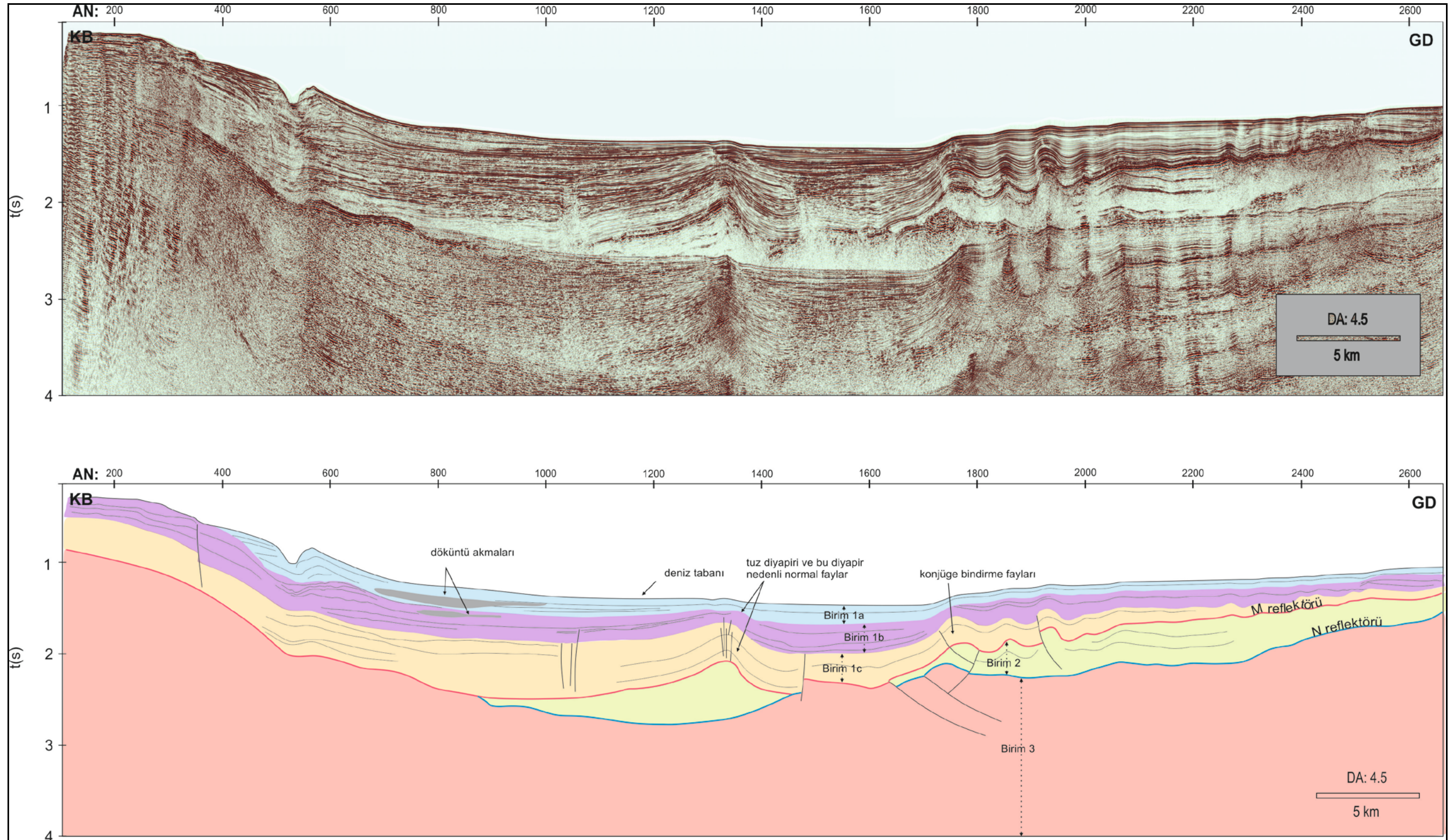
M reflektörü; yer yer Mesinyen evaporitleri ile açısız uyumsuzluk göstermektedir. Bu sınır, özellikle kıtasal yamacın bitiminde (yani tuzun graviteye bağlı olarak basenin ortasına aktığı ve tuz tabakasının kaybolduğu) ve gelişen tuz yapılarının kenarlarında tuz kaynağı şeklini alır (Şekil 7.4). Tuzun olmadığı bu bölgelerde M ve N reflektörleri birleşerek tek bir reflektör halini alır (Şekil 7.4 & 7.5).

Alt Erozyonal Yüzey, daha önceki çalışmalarda N reflektörü olarak adlandırıldığından dolayı, bu tez kapsamında da aynı şekilde adlandırılacaktır. N reflektörü, paralel, yüksek genlikli yansıtıcı ya da yansıtıcılar kümesidir. Bu reflektör Kilikya Baseni'ndeki evaporit biriminin alt sınırını oluşturmaktadır (Şekil 7.4 & 7.5). N reflektörü, Akdeniz'deki Mesinyen Tuz Krizi'nin başlangıcını belirler ve büyük ihtimalle erken Mesinyen yaşlıdır. Çalışma alanına ait kesitlerde, tekrarlı yansımaların varlığı bu reflektörün bazı yerlerde izlenememesine neden olmuştur (Şekil 7.4 & 7.5).

### **7.3.2 Birim 1: Pliyo-Kuvaterner**

Birim 1 çalışma alanında gözlenen en genç birimdir. Bu birim, bütün çalışma alanında izlenebilen akustik olarak güçlü ve sürekli olan yansıtıcılar paketinden oluşmuştur (Şekil 7.4). Ryan (1969) tarafından "M reflektörü" olarak adlandırılan güçlü yansıtıcı bu birimin tabanını oluşturmaktadır. Bu birim kendisinden önce gelen Geç Miyosen yaşlı birimle erozyondan ve yapısal değişikliklerden dolayı uyumsuzluk göstermektedir (Şekil 7.4).

Kuyu verilerinden yola çıkarak bu birimin, Pliyo-Kuvaterner yaşta siliklastik istiflerden oluştuğu görülmüştür. Bu birim, Adana Baseni'ndeki Kuranşa ve Handere



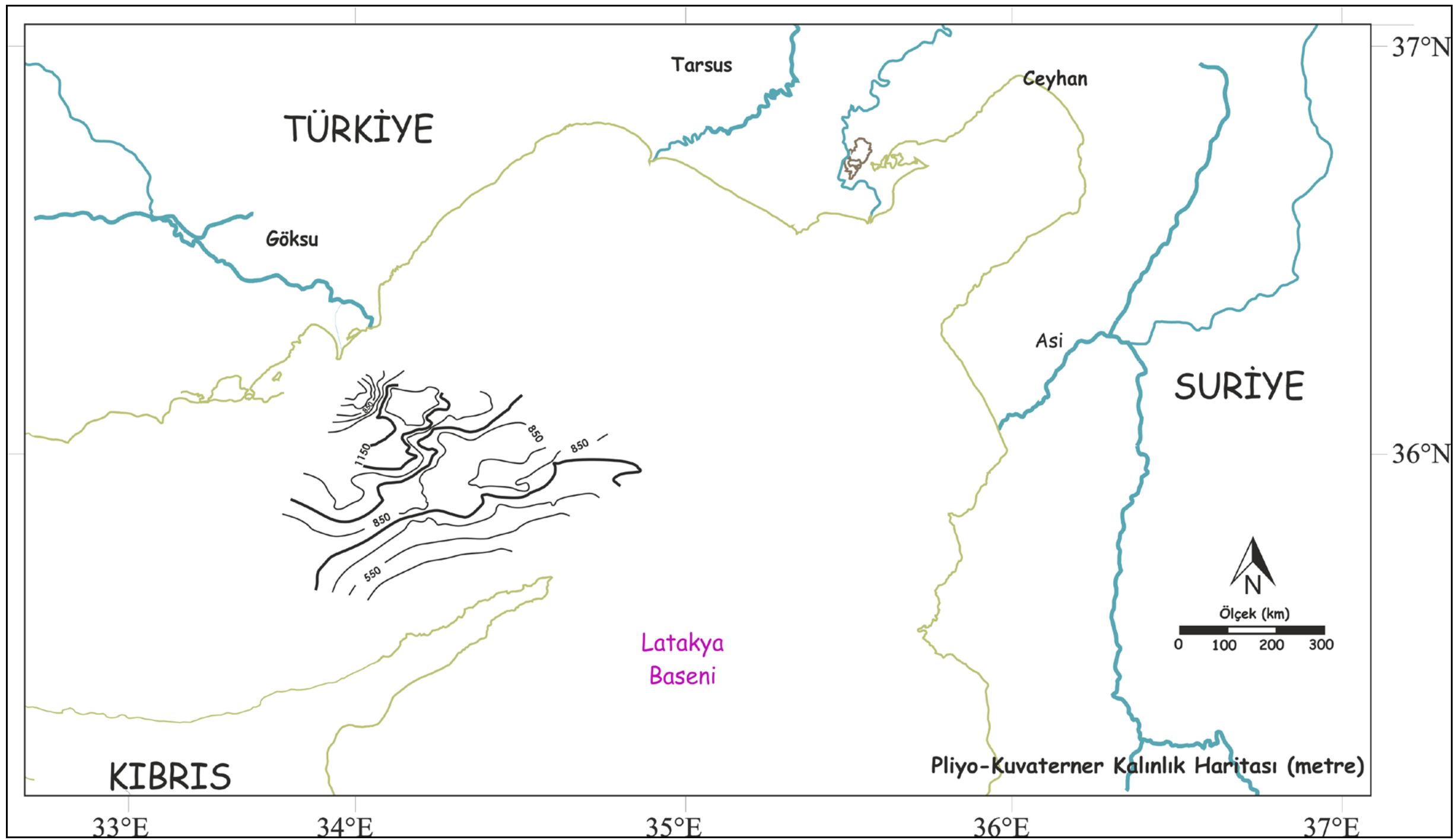
Şekil 7.4 EMED08- 50 hattına ait yorumlanmamış sismik kesit ve bu sismik kesite ait jeolojik kesit. Çalışma alanındaki birimler ve erozyonal yüzeyler açıkça görülmektedir

formasyonları ile (Yalçın ve Görür, 1984), İskenderun Baseni'ndeki Erzin ve Aktepe formasyonları ile (Kozlu, 1987 & Yılmaz ve diğ., 1988) korele edilmiştir.

Pliyo-Kuvaterner birimin kalınlığı çalışma alanında gözle görülür şekilde değişmektedir. Çalışma alanının ortasında, yani basen içinde, bu birimin kalınlığı maksimuma ulaşırken, kuzeyde şelfe doğru ve güneyde Kıbrıs'a doğru birimin kalınlığı azalmaktadır (Şekil 7.5). Çalışma alanında Birim 1'e ait en kalın istif 1250 m olarak hesaplanmıştır. Bunun yanı sıra bu birime ait yansıtıcılar, bu birimin altındaki Miyosen de daha yaşlı istiflere özellikle fayların sınırlarında ve kıtasal eğimin bitiminde onlap olmuş durumdadırlar (Şekil 7.6)

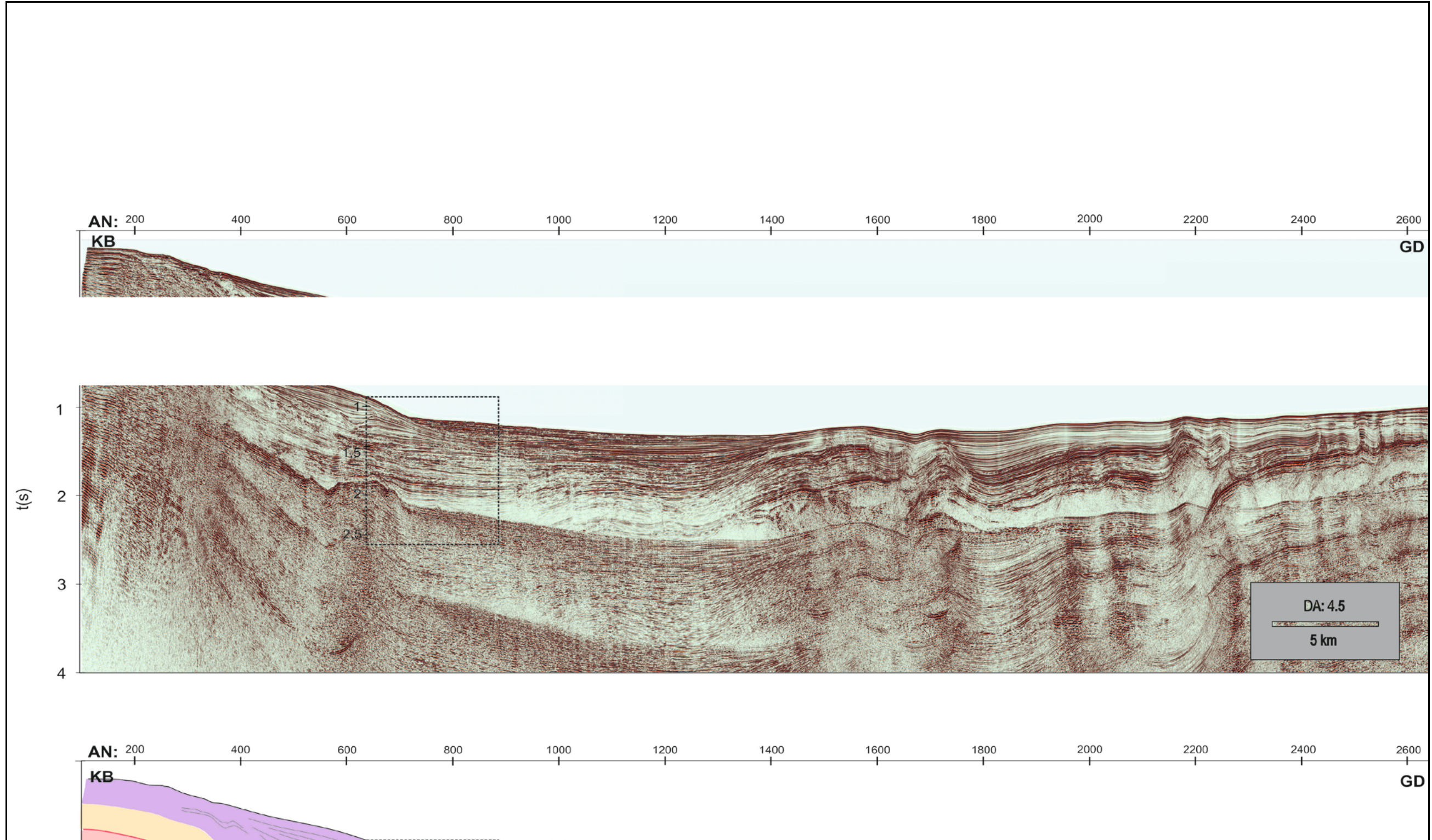
Pliyo-Kuvaterner birimi kendi içinde kolayca ayrılabilen üç alt birime ayrılmıştır. Birim 1c, sürekli ve güçlü genlikli sismik cevaba sahip alt birimdir. Bu alt birimin tabanının M reflektörü oluşturur ve bu birim tuz tektoniğinin yarattığı tuz yapılarından dolayı genellikle deforme olmuştur. Bu alt birim, çalışma alanındaki bindirme ve normal faylara onlap olmuştur (Şekil 7.5 & 7.6 & 7.7). Birim 1-b, kendisini sınırlayan alt ve üst birimlere göre daha az genlikli fakat yine de sürekli olan yansımalarından oluşur. Bu alt birimde çalışma alanındaki bindirme ve normal faylara onlap olmuştur. Birim 1-a çalışma alanındaki en geç birimdir ve genelde düzgün ve yüksek genlikli yansıtıcılara sahiptir. Bu birim çalışma alanı içerisinde en az deforme olmuş birimdir bu yüzden çalışma alanının büyük bir bölümünde paralel istiflerden oluşur. Ayrıca çalışma alanında genelde şelfe doğru olan kuzey kısımlarında 1-b birimine onlap olmaktadır (Şekil 7.6).

Birim 1'in içinde yer yer akustik olarak düşük genlikli lens şekilli yapılara rastlanmıştır, bu yapılar daha önceki kaynaklara da dayanarak "döküntü akmaları" (debris flow) olarak tanımlanmıştır (Aksu and Hiscott, 1989, Hiscott and Aksu, 1994, Cranshaw, 2009). Döküntü akmaları, konsolide olmamış, doymuş döküntülerin hızlı hareket eden, sıvılaştırmış kaymalardır. Bu döküntü akmaları özellikle Birim 1 a içerisinde ve çalışma alanının her yerinde açıkça görülebilmektedir

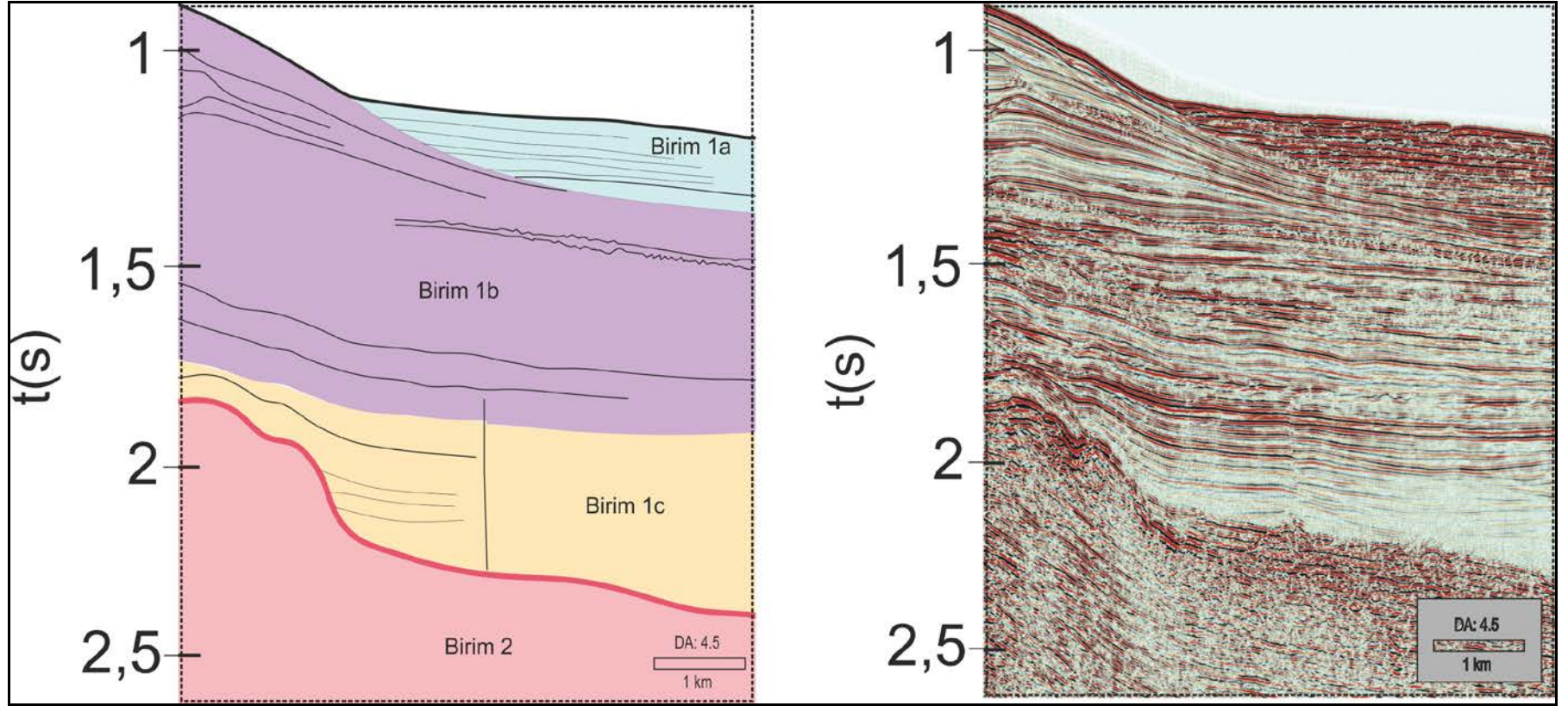


Şekil 7.5 Çalışma alanında, Pliyo-Kuvaterner birimine ait kalınlık haritası. Derinlik dönüşümü yapılırken Pliyo-Kuvaterner birimin hızı 2000 m/s olarak alınmıştır





Şekil 7.6 EMED08-54 hattına ait yorumlanmamış sismik kesit ve ona ait jeolojik kesit



Şekil 7.7 EMED08-54 hattına ait sismik kesit ve onun yorumlanmış hali. Şekilde Birim 1a ve Birim 1b arasındaki açısal uyumsuzluklar açıkça görülmektedir

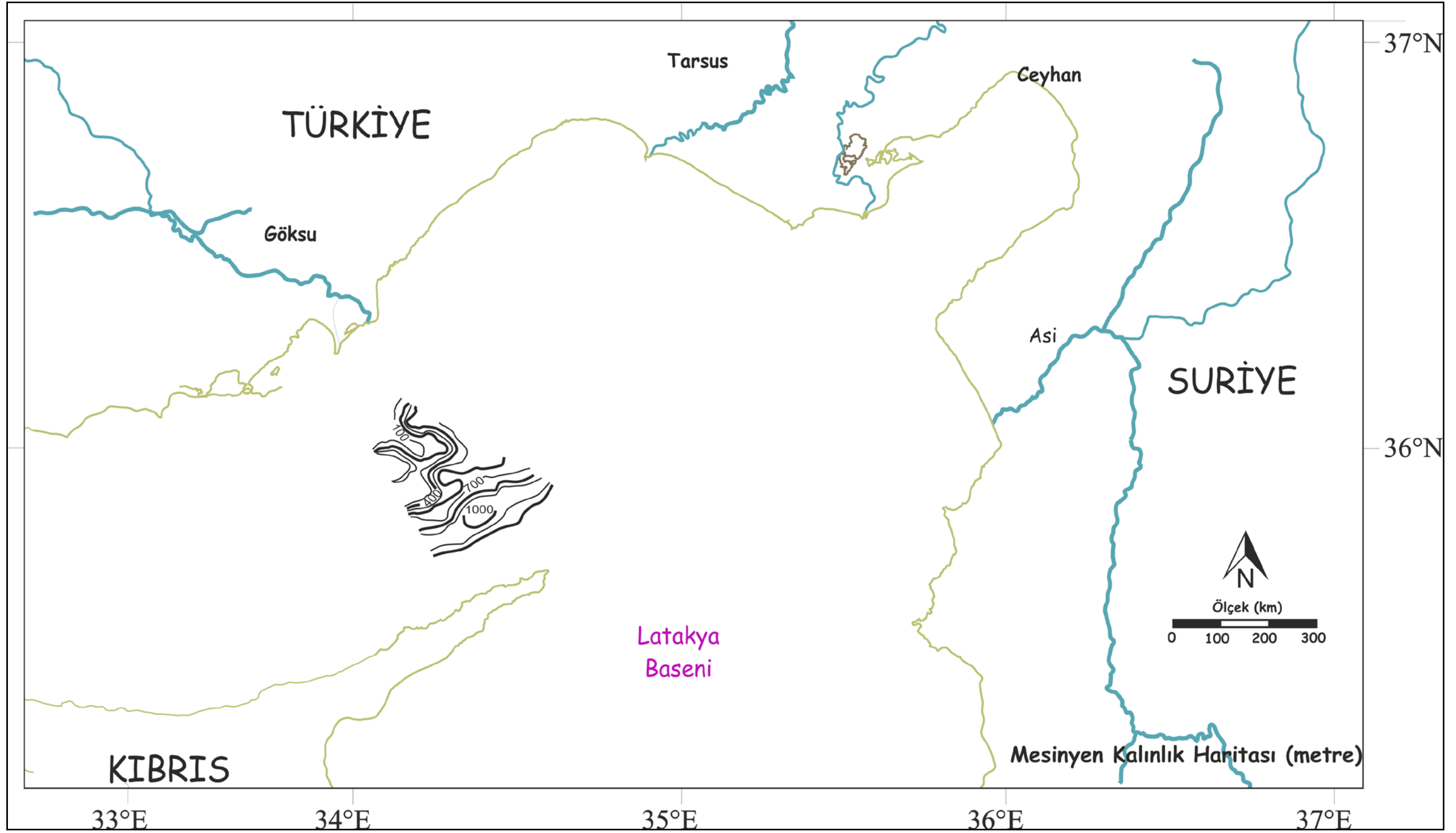
### 7.3.3 Birim 2: Mesinyen (Geç Miyosen)

Birim 2, çok iyi tabakalanmış Pliyo-Kuvaterner birim ile yüksek karşıtlık gösteren, kendi içinde düşük yansımaya sahip, genellikle transparan ve geç Miyosen dönemde (Mesinyen) çökelmiş birimdir. Bu birimin tavanını “M reflektörü”, tabanını da, çalışma alanında derin yerlerde çözünürlüğün azalması dolaylı seçilemeyen ve tekrarlı yansımaların maskelediği “N reflektörü” oluşturmaktadır. Çalışma alanındaki bu birim, Adana, Latakya, İskenderun Basenleri’ndeki Haymanseki Formasyonu ile korele edilmiştir.

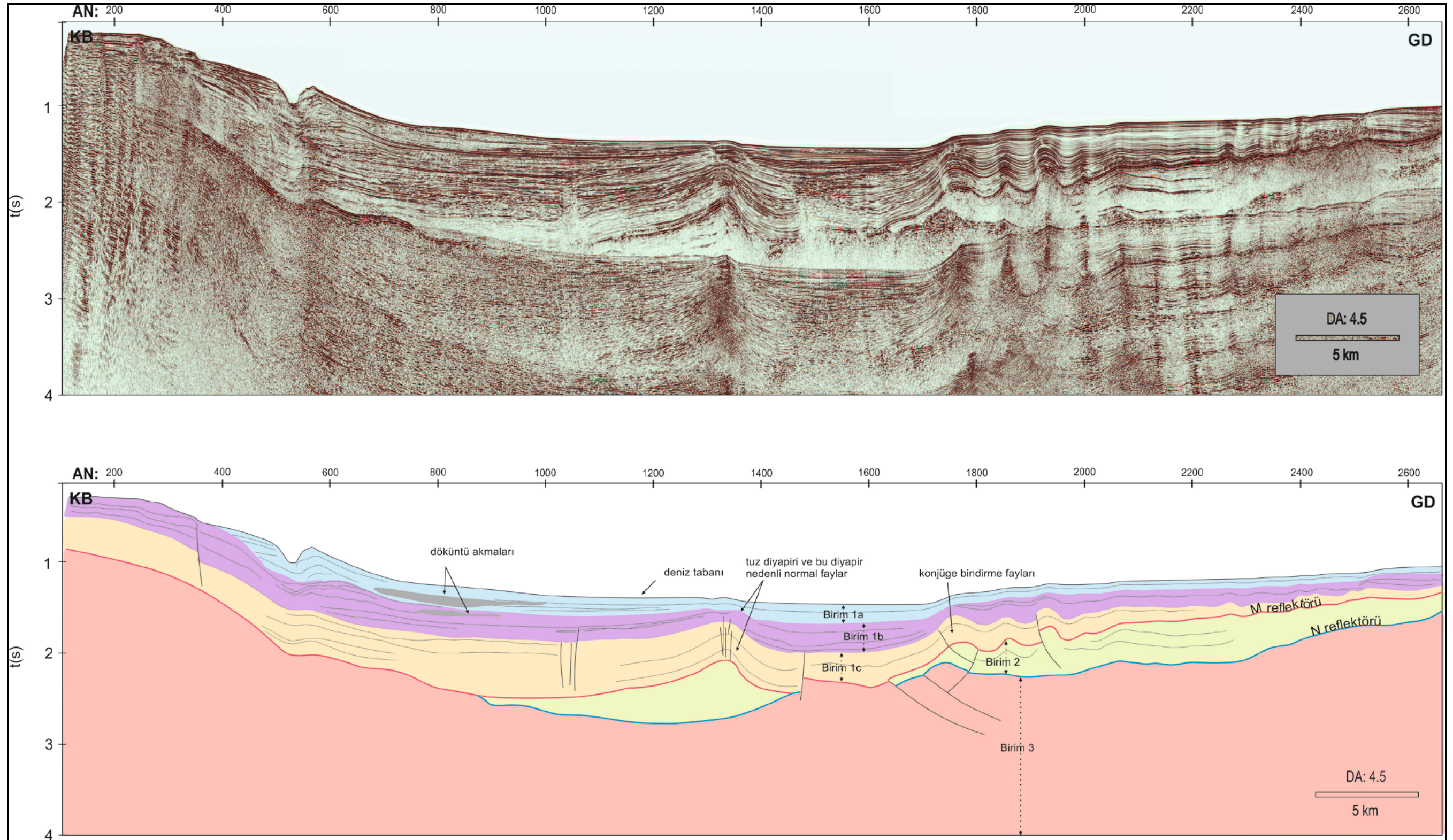
Bölüm 3’te bahsedildiği gibi önceki çalışmalar, Doğu Akdeniz’in her yerinde kalın bir evaporit çökelinin olduğunu göstermiştir (Hsü ve diğ., 1973; Cita ve diğ., 1978; Hall ve diğ., 2005; İşler ve diğ., 2005; Aksu ve diğ., 2009 ve Hall ve diğ., 2009 (Birim 2)). Akdeniz Basenlerinin büyük bir çoğunluğu, Mesinyen Dönemi’nde çökelmiş olan kalın evaporit istifini içermektedirler (Antalya Baseni, Kilikya Baseni, Latakya Baseni). Birim 2, Akdeniz’in 1-2 km kalınlığında tuz kütleleri oluşturacak kadar bir çok kez kuruyan ve Mesinyen Tuz Krizi süresince çökelen birimdir (Cita ve diğ., 1978).

Bu birimin kalınlığı 0 ve 1000 metre aralığında değişmektedir. Faylanma ve diyapirleşme bu birimin kalınlığını bütün çalışma alanı içinde kontrol etmektedir. Bu kontrol mekanizmalarının yanı sıra, bu birim kuzeyde, şelfe yakın alanlarda görülmemektedir. Bunun nedeni tuzun gravite nedeniyle olarak, üstüne çökelen sedimanların yarattığı basınç sonucunda basenin ortasına doğru akmasıdır.

Kuyu verilerine bakarak, Kilikya Baseni içerisindeki bu birimin jips, anhidrit ve halit birleşimi olduğu düşünülmektedir. Bu transparan bölgenin içinde, çalışma alanında yer yer izlenen ve genelde bu birimin tavanına yani M reflektörüne benzeyen kuvvetli yansımalar olduğu görülmüştür (Şekil 7.4). Bu kuvvetli yansımaların, basenin dolması ve kurumması sırasında çökelmiş olabilecek marl ve şeyl ardalanmasından oluşan çamursu arabirimler olduğu düşünülmektedir.



Şekil 7.8 Çalışma alanında Mesinyen Dönemi'ne ait kalınlık haritası. Derinlik dönüşümü yaparken Mesinyen birimi için hız 4000 m/s olarak alınmıştır.



Şekil 7.9 EMED08-50 hattına ait yorumlanmamış sisimik kesit ve jeolojik kesite dönüştürülmüş hali

Birim 2'nin yok olduğu durumlarda, M reflektörü, M ve N reflektörünü de içinde barındıran ve uyumsuzluk yüzeyi olarak tanımlanmış bir erozyonal yüzey olarak görülmektedir. Bu bölgelerde, M reflektörünün üst birimleri Pliyo-Kuvaterner, alt birimi de Mesinyen öncesi olarak tanımlanmıştır (Şekil 7.4 & 7.5).

Bu birim içerisinde doğan ve kendisini üzerleyen Pliyo-Kuvaterner birimi yarararak yukarı doğru çıkan diyapirik yapılar, üzerleyen birim ile açısız uyumsuzluk göstermektedir (Şekil 7.7).

#### **7.3.4 Birim 3: Miyosen (Mesinyen öncesi)**

Birim 3 çalışma alanında görülen en derin ve en yaşlı birimdir. Bu birim akustik olarak yer yer kuvvetli ve sürekli yansıtıcılardan oluşmaktadır (Şekil 7.4 & 7.5 & 7.7). Derinliğin artması, sismik verinin uzaysal ve zamansal çözünürlüğü üzerinde azaltıcı etki yaptığından ve çalışma alanına ait verilerden tekrarlı yansımaların baskın olmasından dolayı bu birimin korelasyonu yer yer zor olmaktadır. Ayrıca yukarıda bahsedilen nedenlerden dolayı bu birimin alt tabanı görülmemektedir ve çalışma alanında akustik temel olarak tanımlanmıştır.

Birim 2'nin olmadığı durumlarda, özellikle kıtasal yamaçta, Birim 3'ün üst sınırı M reflektörü, Birim 2'nin var olduğu durumlarda ise üst sınırı N reflektörü olarak işaretlenmiştir (Şekil 7.4 & 7.5 & 7.7). Birim 3 genelde üstünde birimlere göre daha deforme olmuş ve küçük dalga boylu kıvrımlara sahiptir (Şekil 7.4 & 7.5 & 7.7).

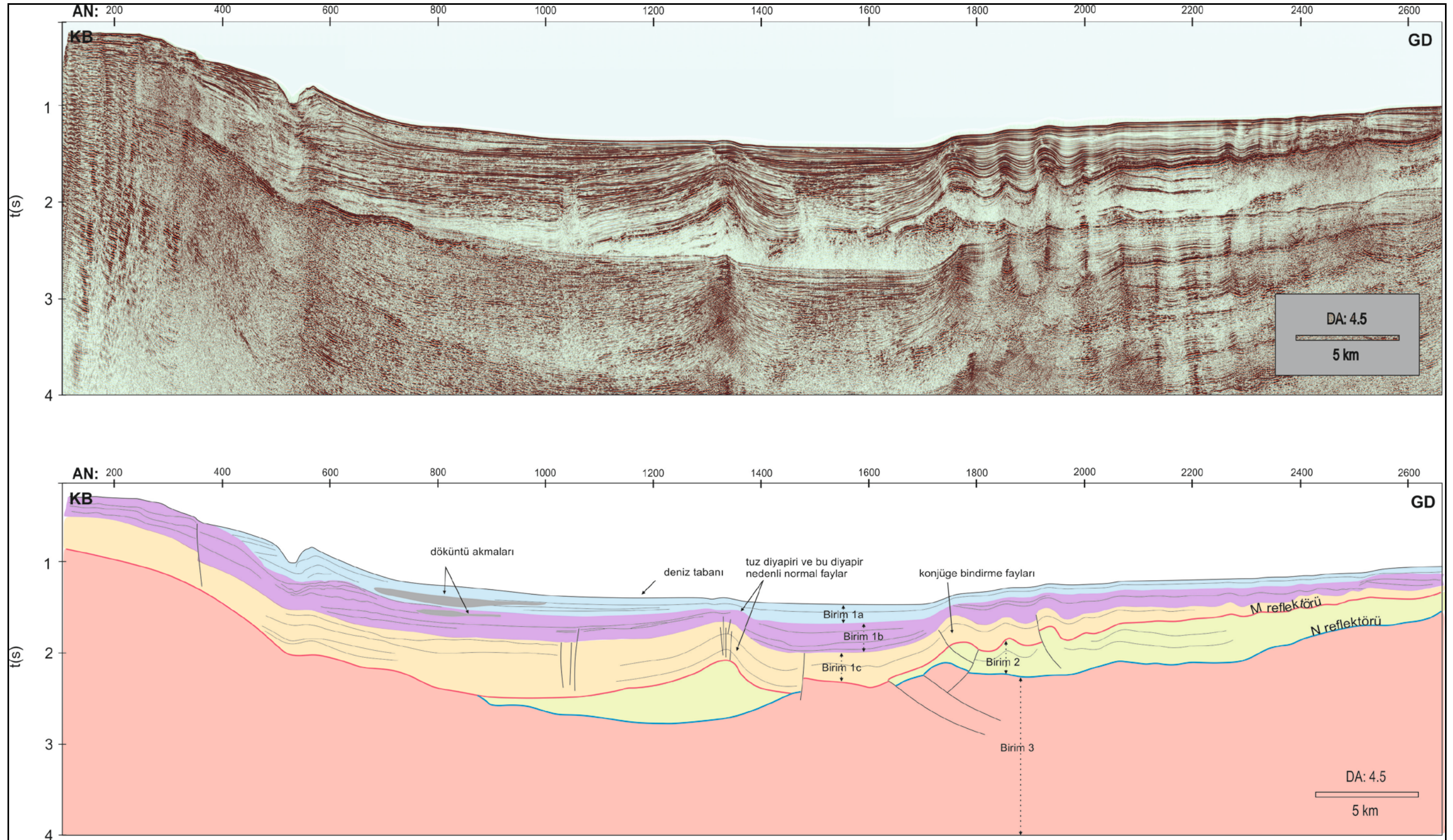
## BÖLÜM SEKİZ

### YAPISAL ve TEKTONİK SONUÇLAR

Çalışma alanındaki toplam 11 adet sismik hat yapısal olarak incelenmiş, bölgedeki faylar yaşlarına ve yapılarına göre ayrılmış daha sonra çalışma alanının hakim tektoniği ile bulunduğu bölgenin tektoniği karşılaştırılmıştır.

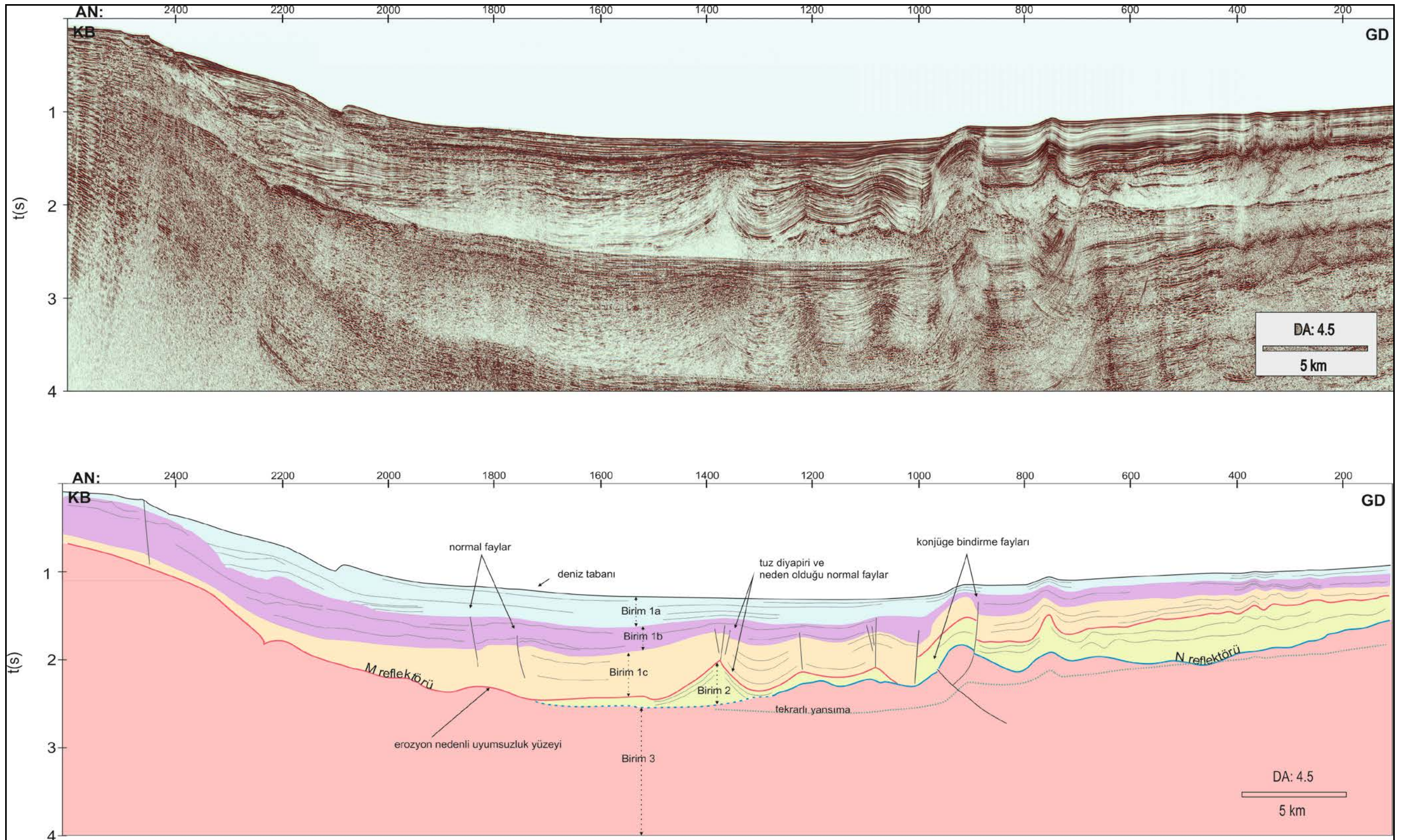
Çalışma alanına ait en batıdaki EMED08-50 numaralı hat incelendiğinde, hattın en kuzey ucunda, kıtasal şelfin üstünde Plio-Kuvaterner istifleri boyunca devam eden bir normal fay göze çarpmaktadır. Bu D-B doğrultulu fayın eğimi  $74^{\circ}$ 'dir ve bütün Pliyo-Kuvaternerde devam eden bu fay deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Yine aynı hat üstüne Pliyo-Kuvaterner istifinin yer değiştirmesine neden olmuş açıları  $60^{\circ}$  ila  $76^{\circ}$  arası değişen bir çok normal fay göz çarpmaktadır (Şekil 8.1). Bu normal fayların bir kısmı tuz diyapirinin yukarı doğru hareketinin neden olduğu normal faylardır (Şekil 8.1). Hattın ikinci yarısında Miyosen Dönemi'nde aktive olmuş, açıları 21 ila 40 derece arasında değişen birçok bindirme fayı göze çarpmaktadır. Bu fayların bazıları sadece Mesinyen Dönemi'nde aktive olmuşken, bazıları da Mesinyen öncesi dönemlerde (örn: Tortonyen) aktive olmuşlardır. Yine bu bindirme fayların bir kısmı tekil olarak çalışmışken bir diğer kısmı da konjüge faylar olarak çalışmışlardır (Şekil 8.1).

Batıdan doğuya doğru ikinci hat olan EMED08-52 hattının en kuzey ucundaki D-B doğrultulu normal fay göze çarpmaktadır. Bu fay Mesinyen Dönemi'ne kadar izlenebilmekte fakat tekrarlı yansımalarından dolayı Mesinyen öncesi birimlerdeki varlığı görülememektedir (Şekil 8.2). Bu fay Mesinyen'de ya da Mesinyen öncesi dönemde aktive olmuş ve deniz tabanına kadar ulaşmıştır. Bu hattın üstünde daha güneydoğuda tuz diyapirinin neden olduğu küçük atımlı, farklı eğim yönlü ve D-B doğrultulu birçok irili ufaklı normal fay göze çarpmaktadır. Bu fayların bazıları sadece tek bir istifi deforme etmişken, bazıları ise Pliyosen ve Kuvaterner istiflerini deforme etmişlerdir. Bu fayların en yaşlısı Pliyosen Dönemi'nde aktive olmuştur. Bu



Şekil 8.1 EMED08-50 hattına ait kesitteki fayları gösteren jeolojik kesit



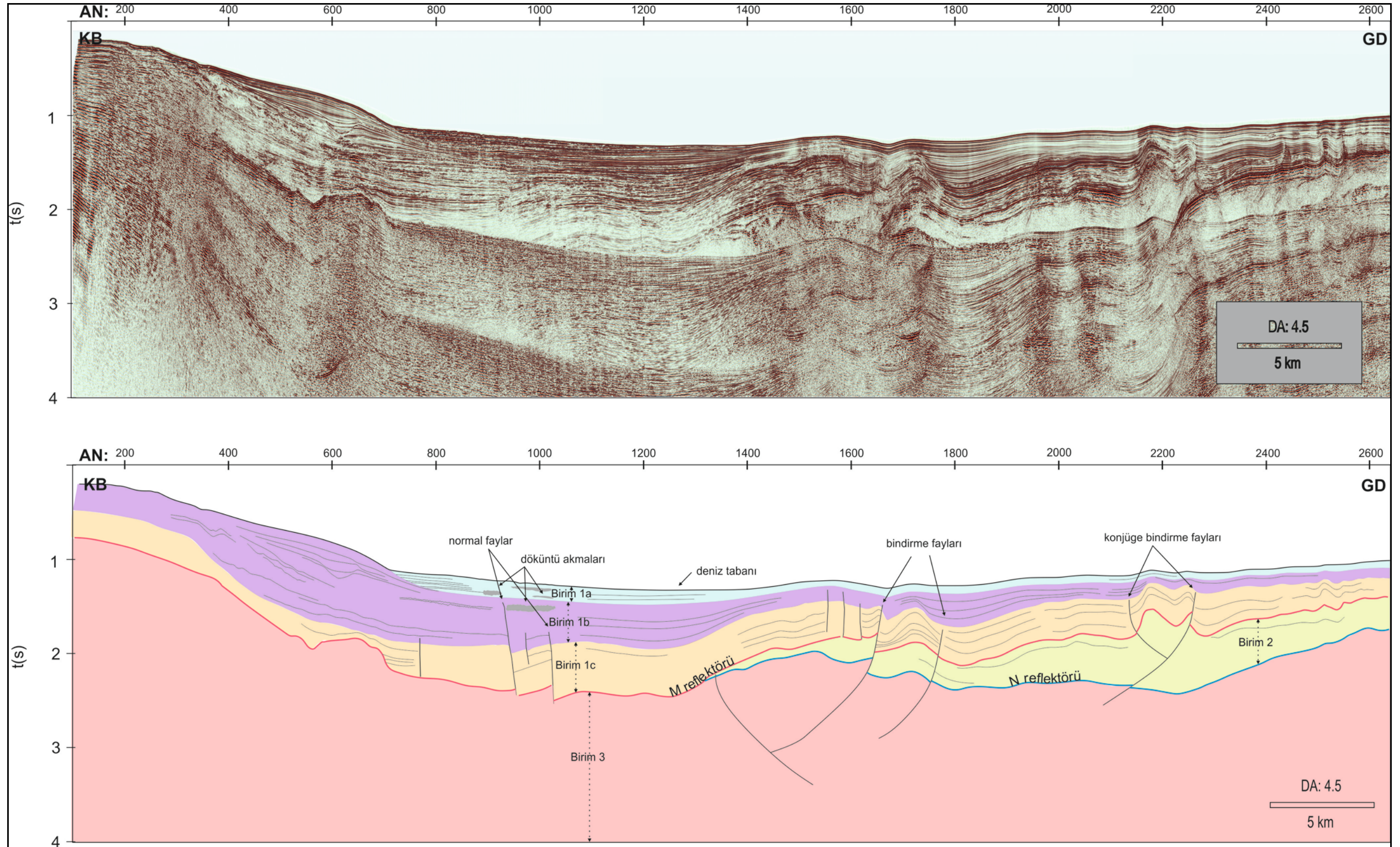


Şekil 8.2 EMED08-52 hattına ait fayları gösteren jeolojik kesit ve yorumlanmamış sismik kesit

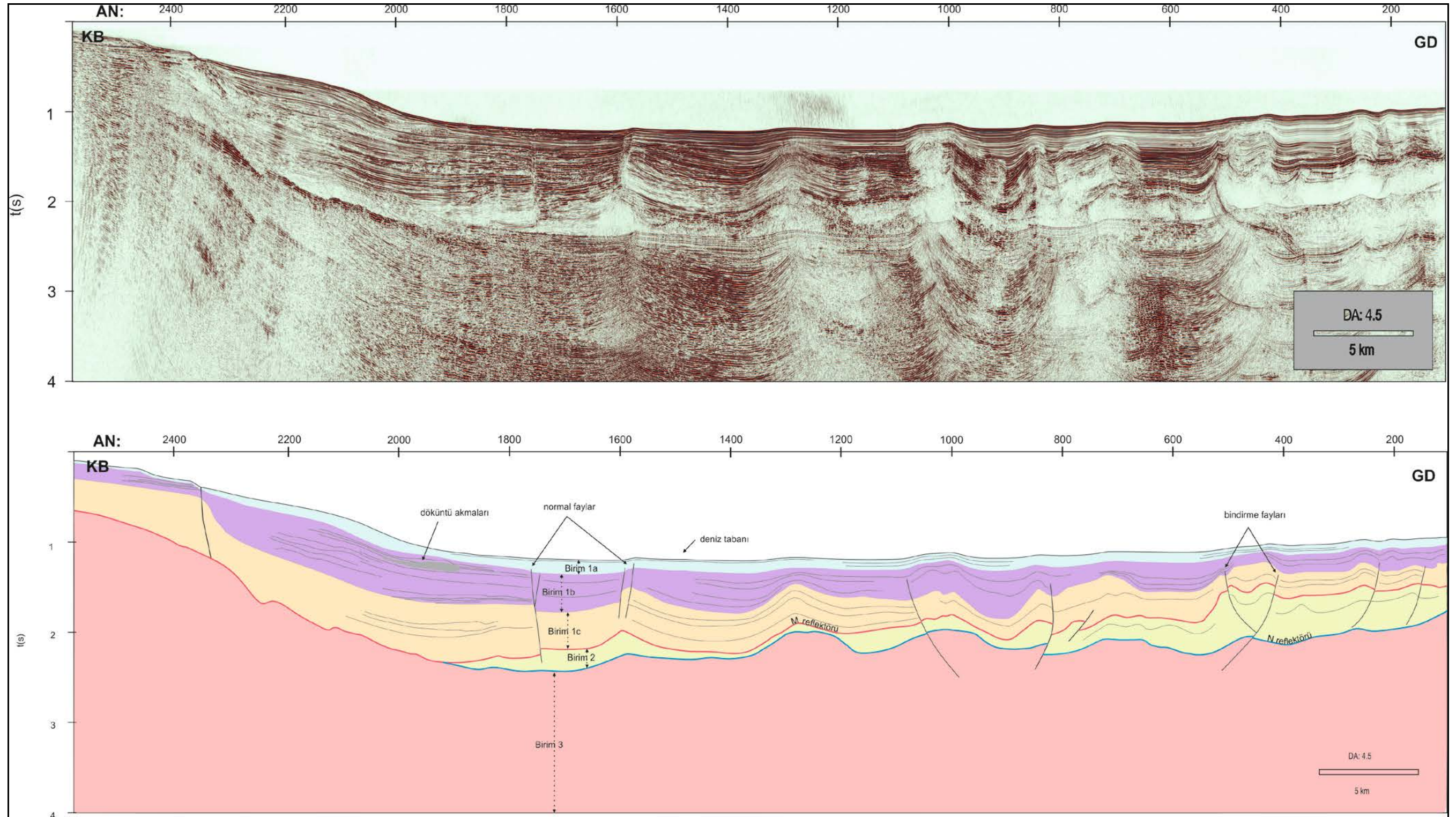
fayların güneydoğusunda tek ya da konjüğe şekilde, açıları 19 ila 45 derece arası değişen bindirme fayları görülmektedir. Bu bindirme fayları Mesinyen Dönemi'nde ya da Mesinyen öncesi dönemde aktive olmuş ve Mesinyen Tuz Birimi'nin deforme etmişlerdir (Şekil 8.2).

EMED08-52 hattının doğusunda EMED08-54 numaralı hat bulunmaktadır. Bu hatta daha önceki iki hatta gözlenmiş olan en kuzeydeki normal fay gözlenmemektedir. Hattında güneydoğusunda açıları 55 ila 78 derece arasında değişen normal faylar bulunmaktadır. Bu normal fayların hepsi D-B doğrultuludur. Bu fayların Mesinyen Dönemi'nde aktive olmuş olanlarının eğim yönü GD iken, Pliyo-Kuvaterner aktive olmuş ve tuz kaynaklı diyapirik yapılara yakın olan fayların eğim yönü KB'dır (Şekil 8.3). Hattın güney doğusunda Miyosen Dönemi'nde aktive olmuş, deniz tabanına kadar ulaşmamış fakat Pliyo-Kuvaterner ve Mesinyen istiflerinin şekillenmesinde önemli rol oynamış konjüğe ve tekil bindirme fayları göz çarpmaktadır. Bu fayların eğimleri 14 ila 20 derece arasında değişmektedir ve doğrultuları D-B'dır (Şekil 8.3).

Bu hattın daha doğusunda yer alan EMED08-56 hattında, kuzeyde, kıtasal şelfte daha önceki hatlarda da görülen 69 derece eğim açısına sahip normal fay bulunmaktadır. Bu normal fay önceki EMED08-52 hattında olduğu gibi, Pliyo-Kuvaterner birimde rahatça izlenebilmekte fakat Mesinyen ve ondan yaşlı birimlerde görünürliğini kaybetmektedir. Hattın daha güneydoğusunda eğim açıları 63 ila 78 derece arası değişen normal faylar bulunmaktadır (Şekil 8.4). Bu sismik hat üzerinde her hangi aktif bir tuz diyapirine rastlanmamaktadır ve normal fayların olduğu bölgede tuz kalınlığı incelmıştır. Bu normal faylar Pliyo-Kuvaterner Dönemi'nde aktive olmuş ve deniz tabanına kadar ulaşmamışlardır. Bu normal fayların güneydoğusunda, eğim açıları 24 ila 42 derece arasında değişen bindirme fayları görülmektedir (Şekil 8.4). Bu fayların bir kısmı Mesinyen Dönemi'nde aktive olmuşken, diğer bir kısmı da Mesinyen öncesi dönemde aktive olmuşlar ve bu fayların hiç biri Kuvaterner yaşlı birime ulaşmamıştır (Şekil 8.4)



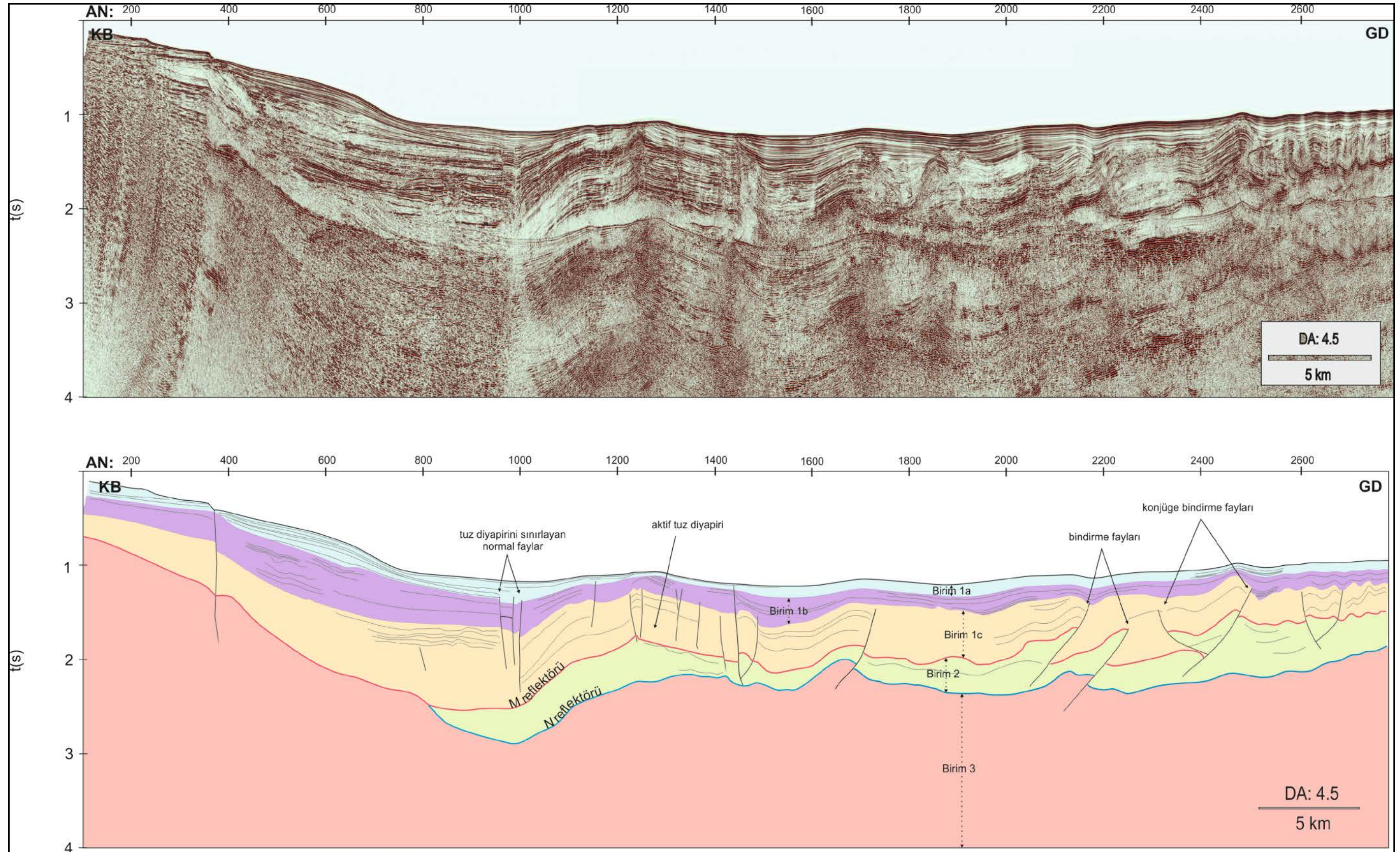
Şekil 8.3 EMED08-54 hattına ait fayları gösteren jeolojik kesit ve yorumlanmamış sismik kesit



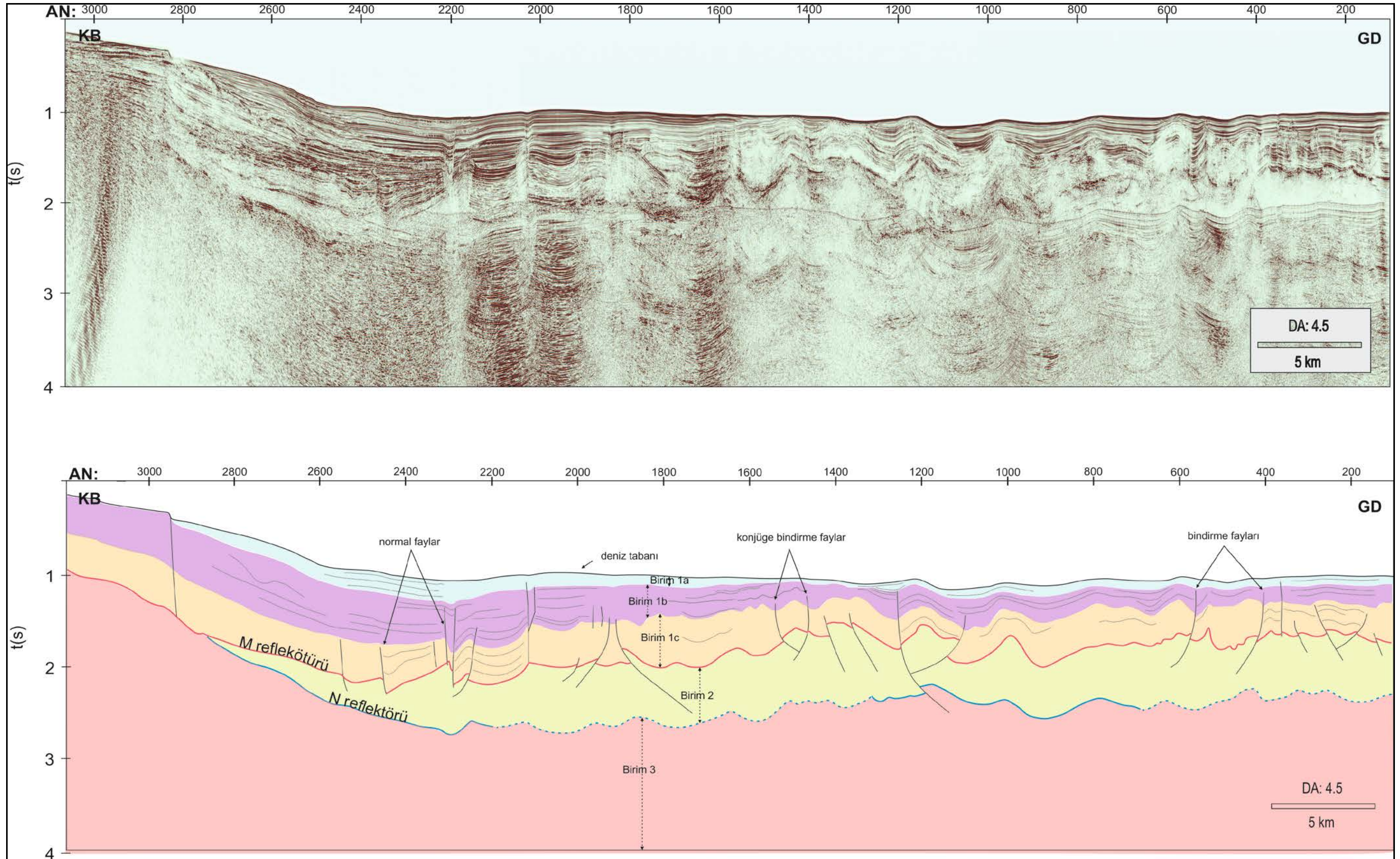
Şekil 8.4 EMED08-56 hattına ait fayları gösteren jeolojik kesit ve yorumlanmamış sismik kesit

Emed08-58 hattı incelendiğinde, bundan önceki birçok hatta da görülen, hattın en Kb ucunda bulunan normal fay görülmektedir. Bunun yanı sıra, hattın daha güneydoğusunda, aktif tuz diyapirini sınırlayan bir çok normal fay görülmektedir. Bu fayların eğimleri 71 ila 79 derece arası değişmektedir. Ve bu faylar sismik kesitten anlaşıldığı üzere Pliyo-Kuvaterner döneminde aktif olmuşlardır (Şekil 8.5). Aktif tuz diyapirinin yukarı doğru hareketinin bir sonucu olan diyapirin eksenin üstündeki normal faylar da bu dönemde aktive olmuşlardır. Hattın güneydoğu bölümünde Mesinyen ya da Mesinyen öncesi Dönem'de aktive olmuş birçok bindirme fayları göze çarpmaktadır. Bu fayların eğimleri 13 ila 21 derece arası değişmektedir ve bundan önceki sismik hatlarda gözlenen faylar gibi konjüge ya da tekil olarak çalışmışlardır. Bu bindirme faylarının hiç biri deniz tabanına kadar ulaşamamıştır (Şekil 8.5).

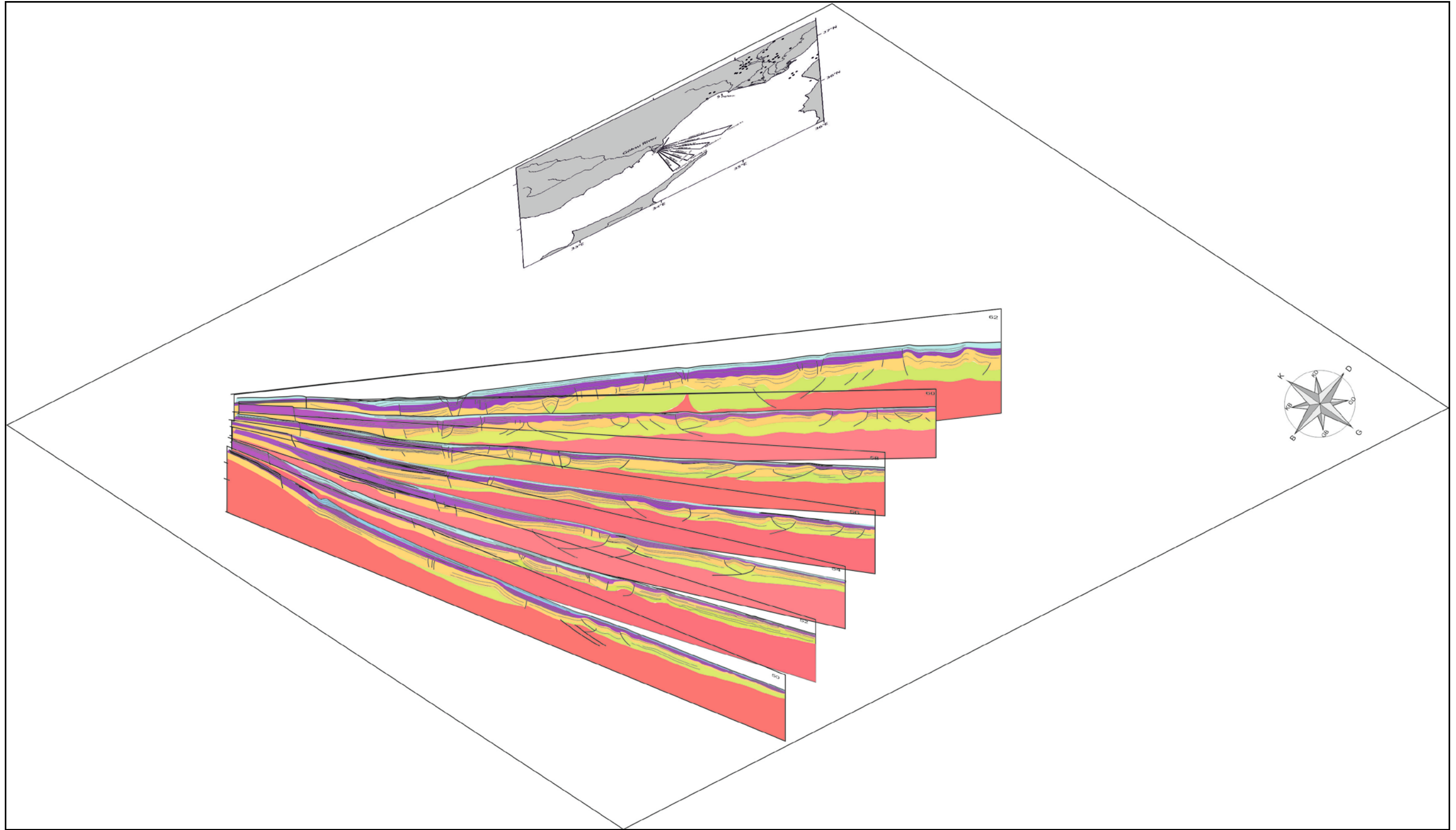
Çalışma alanının en güneydoğusunda bulunan hattın bir önceki hat olan EMED08-60 hattı, bundan önce yapısal ve tektonik olarak açıklanan sismik hatlardan daha farklı bir yapıdadır. Burada bir tek büyük tuz diyapiri varlığındansa bir çok aktive olmuş küçük ölçekli tuz diyapirleri göze çarpmaktadır. Bu tuz diyapirlerinin hareketi sonucu Pliyo-Kuvaterner istifi normal faylar ile kesilmiştir.



Şekil 8.5 EMED08-58 hattına ait sismik yansıma ve yorumlanmış jeolojik kesit



Şekil 8.6 EMED08-60 hattına ait sismik kesit ve yorumlanmış jeolojik kesit



Şekil 8.7 Çalışma alanına ait fence diyagramı



## BÖLÜM DOKUZ

### SONUÇLAR

2008 yılında Kilikya Baseni'nde yapılan yüksek ayrımlı yansıma sismiği çalışması sonucunda elde edilen sismik kesitlerin yorumlanması ve elde edilen haritalar sonucunda bu bölgeye ait giriş bölümünde belirlenen amaçlara ulaşılmaya çalışılmıştır.

Çalışma alanında deniz tabanı ile Mesinyen biriminin üst sınırını oluşturan M reflektörünün birbiri ile benzerlikler göstermesi, Mesinyen Dönemi'nde çökelen evaporitlerin günümüze benzer basen koşullarında çökeldiğini göstermiştir. Bu benzerlikten yola çıkarak bu iki birimin çökeldiği dönemlerdeki tektonik koşullarında benzer olduğu sonucuna varılmıştır.

Çalışma alanına ait sismik hatların yorumlanmasının ardından kesitlerin en kuzeybatısındaki normal fayın, doğrultusu, atımı ve haritadaki yeri incelendiğinde, karadaki Kozan Fayı'nın devamı olduğu düşünülmektedir. Bunun yanı sıra çalışma alanında görülen normal fayların, bölgenin hakim sıkışma tektoniği ile ilişkili olmadığından dolayı, tuz tektoniğine bağlı gelişen yapılar olduğu düşünülmüştür. Bu normal fayların, tuz hareketine bağlı gravitasyonel yer değiştirmeler olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanındaki bindirme fayları, bölgenin hakim tektoniği ile örtüşmektedir. Kıbrıs Yayı'nın üzerindeki K-G yönlü bindirme Kilikya Baseni, Latakya Baseni gibi basenlerin tektonizmasını çoğunlukla kontrol etmektedir. Buna göre bu yapısal şekillerin bölgenin hakim tektoniği ile bağlantılı olduğu düşünülmektedir.

Sonuç olarak, çalışma alanında Mesinyen ya da öncesi dönemde aktive olmuş bindirme fayların bölgenin hakim tektoniği ile örtüşürken, normal fayların tuza ait diyapirleşme ve mobilizasyon kabiliyetinin bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Faylanmanın çok fazla olduğu bu bölgede sadece sismik yansıma hatları fayların uzanımını belirlemede yetersiz kalmaktadır. Bu yüzden bölgede ileriki çalışmalarda,

deniz tabanı morfolojisinin ayrıntılı incelenmesi için çok ışınlı batimetri çalışma yapılması önerilmektedir. Ayrıca, sismik kesitlerin korelasyonunun daha doğru şekilde yapılabilmesi ve Kilikya Baseni'nin Mesinyen Tuz Krizi boyunca ne tür bir basen olduğunun araştırılabilmesi için çalışma alanında kuyu açılmasına ihtiyaç olduğu düşünülmektedir.

**KAYNAKLAR**

- Aksu, A., Calon, T., Hall, J., Mansfield, S., Yasar, D. (2005). The Cilicia–Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neogene evolution of an active fore-arc basin in an obliquely convergent margin. *Marine Geology. Volume 221*, P.121–159.
- Aksu, A., Hall, J., Yaltirak, C.,(2005). Miocene to Recent tectonic evolution of the eastern Mediterranean: New pieces of the old Mediterranean puzzle. *Marine Geology. Volume 221*, P.1–13.
- Aksu, A. E., Hall, J., Yaltirak, C., Yaşar, D. (2009). Miocene–Recent evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Marine Geology. Volume 258(1-4)*, P.24–47
- Aksu, A. E., Hiscott, R. N. (1992). Shingled Quaternary debris flow lenses on the north-east Newfoundland Slope. *Sedimentology. Volume 39*, P. 193-206.
- Almagor, G. and Garfunkel, Z., (1979). Submarine slumping in continental margin and northern Sinai. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Volume 63*, P.324–340.
- Arpat, E., Şaroglu, F. (1972). The East Anatolian fault system: thoughts on its development, *Bull. Min. Res. Explor. Inst. Turkey. Volume 78*, P. 33–39.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L. (1978). Structure and evolution of the Mediterranean Basins: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42-A*, P. 951–984.
- Bridge, C., Calon, T., Hall, J., Aksu, A. (2005). Salt tectonics in two convergent-margin basins of the Cyprus arc, Northeastern Mediterranean. *Marine Geology. Volume 221*, P.223–259.

- Brower, J., Douma, J., Helbig, K. (1985). A new look at migration. *First Break*, Volume 2, P. 9-15
- Butler, R. W. H., Lickorish, W. H., Grasso, M., Pedley, H. M., Ramberti, L. (2005). Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*. Volume 107, P.425–439.
- Cita, M. B., Wright, R. C., Ryan, W. B. F., Longinelli, A. (1978). *Messinian paleoenvironments*. Init. Repts. DSDP, Washington (U.S. Govt. Printing Office), P.1003–1035
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M. F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis; controversy resolved. *Geology*. Volume 24, P. 363–366.
- Costain, J. K., Çoruh, C. (2004). *Basic Theory of Exploration Seismology Volume 1*. Elsevier Publications.
- Decima, A., Wezel, F. C. (1973). Late Miocene evaporites of the Central Sicilian Basin, in Kaneps, A. G., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C. U.S. Government Printing Office. Volume 13, P. 1234–1240.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neo- tectonics of eastern Anatolia. A young collision zone. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication. Volume 19*, P. 3–36.
- Dondurur, D. (2009). *Deniz sismiğinde veri işlem*. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları.

- Ergün, M., Oral, E. Z., Çifçi, G. (1999). Doğu Akdeniz'in yapısı ve levha tektoniğindeki yeri. *Jeofizik. Sayı 9-10*. S. 71-78.
- Garfunkel, Z., Arad, A., Almagor, G. (1979), The Palmahim disturbance and its regional setting. *Geological Survey of Israel, Jerusalem. Volume 72*, P.56.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B., Cita, M.B. (1973). Late miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature. Volume 242*, P.240-244.
- Jackson, J., McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc. Volume 77*, P. 185-246.
- Jestin, F., Huchon, P., Gaulier, J. M. (1994). The Somalia Plate and the East Africa rift system: present-day kinematics, *Geophys. J. Int. Volume 116*, P. 637-654.
- Ketin, I. (1969). Uiber die Nordanatolische Horizontal-Verschiebung. *Miner., Res. Explor. (Turkey) Bull. Volume 72*, P. 1-29.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raf, I., Sierro, F. J., Annunzio, Á. G. D. (1999). Chronology , causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature. Volume 400*.
- Le Pichon, X., Kreemer, C. (2010). The Miocene-to-Present Kinematic Evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and Its Implications for Dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Volume 38*, P. 323-351.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., Gündoğdu, N. (1992). The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt, *Tectonophysics. Volume 204*, P.1-15.

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*. Volume 155, P.126–138.
- McClusky, S., ve diğerleri. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* Volume 105, P. 5695–5719.
- McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* Volume 30, P. 85-109.
- Moores, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J., Xenophontos, C. (1984). Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus and other Mideast ophiolites. *Geology*. Volume 12, P. 223–226.
- Muehlberger R. W., Gordon M. B. (1987) Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey, *J. Struct. Geol.* Volume 9, P. 899–903.
- Mulder, C. J. (1973). Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean. In: Drooger, C.W. (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean. Koninklijke Nederlandse Akademik von Wetenschappen. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, P. 44–59.
- Orszag-Sperber, F., Rouchy, J. M., Blanc-Valleron, M. M. (2000). La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée Orientale (Chypre): La période du Lagomare et sa signification. *Terre Planetes.* Volume 331, P. 483–490.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, B. M., King, R. W., Toksöz, M. N. (1997). Global positioning system measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.* Volume 102, P. 9983–9999.

- Riding, R., Braga, J. C., Martin, J. M., Sanchez- Almazo, I. M. (1998) Mediterranean Messinian Salinity Crisis: Constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, Southeastern Spain. *Marine Geology. Volume 146*, P. 1–20.
- Robinson, E. A. (1983). *Migration of geophysical data. International Human Res. Development Corp.* Boston.
- Robertson, A. H. F., Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication- Geological Society of London. Volume 17*, P. 1–74.
- Robertson, A. (1998). Tectonic significance of the Eratosthenes Seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Program Leg 160). *Tectonophysics, Volume 298*, P.63–82.
- Rouchy, J.M., (1982). La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Nat.. Hist. Nat. (Paris), Sciences de la Terre*, L. 280 pp.
- Rouchy, J. M., Saint Martin, J. P. (1992). Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate–evaporite relations. *Geology. Volume 20*, P. 629–632.
- Rouchy, J., Caruso, A. (2006). The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology. Volume 188–189*, P.35–67.
- Rögl, F., Steiniger, F. F., Muller, C. (1978). Middle Miocene Salinity Crisis and palaeogeography of the paratethys (middle and eastern Europe). *Init. Repts D.S.D.P. XLII A. U.S. Gov. Print. Office, Washington*, P. 985–990.

- Ryan, W. B. F., Cita, M. B. (1978). The nature and distribution of the erosional surfaces indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology. Volume 27*, P. 193–230.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology*. Cambridge University Press. page 592 .
- Şaroglu, F., Emre, O., Kuscu, I. (1992). *1/1,000,000 Türkiye diri fay haritası*. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şengör, A. M. C, Görür N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in the zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle KT, Christie Blick N (eds) strike-slip faulting and basin formation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ. Volume 37*, P. 227–264.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D.P. (1991) Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys J. Int. Volume 106*, P. 433–490.
- Taymaz, T., Westaway, R., Reilinger, R. (2004). Active faulting and crustal deformation in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics, Volume 391*, P.1–9.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. p. 770.
- USGS. (1999). *National Earthquake Information Center - World Data Center for Seismology, Earthquake Bulletin*. Retrieved from 25 May 2010, <http://earthquake.usgs.gov>.
- Westaway, R. (1994). Present-day kinematics of the Middle-East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res. Volume 12*, P.71-90.



Westaway, R., Arger, J. (1996). The Gölbaşı Basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike slip-fault zone, *J. Geol. Soc. (London)*. Volume 153, P. 729–744.

Yılmaz, Ö. (2011). Seismic data processing. Society of exploration geophysicists. Investigation in Geophysics No:10.

Zharkov, M. A. (1984). Paleozoic salt bearing formations of the world. *Geological Magazine (Cambridge University Press)*. Volume 123, P.596.