

BATI KARADENİZ HAVZASI'NIN GÜNEY BÖLÜMÜ'NDE AKÇAKOCA-CİDE AÇIKLARINDA SIKIŞMALI TEKTONİK REJİME AİT YENİ BULGULAR

NEW EVIDENCES OF COMPRESSIONAL TECTONIC REGIME AT THE SOUTHERN PART OF THE WESTERN BLACK SEA BASIN OFFSHORE AKÇAKOCA-CİDE

Kemal Mert Önal^{1*}, Emin Demirbağ²

¹ Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

² İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469, İstanbul

Yayına Geliş (Received): 04.01.2019, Yayına Kabul (Accepted): 27.05..2019

*Sorumlu yazar / Corresponding author: kmonal@cumhuriyet.edu.tr

Öz

Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, 15 Ekim 2016 tarihinde gerçekleşen Karadeniz Depremi ($M_1=5.0$), dikkatleri yeniden havzanın tektonik aktivitesi üzerine çekmiştir. Bu depremin odak mekanizması çözümü, Karadeniz'in Türkiye kıyıları boyunca aletsel olarak kaydedilmiş en büyük depremi olan 03 Eylül 1968 Bartın depreminin ($M_S=6.6$) odak mekanizması çözümüne benzer bir biçimde ters faylanma göstermiş ve bu depremin de bölgede var olan aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymuştur.

Bu çalışmada, Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisi ile oluştuğu düşünülen faylar ve bu fayların aktiviteleri ile oluşan jeolojik yapılar, deniz yansıma sismiği verileri ve kompozit kuyu logu verileri kullanılarak ortaya çıkarılmıştır. Önceki jeolojik çalışmalarda verilen jeolojik kesitler vasıtasıyla kara-kıyı ötesi jeolojik kesitler hazırlanmış ve çalışma alanında karadaki jeolojik özelliklerin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bulgular sunulmuştur. Çalışma alanı için elde edilen bu jeolojik kesitler ve sismik göç kesitlerinden ayırt edilen jeolojik yapılar, Batı Karadeniz'de K-G yönlü sıkışmalı tektonik rejimin varlığını destekler niteliktedir.

Anahtar Kelimeler: Batı Karadeniz Havzası, Akçakoca-Cide açıkları, deniz yansıma sismiği, kompozit kuyu logu, sıkışmalı tektonik rejim, bindirme fayı.

Abstract

The earthquake occurred on October 15, 2016 ($M_1=5.0$) re-attracted attention to the tectonic activity of Western Black Sea Basin. The focal mechanism solution of this earthquake indicates reverse faulting, similar to the Bartın Earthquake of September 3, 1968 ($M_S=6.6$), which is the strongest instrumentally recorded earthquake along the Turkish margin of Black Sea, and reveals another seismological evidence for the active thrusting in the region.

In this study, the fault structures that considered to be formed by the effect of compressional tectonic regime and the structures formed by the activities of these faults beneath the shelf and slope areas between the region offshore Akçakoca-Cide at the southern part of the Western Black Sea Basin revealed by using marine seismic reflection data and the composite well log data. By means of the geological sections in previous geological studies, the land-offshore geological sections were prepared and findings about the continuation of the geological features from land to offshore in the study area were presented. These geological sections developed for the study area and the geological features recognized from the seismic migration sections, support the presence of the N-S directional compressional tectonic regime in Western Black Sea.

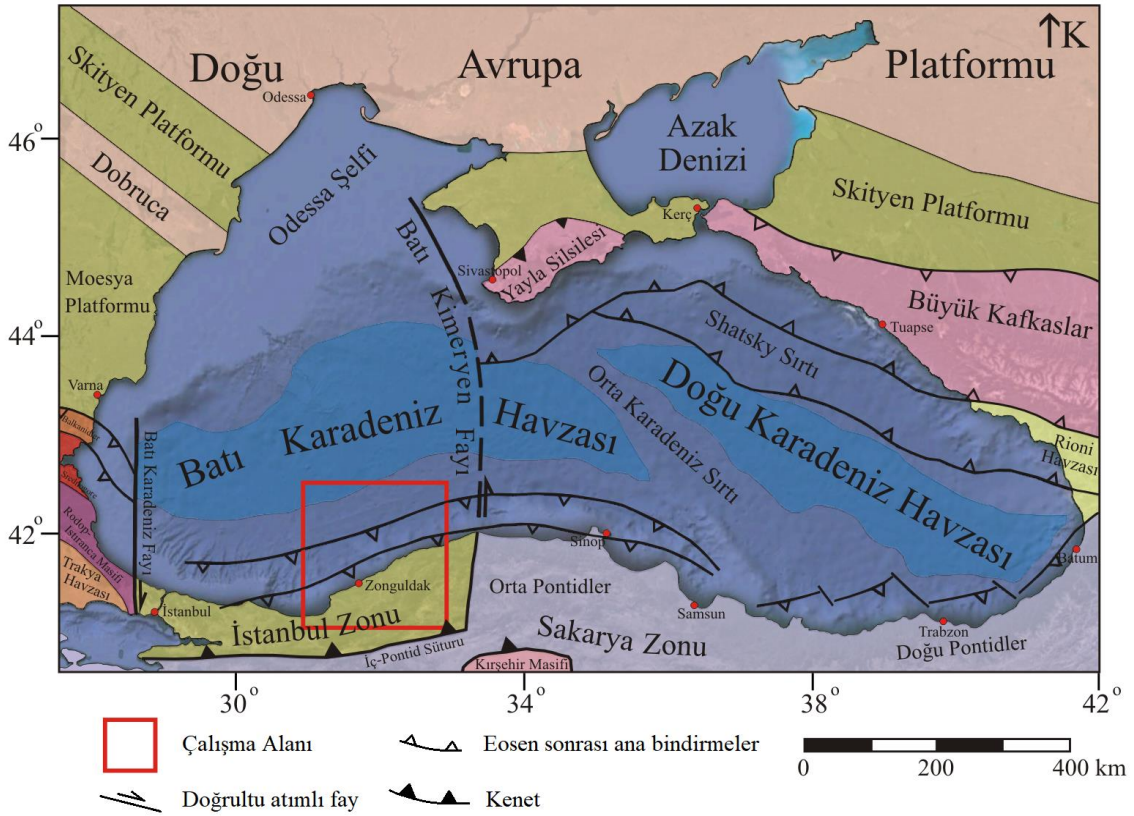
Key words: Western Black Sea Basin, offshore Akçakoca-Cide, marine seismic reflection, composite well log, compressional tectonic regime, thrust fault.

GİRİŞ

Karadeniz, 423.000 km²'lik alanı ve 534.000 km³'lük hacmi (Ross, 1974) ile yer kürenin en büyük içsel denizlerinden biri olma özelliğine sahiptir (Şekil 1). Atlantik Okyanusu'na Akdeniz, Ege Denizi ve Türk Boğazlar Sistemi (Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale Boğazları) aracılığıyla bağlı olan Karadeniz'in ortalama su seviyesi, Ege Denizi'nin su seviyesinden yaklaşık olarak 55 cm daha yüksektedir (Alpar ve Yüce, 1998). Karadeniz, kuzeyindeki Azak Denizi'ne, derinliği 5 m'den az olan Kerç Boğazı ile bağlıdır (Ross ve diğ., 1974). Güneyden Türkiye, batıdan Romanya ve Bulgaristan, kuzey ve doğudan da Ukrayna, Rusya ve Gürcistan'ın çevrelediği oval bir havza olan Karadeniz, Andrusov ve Archangelsky Sırtlarının oluşturduğu Orta Karadeniz Sırtı tarafından Batı ve Doğu Karadeniz Havzalarına ayrılmaktadır. Karadeniz'in, gerek derin yapısının gerekse jeolojik

özelliklerinin araştırılması amacıyla, 19. yüzyılın sonlarından başlayarak günümüze kadar uzanan zaman dilimi içerisinde çok sayıda jeolojik, jeofiziksel, jeokimyasal ve oşinografik çalışma gerçekleştirilmiştir.

Jeofiziksel çalışmalardan elde edilen veriler, 1960'lardan itibaren hızla gelişim gösteren tektonik bilimi için giderek artan bir öneme sahip hale gelmiştir. Sismik veriler ve bunun yanı sıra manyetik ve gravite verileri, yer bilimcilerin gözlemlerine kritik üçüncü uzamsal boyutu ekleyerek, derindeki büyük ölçekli yapıların geometrileri hakkında detaylı bilgiler elde edilmesini sağlamaktadır. Sismolojik çalışmalar ve bunların yanı sıra manyetizma ve paleomanyetizma çalışmaları da, küresel tektonik düzenlemelerin yeniden yapılabilmesi için gerekli olan, levhaların geçmiş ve günümüz geometrileri ve hareketleri hakkında veriler sunmaktadır (Moores ve Twiss, 1995).



Şekil 1. Karadeniz ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak oluşturulmuştur).

Figure 1. Tectonic map of Black Sea Basin and the surrounding region (modified after Okay et al. (1994) and Okay and Tüysüz (1999)).

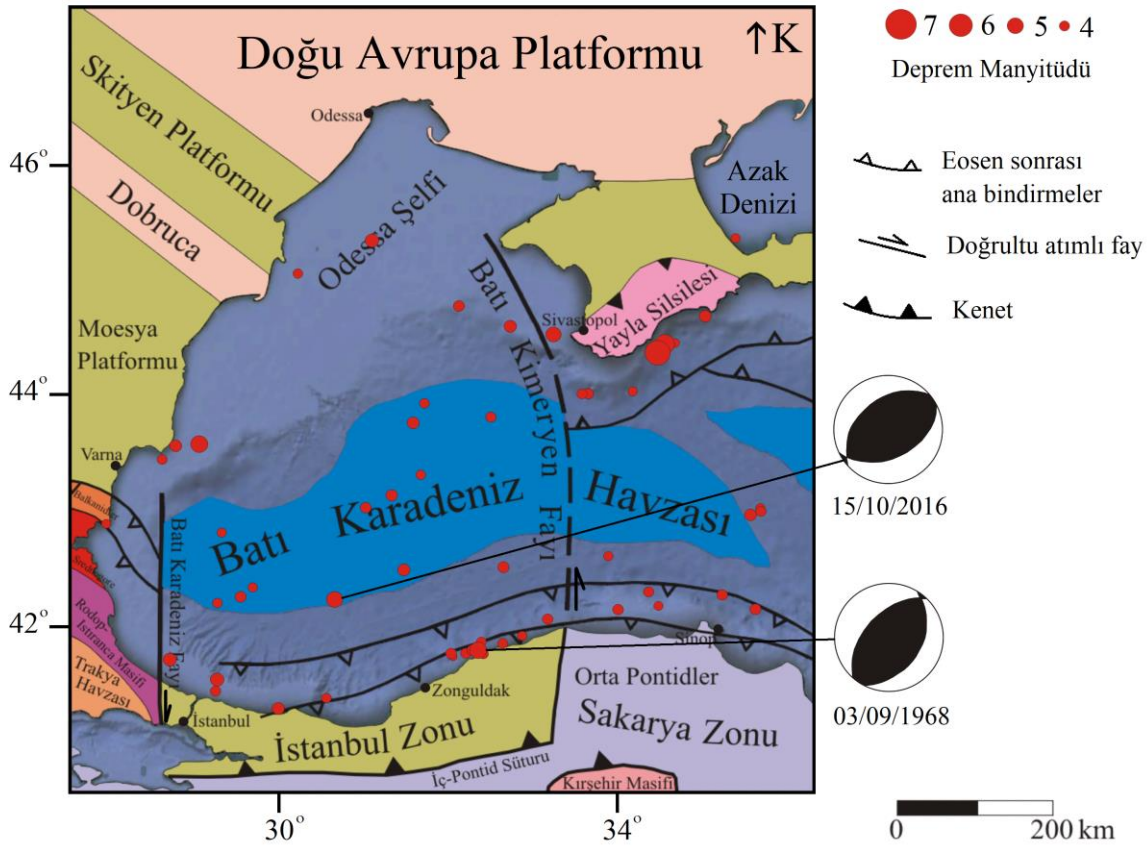
Sismik yansıma yöntemi, denizlerde taban altındaki derin yapıların ve jeolojik özelliklerin incelenmesinde en etkin biçimde kullanılan jeofiziksel yöntemdir. Batı Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarındaki şelf ve yamaç bölgelerinde petrol arama firmaları tarafından ekonomik amaçlı olarak gerçekleştirilen iki boyutlu (2B) ve üç boyutlu (3B) sismik çalışmalar, akademik

çevrelerin kullanımına oldukça kısıtlı bir şekilde açıktır. Bu çalışmaların sayısıyla kıyaslanamayacak kadar az olsa da, bu bölgedeki tektonik çalışmalara ışık tutan bilimsel amaçlı sismik yansıma çalışmalarının sayısında özellikle 1990'lı yılların ortalarından itibaren önemli bir artış gözlenmektedir. TPAO ve diğer petrol arama firmaları tarafından toplanan yoğun miktardaki sismik

verilerin oldukça az bir bölümü, bu bilimsel amaçlı çalışmalara katkı sağlayacak şekilde yayınlanarak akademik ortamda paylaşılmıştır (örn. Robinson ve diğ., 1995; Robinson ve diğ., 1996; Yiğitbaş ve diğ., 2004; Menlikli ve diğ., 2009; Tari ve diğ., 2015; Tari ve diğ., 2016; İşcan ve diğ., 2017; Sipahioğlu ve Batı, 2018; Ocakoğlu ve diğ., 2018). Batı Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarında günümüze kadar, özellikle kütle kayması, gaz hidratlar ve tabana benzeyen yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector-BSR), sedimantasyon, deniz-seviyesi değişimleri ve Messiniyen olayları gibi farklı konular üzerine odaklanmış, detaylı sismik kesitler sunan birçok önemli bilimsel çalışma gerçekleştirilmiştir (Konuk ve diğ., 1991; Alpar ve diğ., 1997; Demirbağ ve diğ., 1999; Algan ve diğ., 2002; Aksu ve diğ., 2002; Hiscott ve Aksu, 2002; Gillet ve diğ., 2003; Alpar ve Gainanov, 2004; Kuşçu ve diğ.,

2004; Gillet ve diğ., 2007; Flood ve diğ., 2009; Lericolais ve diğ., 2011; Okay ve diğ., 2011; Dondurur ve diğ., 2012; Dondurur ve diğ., 2013; Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b; Suc ve diğ., 2015).

Tektonik konulu çalışmalarda, depremler ve heyelanlar gibi zarar verici tektonik olayların zaman ve yerlerinin önceden tahmin edilmesi için çeşitli yollar aranmaktadır. Neotektonik açıdan yararlı olabilmesi için bu önceden tahminlerin, can ve mal kaybını azaltmak için yeterli doğrulukta olma zorunluluğu vardır. Bu önceden tahmin tekniklerinin araştırılması, aktif tektonik özelliklerin araştırılmasını da kapsamaktadır (Moore ve Twiss, 1995). Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, 15 Ekim 2016 tarihinde yerel saatle 11:18'de gerçekleşen Karadeniz depremi ($M_1=5.0$) (KRDAE, 2016), dikkatleri yeniden Karadeniz'in tektonik aktivitesi konusu üzerine çekmiştir (Şekil 2).



Şekil 2. Batı Karadeniz Havzası ve çevresinin tektonik haritası üzerinde 1900-2017 yılları arasında $M \geq 4.0$ olarak kıydan açıktan gerçekleşen depremler (ISC, 2017). 15.10.2016 (Url-1) ve 03.09.1968 (Taymaz ve diğ., 1999) depremlerinin odak mekanizması çözümlerinin verildiği harita, Okay ve diğ. (1994) ve Okay ve Tüysüz (1999)'den yararlanılarak hazırlanmıştır.

Figure 2. Offshore earthquakes ($M \geq 4.0$) from 1900 to 2017 (ISC, 2017) on tectonic map of Western Black Sea Basin and the surrounding region. The map including fault plane solutions of 15.10.2016 (Url-1) and 03.09.1968 (Taymaz et al., 1999) earthquakes prepared by utilising Okay et al. (1994) and Okay and Tüysüz (1999).

İstanbul'un 195 km kuzeydoğusunda, Zonguldak'ın ise 124 km kuzeybatısında kalan ve yüzeyden 11.4 km derinde olan bir merkez üssüne sahip olarak meydana gelen Karadeniz depremi, yaklaşık olarak 7-8 saniye sürmüştür. İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve hatta Bulgaristan'ın Varna ve Burgaz

şehirlerinde hissedilen bu deprem, Karadeniz'in Türkiye kıyılarına yakın bölgede aletsel olarak kaydedilebilen nadir büyük depremlerden biridir. 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin moment tensör çözümünden elde edilen odak mekanizması çözümü (Url-1), Karadeniz'in Türkiye kıyılarında aletsel olarak

kaydedilmiş en büyük depremi olan 03 Eylül 1968 Bartın depreminin ($m_b=5.7$, $M_s=6.6$) (Alptekin ve diğ., 1986) odak mekanizması çözümüne benzer bir biçimde ters faylanma göstererek, bu depremin de bölgede var olan aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymuştur.

Karadeniz'e kıyısı olan İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve Bartın, nüfus bakımından Türkiye'nin yaklaşık olarak % 23'lük bir bölümünün (toplamda yaklaşık olarak 18 milyon 500 bin insan) yaşadığı şehirlerdir. Ayrıca İstanbul ve Kocaeli, günümüzde Türkiye'nin en önemli iki sanayi şehri olma özelliğini korumaktadır. Karadeniz'in Türkiye kıyıları açıklarında meydana gelebilecek büyük depremler sonucu oluşacak tektonik afetler ve bu afetlerin doğuracağı kötü sonuçlar, yerbilimcileri bölgede, özellikle de kıyı açıklarındaki şelf ve yamaç bölgelerinin altındaki derin yapının ve jeolojik özelliklerin ortaya çıkarılabilmesi için, daha detaylı bilimsel çalışmalar gerçekleştirmeye yönlendirmektedir.

Bu çalışma, Karadeniz kıyısında Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan deniz yamacı altında, muhtemel aktif faylar sonucu oluşmuş jeolojik yapıların (tabakalanmalar, kıvrımlar, bindirme ile ilişkili yapılar vb.) özelliklerinin deniz yansıma sismik verileri kullanılarak belirlenmesi ve karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin ortaya konulması ile ilgili ilksel sonuçları vermektedir.

BATI KARADENİZ HAVZASI'NIN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Türkiye'nin kuzeyinde, Balkanlar ve Kafkaslar arasında uzanarak Karadeniz'in güney kıtasal sınırını oluşturan Pontidler (Ketin, 1966), Alpin dağ kuşağının önemli bir bölümünü oluşturmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999; Tüysüz, 2018). Bulgaristan'ın Srednogore magmatik kuşağını Kafkaslara bağlayan bu magmatik kuşağın, Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kuzeye doğru yitiminin bir sonucu olduğu üzerine genel bir fikir birliği mevcuttur (Boccaletti ve diğ., 1974; Peccerillo ve Taylor, 1975; Boccaletti ve diğ., 1978; Manetti ve diğ., 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1997; Tüysüz, 1999; Tüysüz ve diğ., 2012; Tüysüz ve diğ., 2016; Keskin ve Tüysüz, 2018).

Karadeniz'in kuzeyden sınırladığı Pontidler, batıdan doğuya doğru, Istranca, İstanbul ve Sakarya zonları (Okay, 1989) olmak üzere, üç farklı kıtasal parçadan meydana gelmektedir (Keskin ve Tüysüz, 2018). Pontidler, coğrafi açıdan Doğu, Orta ve Batı Pontidler bölümlerine ayrılmaktadır. Batı Pontidler bu kuşağın İstanbul ile Kastamonu arasındaki, Orta Pontidler Kastamonu ile Samsun arasındaki, Doğu Pontidler ise Samsun'dan daha doğudaki kesimini içermektedir (Tüysüz, 1993). Ketin (1966)'in İzmir-Ankara-Erzincan ofiyolitik kuşağı olarak tanımladığı ve

daha sonra Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi olarak yeniden adlandırılan kuşak, Pontidleri güneyden sınırlandırmaktadır. İstanbul ve Sakarya zonlarını, daha sonradan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tarafından değişikliğe uğratılmış veya yok edilmiş olan ve Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından İç-Pontid Kenedi olarak adlandırılan kuşak ayrılmaktadır (Tüysüz, 2018).

Karadeniz'in Pontid magmatik kuşağının kuzeyine doğru bir yay-ardı ve/veya yay-içi havza olarak açılmış olması üzerine genel bir fikir birliği vardır (Letouzey ve diğ., 1977; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğ., 1988; Görür, 1988; Manetti ve diğ., 1988; Tüysüz ve diğ., 2012; Tüysüz ve diğ., 2016; Keskin ve Tüysüz, 2018). Ayrıca, Karadeniz Havzası'nı oluşturan Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları'nın kıtasal Andrusov ve Archangelsky sırtları tarafından ayrıldıkları ve bundan dolayı da farklı açılma zamanları ve mekanizmalarına sahip oldukları üzerine genel bir uzlaşma mevcuttur (Okay ve diğ. 1994; Robinson ve diğ., 1996; Spadini ve diğ., 1997; Shillington ve diğ., 2008; Shillington ve diğ., 2009; Stephenson ve Schellart, 2010; Munteanu ve diğ., 2011; Okay ve diğ., 2013; Keskin ve Tüysüz, 2018). Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları'nın her ikisinde de, Kretase'den günümüze kadar geçen zaman içinde çökelmiş, Batı Karadeniz Havzası'nda 14 km'den kalın ve Doğu Karadeniz Havzası'nda ise 12 km'den daha az kalınlıkta olan, kalın birer sedimenter örtü bulunmaktadır (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğ., 1988; Okay ve diğ., 1994; Tüysüz, 1999). Her iki havzanın geometrik yapıları açısından bakıldığında, Doğu Karadeniz Havzası aşağı yukarı simetrik olan bir yapıya sahip iken, Batı Karadeniz Havzası belirgin bir asimetriye sahiptir. Batı Karadeniz Havzası'nın güney bölümü dik eğimli ve dar iken kuzey bölüm daha hafif eğimli bir yapıya sahiptir (Nikishin ve diğ., 2015a).

Batı Karadeniz Havzası'nın güney sınırının bir bölümünü oluşturan İstanbul Zonu (Okay, 1986), Kretase'ye kadar, Moesya Platformu ve Kırım arasında bulunan Odessa şelfi boyunca konumlanmaktaydı. Erken Kretase'de İstanbul Zonu riftleşerek, Batı Karadeniz ve Batı Kimeryen Fayları boyunca güneye doğru hareket etmeye başlamış ve Batı Karadeniz Havzası da, bir yay-ardı havza olarak, güneye doğru hareket eden İstanbul Zonu'nun arkasından açılmaya başlamıştır. (Okay ve diğ., 1994; Tüysüz, 2018). İstanbul Zonu, muhtemelen Geç Albiyen sırasında günümüzdeki konumuna yerleşmiştir. Senomaniyen sırasında, İstanbul Zonu ile Sakarya Zonu'nun İç-Pontid Kenedi boyunca çarpışması, İstanbul Zonu'nun yükselmesine sebep olmuştur (Tüysüz, 2018). Çarpışma sonrası sıkışma kuzeye doğru gelişmiş ve Orta Eosen'den itibaren tüm Pontidler boyunca bir kıvrım ve bindirme kuşağının gelişmesine yol açmıştır. (Sunal ve Tüysüz, 2002; Keskin ve Tüysüz, 2018). Bu kıvrım ve bindirme kuşağı, kuzey ve güney verjanslı bindirmeler

ve yoğun kıvrımlı Eosen ve Eosenden daha yaşlı çökellerden oluşmaktadır (Keskin ve Tüysüz, 2018).

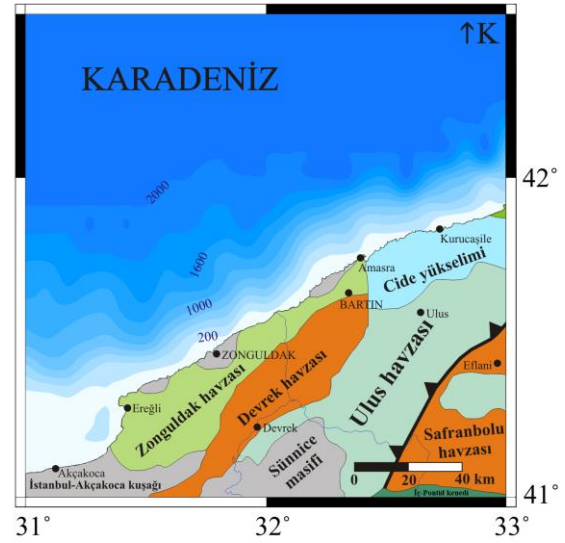
Batı Pontidler, Geç Eosen ve Erken Oligosen zamanlarında kıvrılmış ve Karadeniz'e doğru bindirmişlerdir (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002; Cavazza ve diğ., 2011; Nikishin ve diğ., 2015a). Bu kıvrım-ve-bindirme kuşağı tabanda bir sıyrılma yüzeyi ile ayrılmaktadır (Sunal ve Tüysüz, 2002; Nikishin ve diğ., 2015a). Bölgede yer alan bindirme ve sıyrılma fayları derinden başlayıp yüzeye, daha genç çökellerin olduğu sığlığa doğru gelişmişlerdir. Sarplık (ramps) ve düzlüklerden (flats) oluşan bindirmeler, bölgede yer alan litolojik özelliklere göre gelişmişlerdir (Sunal, 1998; Sunal ve Tüysüz, 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002). Örneğin kireçtaşı gibi dayanımlı birimlerde sarplıklar oluşurken daha düşük dayanımlı birimlerde, yani killi birimlerde genellikle düzlükler, başka bir ifadeyle sıyrılma fayları oluşmaktadır. Bu oluşum, tipik kıvrım ve bindirme kuşaklarında (fold-and-thrust belts) gelişen ve birimlerin dayanım farklılıklarından (competence difference) kaynaklanan bir yapıdır (Mitra, 1986; Mitra 1990). Kıvrım ve bindirme yapıları ile sıyrılma yüzeyi Maykop çökelleri tarafından örtülmüştür (Nikishin ve diğ., 2015a). Batı Pontidlerin Apatit fizyon izi termokronolojisi, Pontidlerdeki ana yükselimin Geç Lütasiyen-Erken Rupeliyen süresince gerçekleştiğini göstermektedir (Cavazza ve diğ., 2011; Nikishin ve diğ., 2015a).

Sıkışma, bindirme ve yükselme olaylarının varlığı sonucu Batı Karadeniz Havzası'nın güney ve güneybatı bölümleri boyunca oluşmuş Paleosen ve Eosen türbidit havzaları, 2B sismik veriler kullanılarak oluşturulan kesitler üzerinden ayırt edilerek haritalandırılmıştır (Nikishin ve diğ., 2015a; Nikishin ve diğ., 2015b). Oligosen-Miyosen zamanları, Maykop çökelleri için sediman kaynağı olan bir yükselme ve aşınma (erozyon) periyodu olarak gelişmiştir (Keskin ve Tüysüz, 2018).

Batı Karadeniz Havzası'nın güney kıyıları boyunca yükselme olaylarının varlığının, kıyı boyunca yükselmiş olan denizel taraçalara vurgu yapılarak desteklendiği birçok çalışma mevcuttur (örn. Erinç ve İnandık, 1955; İnandık, 1956; Wedding, 1968; Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969; Barka ve Sütçü, 1993; Gökaşan, 1996; Koral 2007a; Koral 2007b; Yıldırım ve diğ., 2011; Yıldırım ve diğ., 2013; Ilgar, 2014; Yıldırım ve diğ., 2019). Ayrıca Batı Karadeniz Havzası'nın güney kıyıları boyunca sıkışmalı güncel bir tektonik aktivitenin varlığını destekleyen birçok çalışma bulunmaktadır (örn. Alptekin ve diğ., 1986; Gökaşan, 1996; Sunal ve Tüysüz, 2002; İşcan ve diğ., 2017).

Tüysüz (1999) tarafından verilen, Batı Pontidlerin başlıca tektonik unsurlarını içeren haritanın, bu çalışma kapsamında incelenen bölgeyle sınırlandırılmış hali Şekil 3'te verilmektedir. İstanbul Zonu'nun Paleozoyik temeli İstanbul-Akçakoca kuşağında, Sünnice masifinde ve Zonguldak havzasının kuzeyinde görülmektedir (Tüysüz, 1999). Devrek havzasının Üst Kretase-Eosen

birimleri tarafından örtülen Zonguldak havzası, Geç Barremiyen ile Senomaniyen arasında çökelmiş karbonat ve kırıntıları içermektedir. Ulus havzası, Zonguldak havzası gibi Kretase çökelleri ile doldurulmuş olmasına rağmen bazı farklılıklar sunar. Zonguldak havzasında kıyı fasiyeslerin yaygın olmasına karşılık Ulus havzasında yaşıt birimler daha çok türbiditik nitelikli havza içi çökellerden oluşmaktadır (Tüysüz ve diğ., 2004). Ulus havzası güney doğusundaki Safranbolu havzasının Tersiyer çökelleri üzerine bindirmiştir. Cide yükselimi, Zonguldak ve Ulus havzası ile benzer kayalardan oluşmaktadır. İstanbul zonu güneyde İç-Pontid Kenedi ile sınırlandırılmaktadır (Tüysüz, 1999).



Şekil 3. Çalışma alanı başlıca tektonik unsurları (Tüysüz (1999)'den yararlanılarak hazırlanmıştır. Haritanın batimetrisi, GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verileri ile GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).

Figure 3. Main tectonic features of the study area (prepared by utilizing Tüysüz (1999). Bathymetry of the map prepared by using GMT (Wessel et al., 2013) by the data from GEBCO (IOC, IHO and BODC, 2003)).

BATI KARADENİZ HAVZASI'NIN DEPREMSELLİĞİ

Karadeniz'in Türkiye kıyılarında aletsel olarak kaydedilmiş en büyük deprem, 03 Eylül 1968'de meydana gelen Bartın depremidir ($m_b=5.7$, $M_s=6.6$). Bartın depremi, sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca meydana gelen depremlerden farklılık göstermiştir (Alptekin ve diğ., 1986). Ters faylanma gösteren odak mekanizması çözümü (Alptekin ve diğ., 1986; Tan, 1996; Taymaz ve diğ., 1999) ile Bartın depremi, Karadeniz'in güneyindeki aktif bindirmeye ait ilk sismolojik kanıtı verme özelliğine sahiptir. 15 Ekim 2016 tarihinde, İstanbul'un 195 km kuzeydoğusunda, Zonguldak'ın ise 124 km kuzeybatısında kalan ve yüzeyden 11.4 km derinde olan bir merkez üssüne sahip olarak meydana gelen Karadeniz depremi ($M_1=5.0$) (KRDAE, 2016), Karadeniz'in Türkiye kıyılarına yakın bölgede aletsel

olarak kaydedilebilen nadir büyük depremlerden biridir. İstanbul, Kocaeli, Düzce, Sakarya, Zonguldak ve hatta Bulgaristan'ın Varna ve Burgaz şehirlerinde hissedilen bu deprem, yerel saatle 11:18'de gerçekleşmiş ve yaklaşık olarak 7-8 saniye sürmüştür. 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin moment tensör çözümünden elde edilen odak mekanizması çözümü (Url-1), 03 Eylül 1968 Bartın depreminin ($m_b=5.7$, $M_s=6.6$) (Alptekin ve diğ., 1986) odak mekanizması çözümüne benzer bir biçimde ters faylanma göstererek, bu depremin de bölgede var olan aktif bindirmeye ait diğer bir sismolojik kanıt olduğunu ortaya koymuştur.

Karadeniz bölgesinde son yıllarda deprem istasyonlarının sayısının artması, deprem algılama eşiğinin de olumlu yönde düşmesine neden olmuştur. Bölgede son yıllarda meydana gelen depremler incelendiğinde, hemen hemen tüm depremlerin 03 Eylül 1968 Bartın depreminin faylanma türü ile aynı ve/veya baskın ters faylanma bileşenlerine sahip olarak gerçekleştiğini ortaya koymaktadır (Kalafat ve Toksöz, 2015). Bu depremler bölgenin asismik olmayıp, çok sık aralıklarla olmasa da zaman zaman deprem ürettiğini ortaya koymaktadır. Meydana gelen depremlerin odak derinliklerinin genel olarak 10-35 km aralığında değiştiği görülmektedir. Karadeniz'de özellikle son 6 yılda meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümlerine bakıldığında, Güney Karadeniz'de ve orta bölümde özellikle Bartın açıkları, Kastamonu civarı-Samsun açıklarında oblik faylanma karakterli ve sıkışmalı bir tektonik rejimi ifade eden ters fay bileşeni ağırlıklı depremlerin meydana geldiği görülmektedir. Ters faylanma bileşeninin güçlü olduğu depremler genelde havzaya paralel olarak uzanmaktadır. Bu fay geometrisi de sıkışmalı bir gerilmenin bölgede etkili olduğunu göstermektedir (Kalafat, 2018).

Karadeniz'de $M_w \leq 4.0$ olarak gerçekleşen depremler de dikkate değer sayıdadır. Karadeniz, sınırlarına doğru artış gösteren bir depremselliğe sahiptir ve en büyük depremleri sınırlarında gerçekleşmektedir. Odak mekanizmaları, bir miktar D-B bileşenine sahip olan, ağırlıklı olarak K-G yönlü sıkışmaya işaret etmektedir ve bu mekanizmalar levha hareketleri ile de uyumludur. Arap Levhası'nın hareketinin etkisinin büyük bir kısmını Anadolu Levhası'nın batıya doğru olan hareketi ve Kafkasların K-G deformasyonu karşılarken, yalnızca ufak hareketler (yılda yaklaşık 1 mm) Pontidlere doğru aktarılmakta ve Karadeniz K-G yönlü olarak sıkıştırılmaktadır (Kalafat, 2018).

DENİZ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİ VE VERİ-İŞLEM AŞAMALARI

17-29 Eylül 1998 tarihleri arasında İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Cambridge Üniversitesi ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) işbirliğiyle, Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarındaki şelf ve yamaç

bölgesi üzerinde, R/V MTA Sismik-1 gemisi ile 2B sismik yansıma çalışması gerçekleştirilmiştir. Çalışmada kullanılan kaynak ve alıcıların özellikleri Tablo 1.'de verilmektedir. Tablo 2.'de ise çalışmada 14 hat üzerinde toplanan sismik verilere ait veri toplama parametreleri görülmektedir. Sismik verilerin toplandığı, toplam uzunlukları 460 km'yi bulmakta olan 14 hattın konumları Şekil 4'te verilmektedir.

Tablo 1. R/V MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmasında kullanılan kaynak ve alıcıların özellikleri.

Table 1. The properties of the source and the receiver used at the seismic reflection study performed by R/V MTA Sismik-1.

Kaynak (Hava Tabancası, Air Gun)	
Model	Generator-Injector (GI)
Adet	10
Basınç (psi)	1500
Toplam hacim (in ³)	1380
Derinlik (m)	5
Alıcı (Alıcı Kablosu, Streamer)	
Uzunluk (m)	900 *
Derinlik (m)	10
Hidrofon grubundaki hidrofon sayısı	16
Hidrofon grupları aralığı (m)	12.5
Hidrofon grup sayısı	12

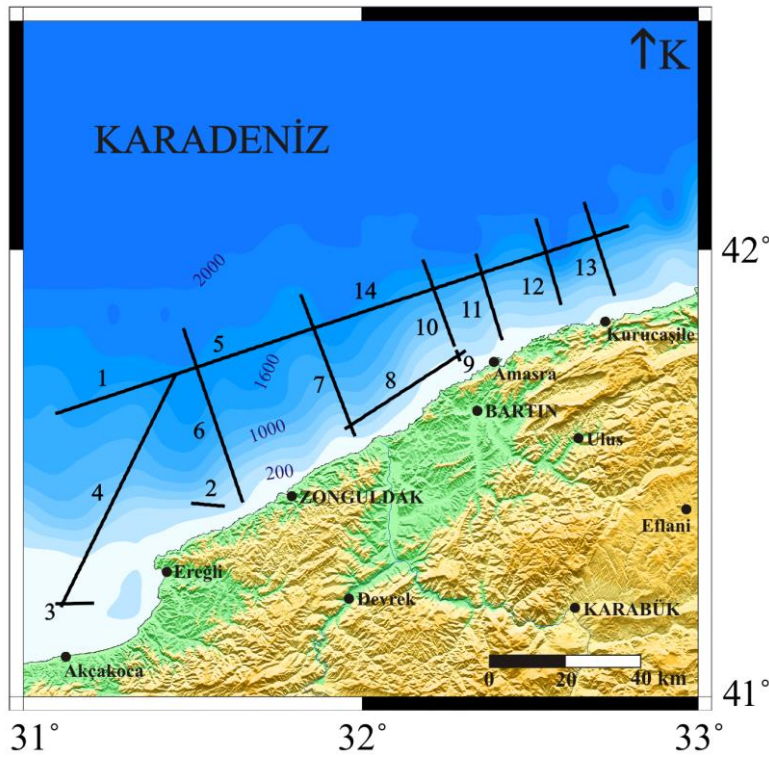
* Yalnızca 01 numaralı hattın streamer uzunluğu 1050 m dir.

Tablo 2. 14 hat üzerinde toplanan sismik yansıma verilerine ait veri toplama parametreleri.

Table 2. Data acquisition parameters of the seismic reflection data collected on 14 lines.

Parametreler	
Atış aralığı (m)	50
Ofset aralığı (m)	150
Grup aralığı (m)	12.5
Örnekleme aralığı (ms)	2
Kanal sayısı	72 *
Katlama (fold) sayısı	9 *
Kayıt uzunluğu (ms)	8192

* Yalnızca 01 numaralı hattın kanal sayısı 84 tür ve katlama sayısı 10'dur.

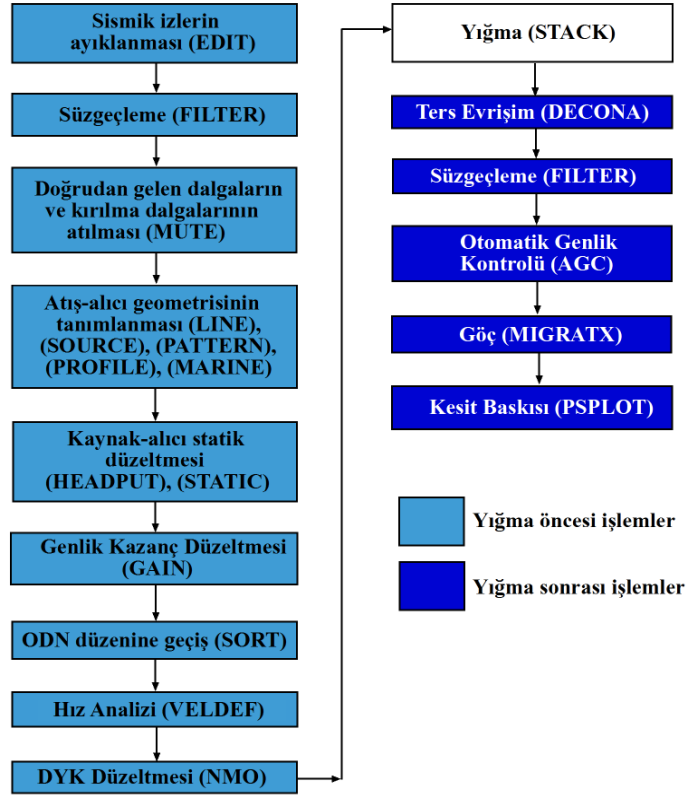


Şekil 4. Batı Karadeniz havzasının güneyinde, Akçakoca-Cide arasında kalan bölgenin açıklarında gerçekleştirilen çalışmadaki 14 sismik hattın konumları (Batimetri için GEBCO (IOC, IHO ve BODC, 2003) verileri ve topoğrafya için USGS'in GTOPO-30 küresel verileri ile GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).

Figure 4. The locations of 14 seismic lines of the study performed offshore the southern part of the Western Black Sea Basin (between Akçakoca and Cide) (prepared by using GMT (Wessel et al., 2013) bathymetry data from GEBCO (IOC, IHO and BODC, 2003) and topography data from USGS (GTOPO-30 Global Topography Data)).

Veri toplama aşamasında elde edilen ham verilerin yeraltındaki jeolojik yapıların tanımlanmasında kullanılabilecek yeterli görsel çözünürlüğe sahip sismik kesitlere dönüştürülmesi, bir dizi sismik veri-işlem aşaması sonucu mümkün olmaktadır. Çalışmada toplanan sismik yansıma verilerine, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü "Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı" bünyesinde bulunan, Paradigm® firması tarafından geliştirilmiş, Unix®

işletim sistemi altında çalışan Disco/Focus® ile Redhat® Enterprise Linux® işletim sistemi altında çalışan Echos® sismik veri-işlem paketleri kullanılarak, Şekil 5'te verilen akış diyagramındaki veri-işlem aşamaları sırasıyla uygulanmıştır.



Şekil 5. Sismik yansıma verilerine uygulanan veri-işlem aşamalarını ve uygulanan aşama ile ilişkili olarak kullanılan Disco/Focus® modüllerini gösteren akış diyagramı.

Figure 5. The flow diagram showing data processing stages and the related modules of Disco/Focus® for seismic reflection data.

KUYU VERİLERİ

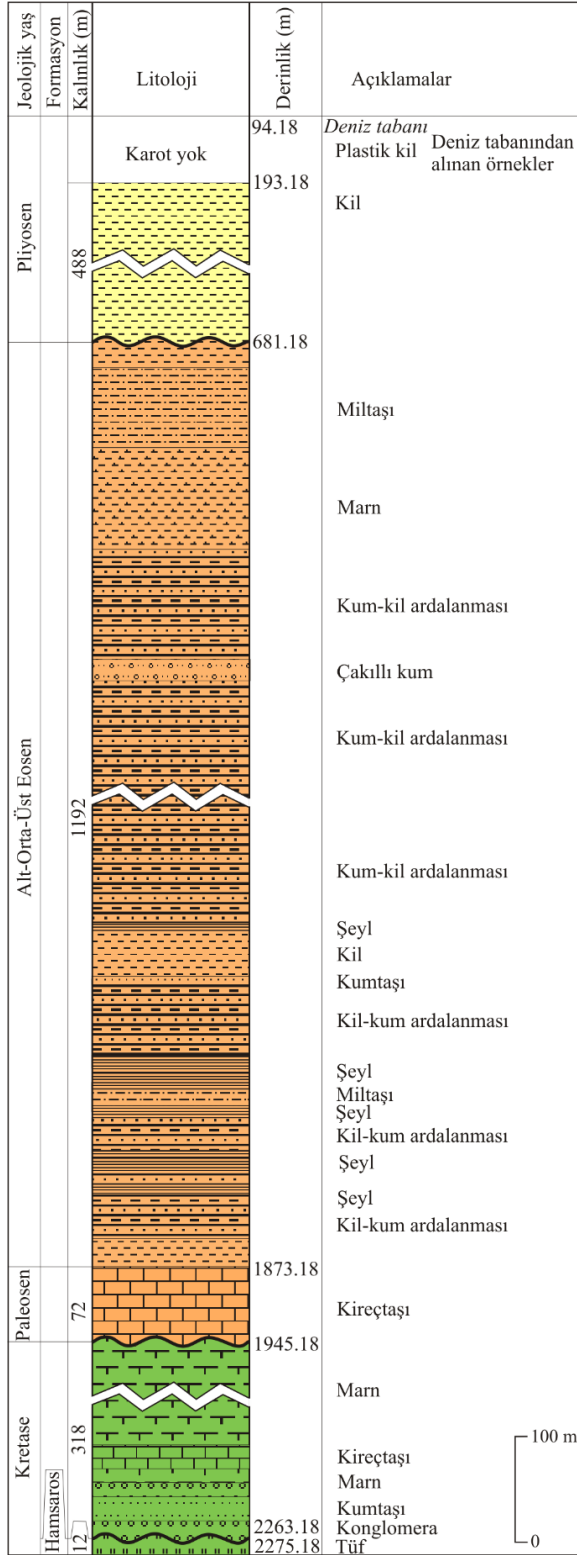
Bu çalışmada, karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin ortaya konulması amacıyla, çalışma alanı içerisinde karada ve denizde açılmış olan 9 kuyuya ait veriler, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü (PIGM)'nden temin edilmiştir. Konumları Şekil 6'da verilen Akçakoca-1, Akçakoca-2, Ereğli-1, Filyos-1, Bartın-1, Ulus-1, Amasra-1, Çakraz-1 ve Gegendere-1 kuyularına ait kompozit kuyu loglarından elde edilen veriler, konumları Şekil 4'te verilen 14 hat üzerinde toplanan sismik veriler ile bir arada değerlendirilerek jeolojik kesitler oluşturulmuştur. Denizde açılmış olan kuyulardan Akçakoca-1 kuyusuna ait kompozit logun (Ünal ve Coşkun, 1976) sadeleştirilmiş hali ve Akçakoca-2 kuyusuna ait kompozit logun (Ünal, 1976) sadeleştirilmiş hali Şekil 7'de verilmektedir. Gazlı kuyu olarak terkedilen Akçakoca-1 kuyusunun son derinlikte ulaştığı formasyon Kretase yaşlı Hamsaros formasyonudur (Ünal ve Coşkun, 1976). Gaz emareli kuyu olarak terk edilen Akçakoca-2 kuyusunun ise son derinlikte ulaştığı formasyon Eosen yaşlı formasyondur (Ünal, 1976).



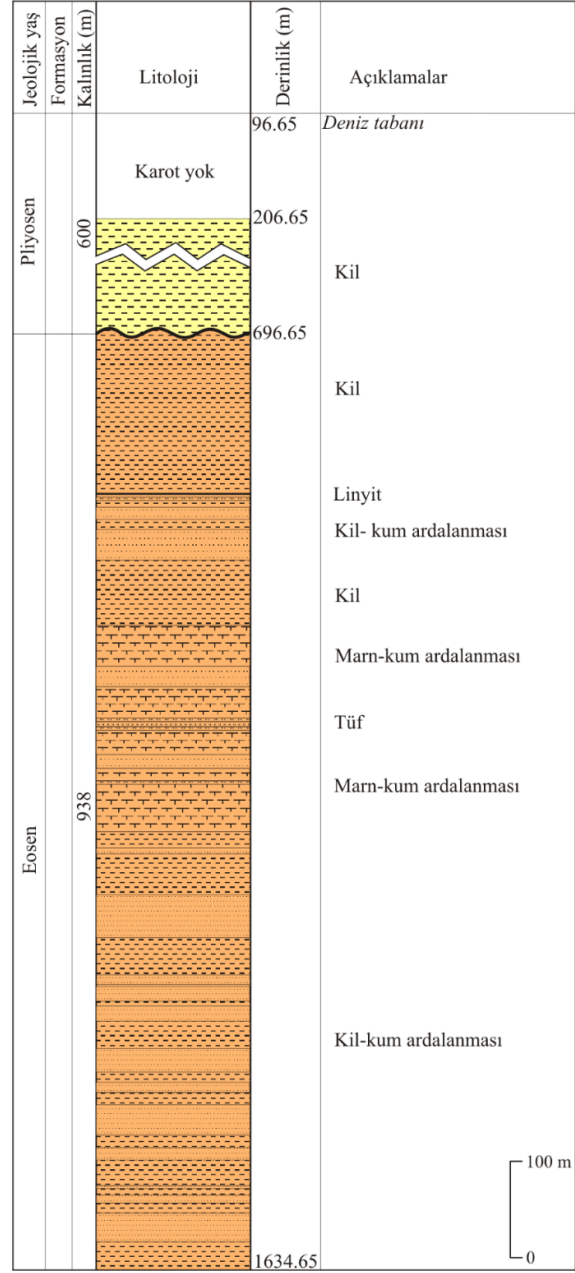
Şekil 6. Çalışma alanı içerisinde bulunan dokuz araştırma kuyusunun konumları (GMT (Wessel ve diğ., 2013) kullanılarak hazırlanmıştır).

Figure 6. The locations of nine exploratory wells in the study area (prepared by using GMT (Wessel et al., 2013)).

Akçakoca - 1



Akçakoca - 2



Şekil 7. Akçakoca-1 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal ve Coşkun, 1976) ve Akçakoca-2 kuyusuna ait sadeleştirilmiş kompozit kuyu logu (Ünal, 1976).

Figure 7. The simplified composite well logs of Akçakoca-1 well (Ünal and Coşkun, 1976) and Akçakoca-2 well (Ünal, 1976).

YORUMLAMA

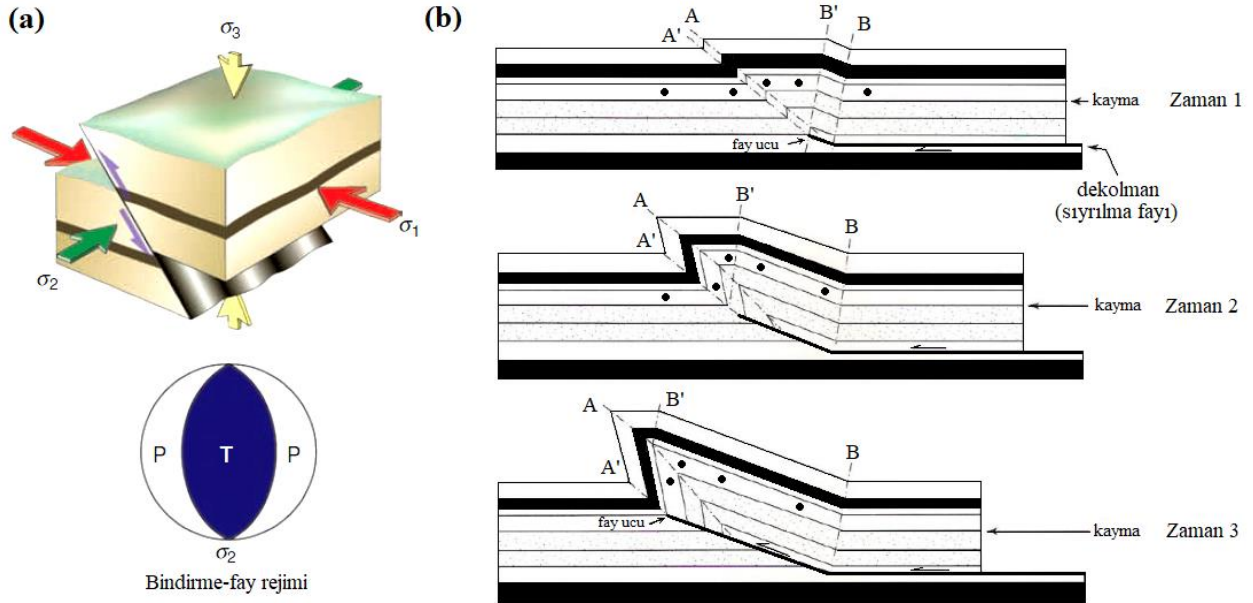
Dağ kuşaklarının oluşumunda çok önemli bir rol oynayan bindirme fayları (thrust faults), dev kaya

kütlelerinin yükselmesine ve ötelenmelerine sebep olmaktadır. Tavan bloğun yukarıya doğru taban blok üzerine hareket ettiği eğim atımlı faylar olan ters faylar, eğim açısı 30°'den düşük olduğunda bindirme fayları adını almaktadır. Anderson (1951), artık klasikleşmiş olan çalışmada, her üçü de farklı büyüklüklere sahip olan (en büyük (σ_1), orta (σ_2) ve en küçük (σ_3)) üç ana gerilme eksenini tanımlamaktadır. Bu üç ana gerilme ekseninin her birinin düşey konumda olması durumuna göre, üç farklı tektonik rejim ortaya koymuştur. σ_1 'in düşey olduğu durum normal-fay rejimi, σ_2 'nin düşey olduğu durum ise doğrultu-atımlı fay rejimi olarak adlandırılmaktadır. Bu rejimlerden üçüncüsü olan ve ters fayların oluşumuna olanak sağlayan bindirme-fayı rejiminde (thrust-fault regime) (Şekil 8a), en küçük olan σ_3 ana gerilmesinin düşeyde olduğu ve diğer iki ana gerilmenin de (σ_1 ve σ_2) yatayda olduğunu belirtmektedir (Fossen, 2010).

Kıvrım kuşakları için özellikle önemli olan bir gerçek şudur ki, kıvrımlara genellikle ters faylar eşlik etmektedir. Bu ters fayların büyük bir kısmı düşük açılı olan bindirme faylarıdır ve neticede oluşturdukları bu yapısal alanlarda, kıvrım-ve-bindirme kuşağı (fold-and-thrust belt) olarak adlandırılmaktadır. Bazı bindirme fayları ve yüksek açılı ters faylar yüzey kırığı

oluşturabilirler, fakat gömülü ters faylar (buried reverse faults) olarak adlandırılan diğer birçok ters fay ise antiklinallerin çekirdeklerinde saklı olarak kalırlar (Keller ve Pinter, 2002). Son zamanlarda bu gömülü aktif fayların belirgin şekilde deprem tehlikesi ortaya koydukları kabul edilmektedir ki, bu büyük zararlara sebep olan depremler, kıvrımlı kayaçların içinde veya tam altında konumlanmış olan faylar üzerinde oluşabilmektedir. Bu özellikteki faylar, kilometrelerce derinlikte gömülü olabilirler ve deprem sırasında yırtıldıklarında yüzeyde yükselme (uplift) ve kıvrımlanmalara sebep olabilirler (Stein ve Yeats, 1989; Keller ve Pinter, 2002).

Faylanma, kıvrımlanma ve kıvrım-ve-bindirme kuşakları arasındaki ilişkileri açıklayabilmek amacıyla, gömülü fayların oluşumuyla sonuçlanan kıvrımlanma davranışlarının öngörülebilmesi için birçok farklı model geliştirilmiştir. Bu geliştirilen kıvrım modellerinden bir tanesi fay-ilerleme kıvrımları (fault-propagation folds) olarak adlandırılan modeldir (Keller ve Pinter, 2002). Fay-ilerleme kıvrımları, ilerleyen bir fayın önünde oluşturduğu deformasyondan kaynaklanmaktadır. Bir bindirme fayının ucundaki fay-ilerleme kıvrımlanması aşamaları Şekil 8b'de görülmektedir.



Şekil 8. (a) Anderson (1951)'a göre ana gerilmelerin (σ_1 , σ_2 , σ_3) yönelimleri ile bindirme-fay tektonik rejiminin arasındaki ilişki. Fay düzlemi çözümü sıkışma (P) ve gerilme (T) alanlarını göstermektedir (Fossen, 2010). (b) Bir dekolman (sıyrılma fayı) boyunca kayma sonucunda bir fay-ilerleme kıvrımının ve daha dik bir bindirme fayının gelişimi (Suppe, 1985).

Figure 8. (a) Relationship between the orientation of principal stresses and thrust-fault tectonic regime according to Anderson (1951). Fault plane solution shows fields of compression (P) and tension (T) (Fossen, 2010). (b) Development of a fault-propagation fold as a result of slip along a décollement (detachment fault) and a steeper thrust fault (Suppe, 1985).

İlerleyen fayın ucu, zayıf bir stratigrafik seviye boyunca gelişen sıyrılma fayından (detachment fault, décollement) başlayarak fay bükülme kıvrımları boyunca ilerleyişine devam eder. Sıyrılma fayı altındaki

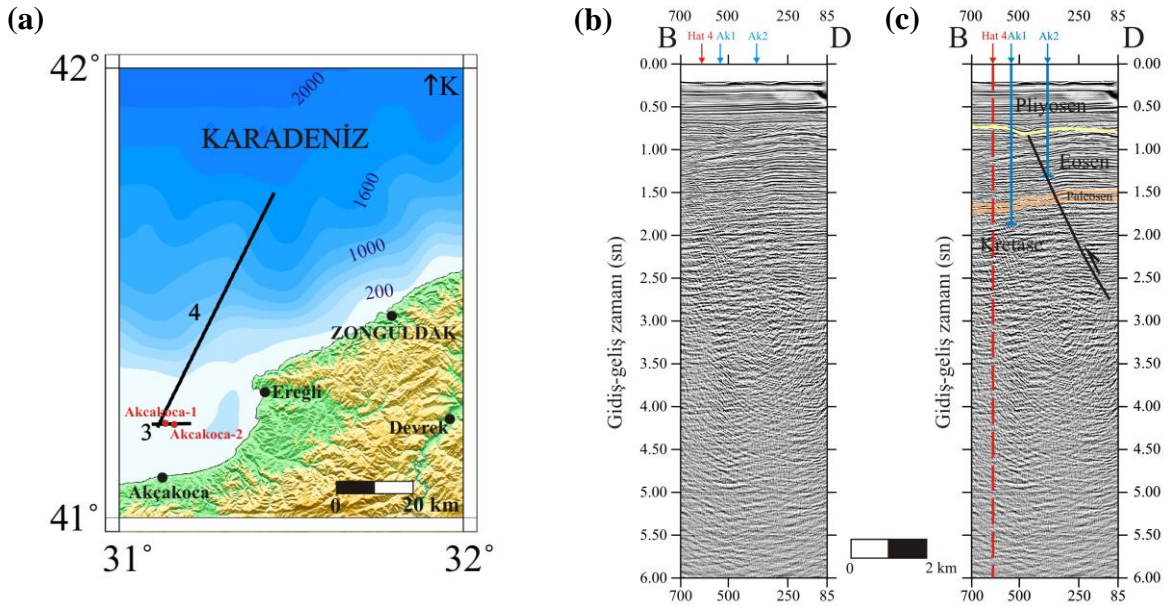
kayaçlar ile üzerindeki kayaçlar karşılaştırıldıklarında alttaki kayaçların genellikle deformasyona uğramadığı görülür. Kıvrım geliştikçe daha asimetrik bir özellik kazanır. Bindirme fayı yaygın olarak kıvrımın içinde

son bulmaktadır (Suppe, 1985; Keller ve Pinter, 2002). Ayrıca, fay ve kıvrımdaki yatay ilerleme oranı, düşey kayma oranından birkaç kez daha büyük olabilmektedir (Keller ve diğ., 1998; Keller ve diğ., 1999; Keller ve Pinter, 2002).

Dilimli (imbricate) bindirme ve dupleks bindirme (duplexes) gibi bindirme fay sistemleri, kıvrım-ve-bindirme kuşakları için önemli bileşenler olarak kabul edilmektedir. Bir dilimli bindirme sistemi, aralarında belirli uzaklıklar bulunan çok sayıda bindirme fayından meydana gelmektedir. Fay-ilerleme kıvrımları sisteminden gelişerek oluşan bu dilimli fay sistemlerinde, bindirme fayları arası uzaklık fazla ise, birbirini takip ederek oluşan kıvrımlar, ilk bindirmenin sahip olduğu geometrinin benzeri biçimde oluşmakta ve böylece, daha sonra oluşan bindirmelerin geometrisinde herhangi bir değişime sebep olmamaktadır. Bindirme fayları arası uzaklık az ise, ilk kıvrımdaki bindirmeyle karşılaştırıldığında, gelişen sonraki kıvrımlarda dereceli olarak daha dik bindirmeler oluşmakta ve bu bindirmelere bağlı olarak oluşan kıvrımların geometrilerinde de, gittikçe artış gösteren dönme hareketi sebebiyle, farklılıklar gözlenmektedir (Mitra, 1986). Bu çalışmada, kıyıya dik olarak uzanan hatlara ait oluşturulan zaman ortamı sismik göç kesitlerinden,

aralarındaki uzaklıklar az olan birçok bindirme fayından oluşmuş dilimli fay sistemlerini temsil eden yapılarla görsel örnekler vermek mümkün olmaktadır.

Sismik hatlardan 3 numaralı hatta ait veriler, veri toplama aşamasında Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının bulunduğu konumlar üzerinden seyir edilerek toplanmıştır (Şekil 9a). Bu nedenle, 3 numaralı hattın zaman ortamı sismik göç kesitinde ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmaları doğrudan, Şekil 7’de verilen Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit loglarından faydalanılarak gerçekleştirilmiştir. Diğer hatlarda ayırt edilen sismik birimlerin jeolojik yaşlandırmaları içinde yine bu kompozit loglardan yararlanılmıştır. Şekil 9b’de, 3 numaralı hatta ait sismik göç kesiti verilmiştir. Şekil 9c’de ise 3 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit kuyu loglarından faydalanılarak jeolojik olarak yorumlanmış hali görülmektedir. Sismik kesitte özellikle iki kuyu arasında kalan bölge incelendiğinde, Eosen birimlerinin üst sınırından başlayarak, yüzeye doğru dike yakın bir dalım açısına sahip ve batıdan doğuya doğru derinlere inildikçe dalım açısında azalma görülen bir fay ayırt edilmiştir. Bu fayın, bölgedeki sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olması muhtemeldir.



Şekil 9. (a) Akçakoca-1, Akçakoca-2 kuyuları ve 3 ve 4 numaralı sismik hatların konum haritası. (b) 3 numaralı hatta ait sismik göç kesiti (2 × Düşey Büyütme). (c) 3 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit kuyu loglarından faydalanılarak jeolojik olarak yorumlanmış hali.

Figure 9. (a) The location map of Akçakoca-1, Akçakoca-2 wells and seismic Lines 3 and 4. (b) Seismic migration section of Line 3 (2 × Vertical Exaggeration). (c) Geologically interpreted seismic migration section of Line 3 by referencing composite well logs of Akçakoca-1 and Akçakoca-2 wells.

Şekil 10’da 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin 85 ile 4000 numaralı Ortak Derinlik Noktaları (ODN) arasında kalan bölümü görülmektedir. 3 numaralı hattı kesen bu hattın GB bölümünde, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş olduğu düşünülen bir fay ayırt edilmiştir. Bu fay, Robinson ve diğ. (1995) ve Robinson

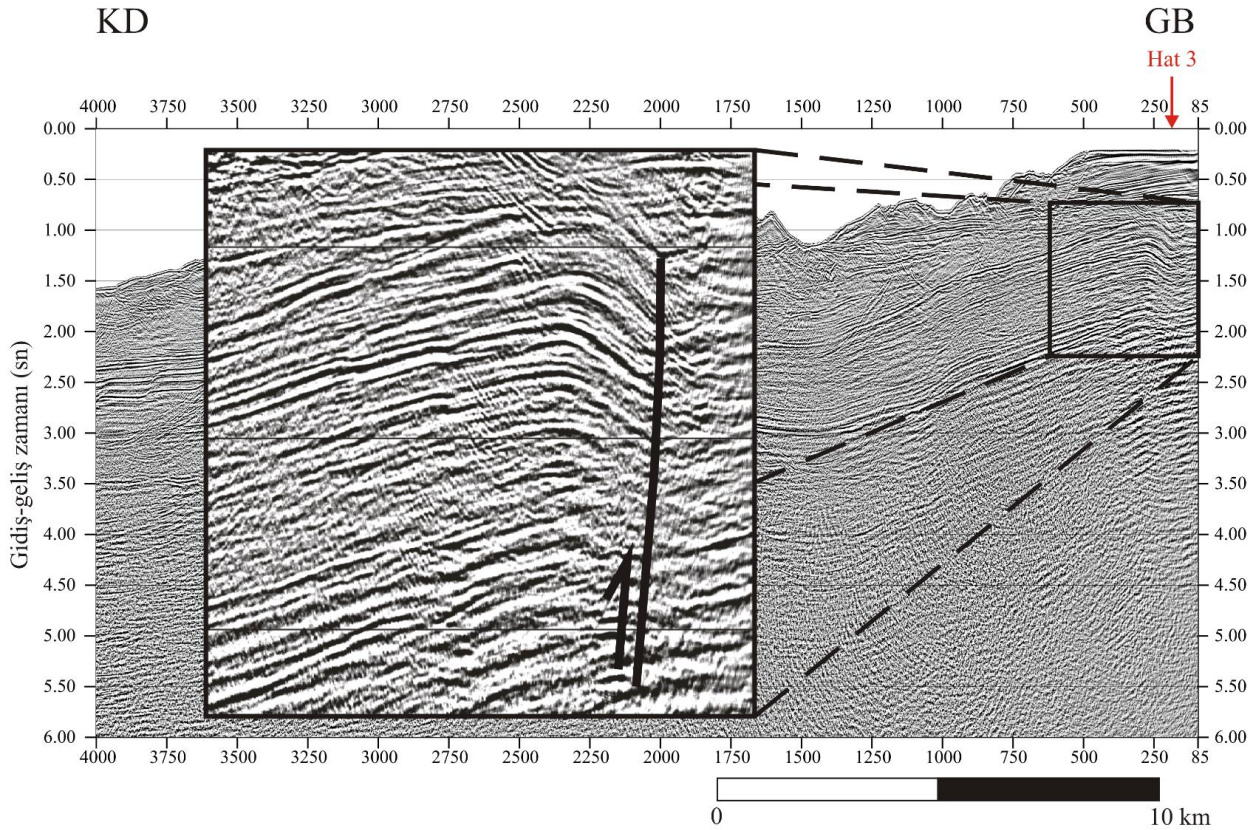
ve diğ. (1996)’nin çalışmalarında verilen BP91-202 numaralı sismik hatta ait kesitlerde de gözlemlenmektedir.

Bu çalışmada, jeolojik yaşlandırmaları yapılan tüm sismik kesitlerin, karadaki jeoloji ile ilişkilendirilebilmeleri için, karada gerçekleştirilmiş

olan farklı önceki jeolojik çalışmalarda sunulan jeolojik kesitlerden faydalanılmıştır. Buna bağlı olarak, 4 numaralı hattın sismik kesitinden yararlanarak oluşturulan jeolojik kesitle (Şekil 11a), konum haritası Şekil 11b’de görülen, Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilmiş jeolojik kesit (Şekil 11c) ilişkilendirilerek, Şekil 12’de verilen ve karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgilerin sunulduğu jeolojik kesit elde edilmiştir.

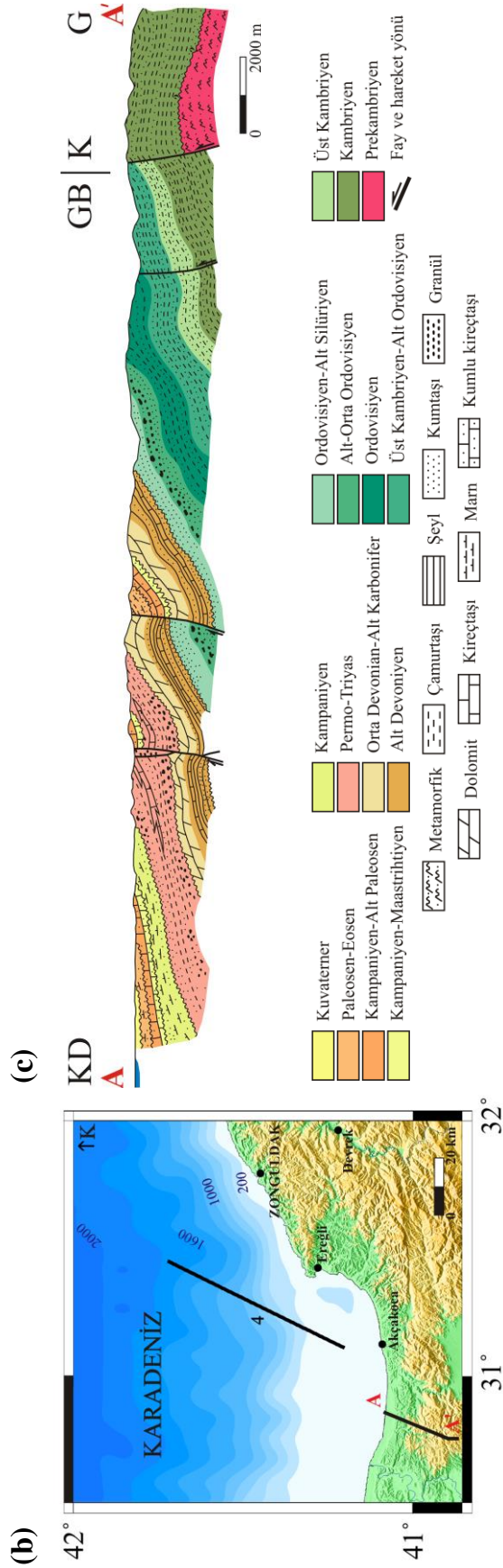
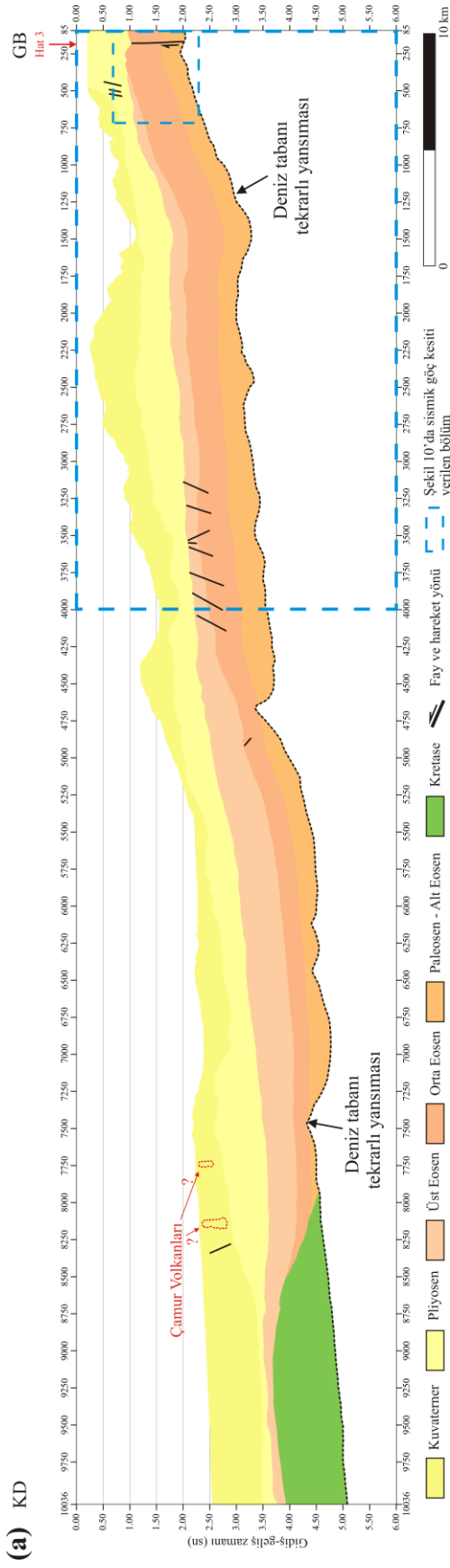
Karadeniz kıyısına dik olarak uzanan hatlardan biri olan 11 numaralı hatta ait sismik göç kesiti Şekil 13a’da ve bu hatta ait sismik göç kesitinin jeolojik olarak yorumlanmış hali Şekil 13b’de verilmiştir. Şekil 14a’da, 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinde ayırt edilen, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluştuğu düşünülen

fay yapısı görülmektedir. Şekil 14b’de, 11 numaralı hattın sismik kesitinden yararlanarak oluşturulan jeolojik kesit verilmiştir. 11 numaralı hat, 03 Eylül 1968 Bartın depreminin episantrına konum olarak en yakın olan hat olma özelliğindedir. 03 Eylül 1968 Bartın depreminin episantrınının konumunun, 11 numaralı hattın ve bu hattın karadaki jeoloji ile ilişkilendirilmesinde yararlanılan Akbaş ve diğ. (2002)’nin sunduğu jeolojik kesitin konumlarının bir arada verildiği harita Şekil 15a’da verilmektedir. Şekil 15b’de ise Akbaş ve diğ. (2002)’nin vermiş oldukları jeolojik kesit görülmektedir. Şekil 14b’deki jeolojik kesit ile Şekil 15b’deki jeolojik kesit kullanılarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti ise Şekil 16’da verilmektedir.



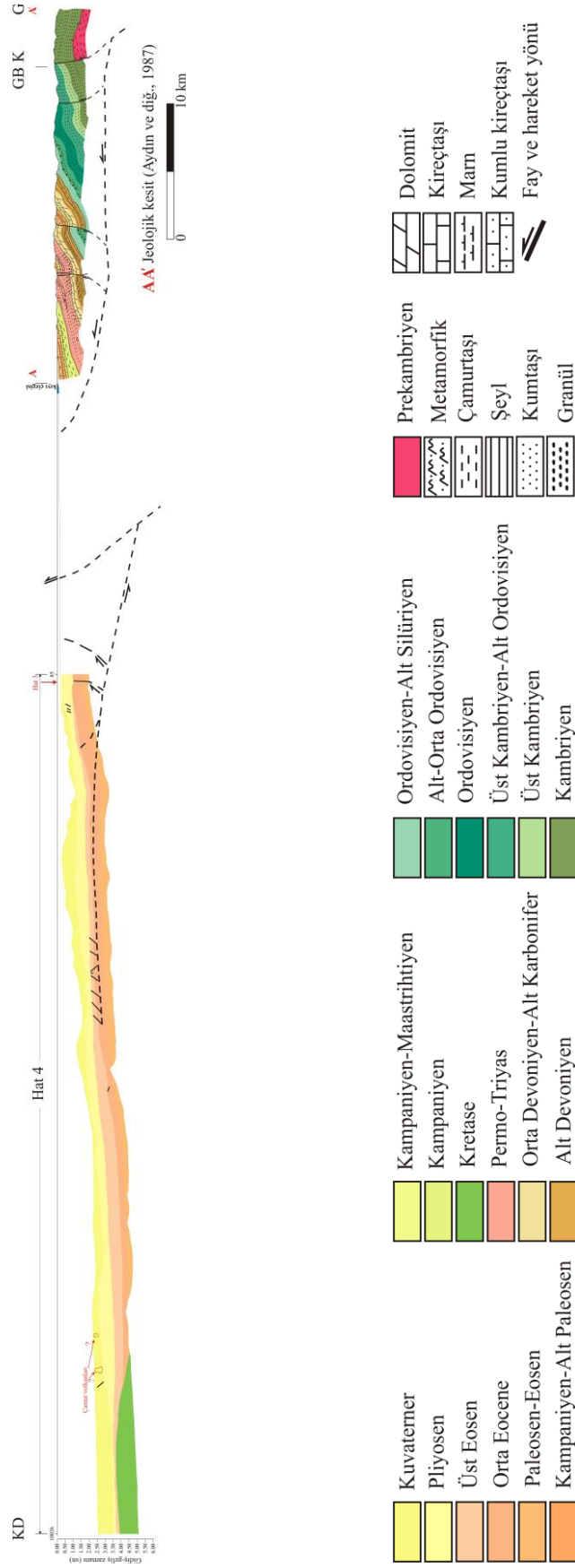
Şekil 10. 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin GB bölümünde ayırt edilen, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş fay yapısı.

Figure 10. The fault structure formed by the effect of the compressional tectonic regime recognized at the SW part of the seismic migration section of Line 4.



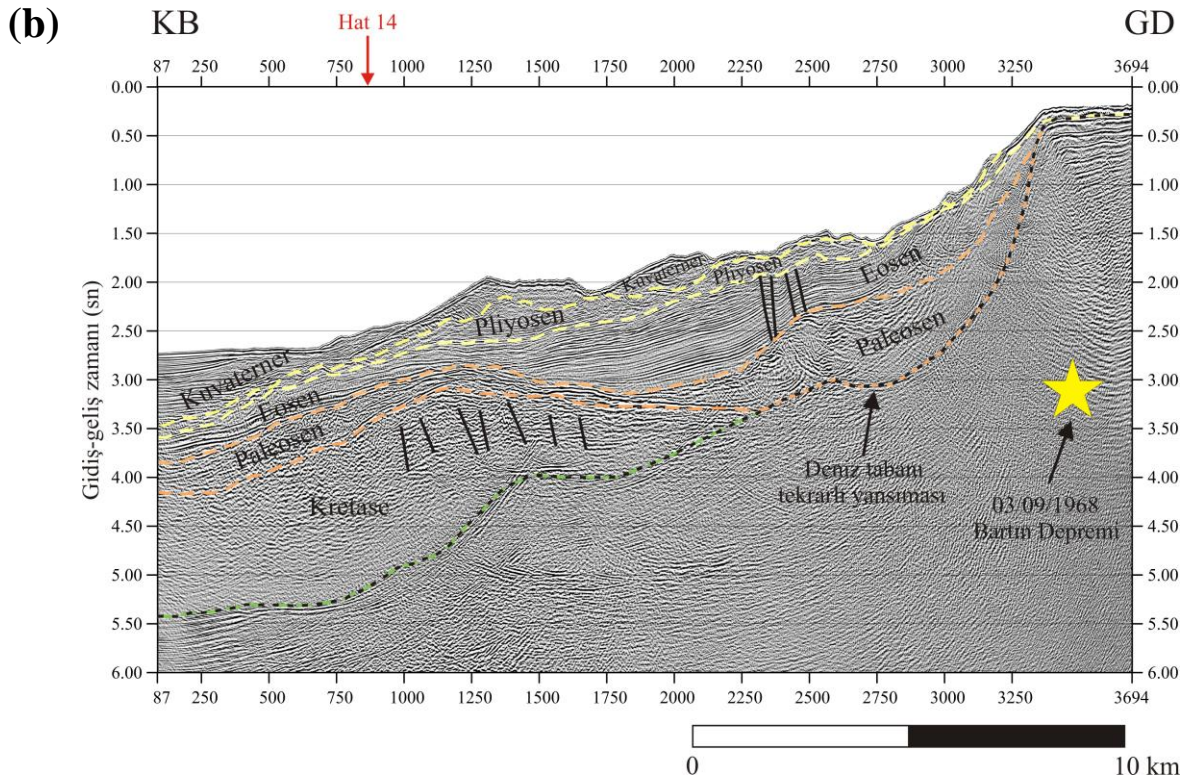
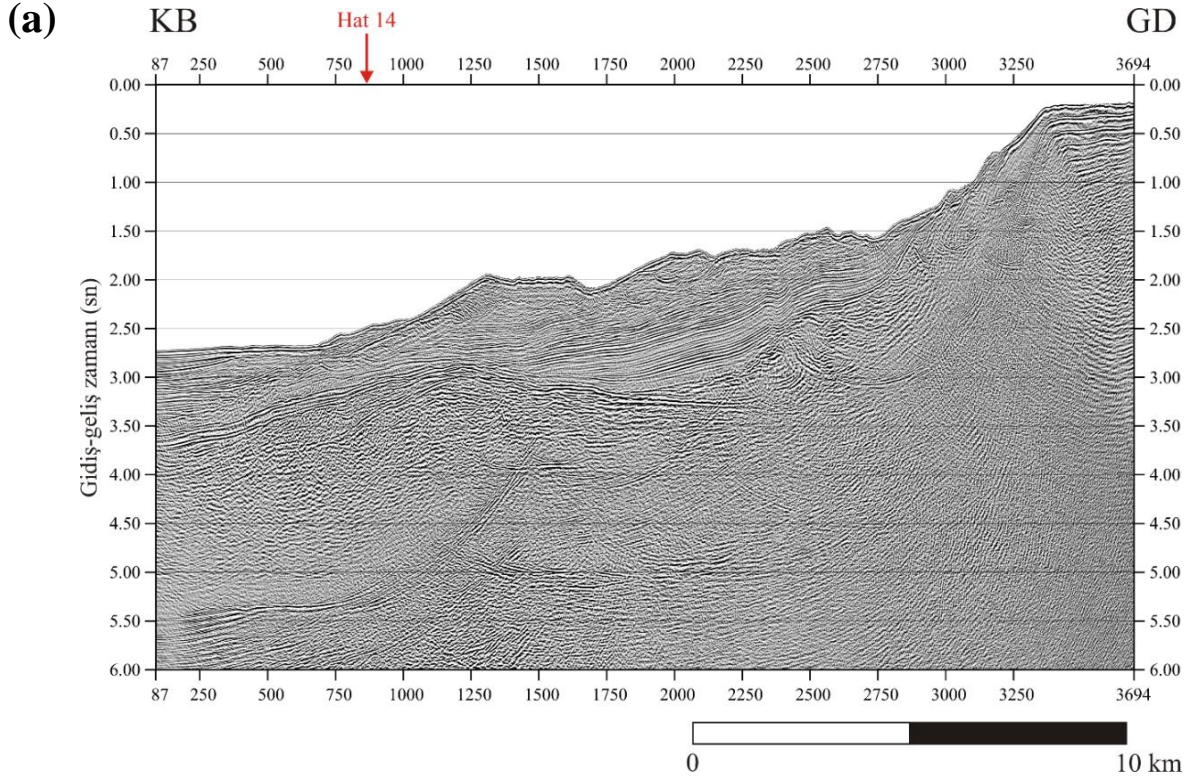
Şekil 11. (a) 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden yararlanarak hazırlanan jeolojik kesit (2 xDüşey Büyütme). (b) 4 numaralı hat ve Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilen jeolojik kesit konum haritası. (c) Aydın ve diğ. (1987) tarafından verilen jeolojik kesit.

Figure 11. (a) The geological section prepared by using seismic migration section of Line 4 (2 x Vertical Exaggeration). (b) The location map of Line 4 and the geological section given by Aydın et al. (1987). (c) The geological section given by Aydın et al. (1987).



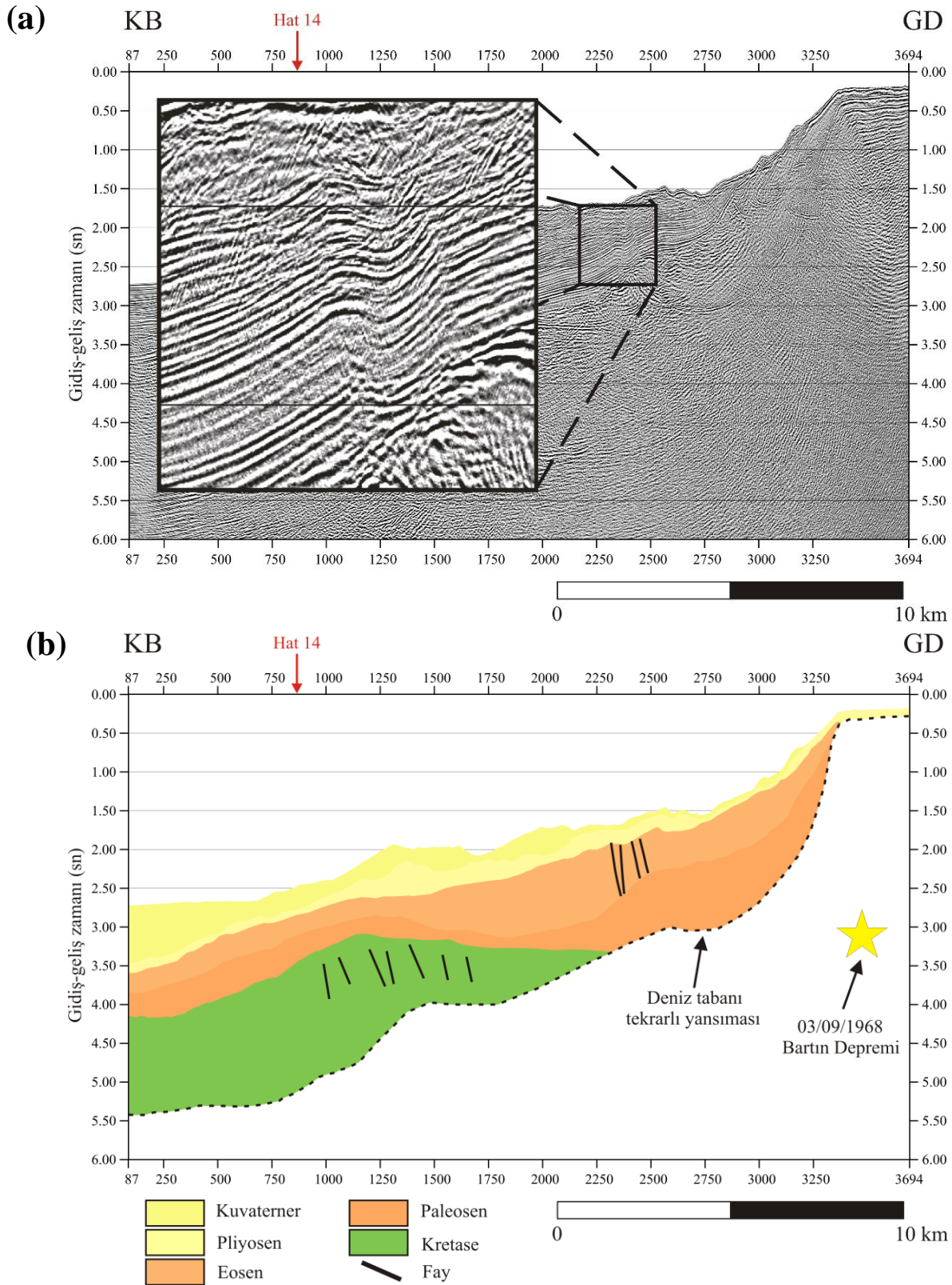
Şekil 12. 4 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitin ve Aydmn ve diğ. (1987) tarafından verilen jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti.

Figure 12. The interpretively created geological land-offshore transect by using the geological section obtained from seismic migration section of Line 4 and the geological section given by Aydmn et al. (1987).



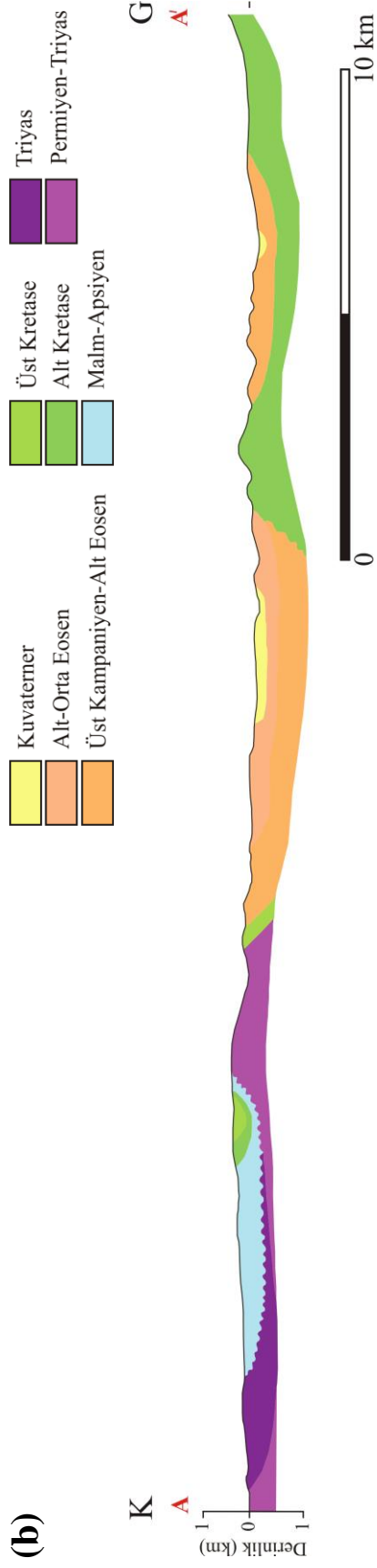
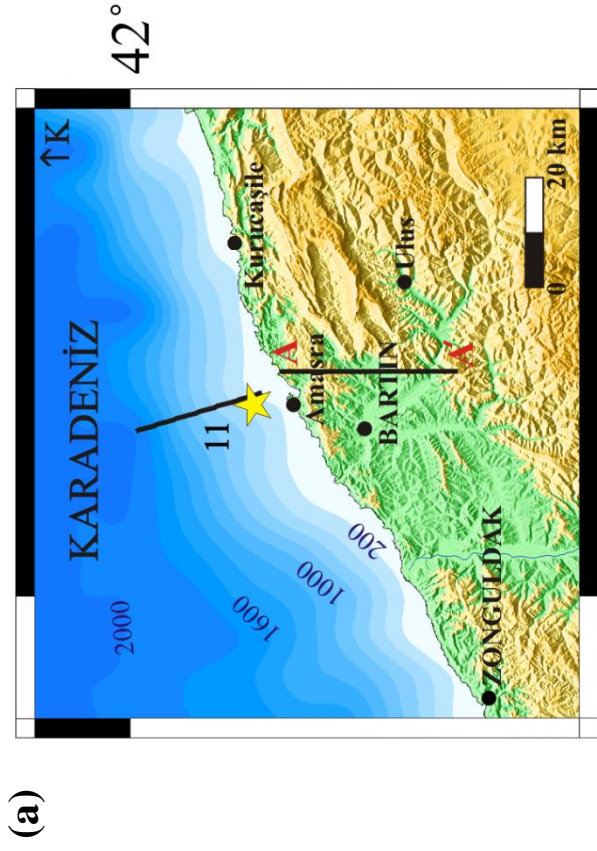
Şekil 13. (a) 11 numaralı hatta ait sismik göç kesiti (2 × Düşey Büyütme). (b) 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinin jeolojik olarak yorumlanmış hali.

Figure 13. (a) Seismic migration section of Line 11 (2 × Vertical Exaggeration). (b) The geologically interpreted seismic migration section of Line 11.



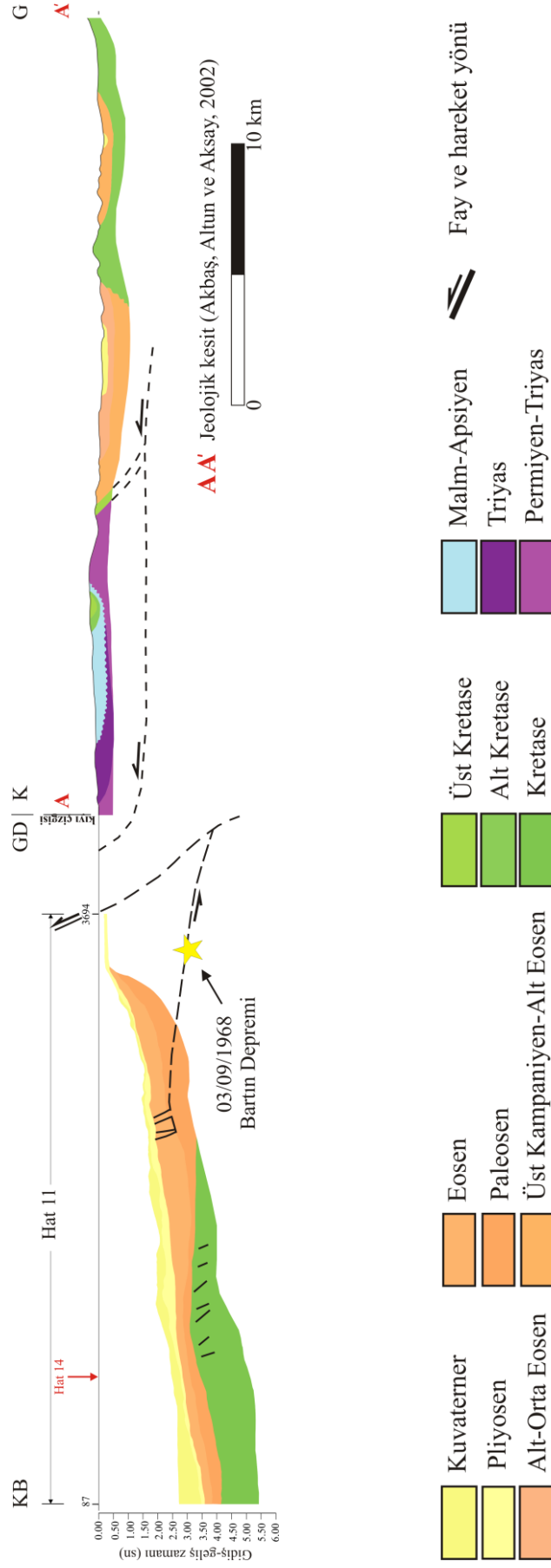
Şekil 14. (a) 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinde ayırt edilen, sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş fay yapısı. (b) 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden yararlanarak hazırlanan jeolojik kesit (2 × Düşey Büyütme).

Figure 14. (a) The fault structure formed by the effect of the compressional tectonic regime recognized at the seismic migration section of Line 11 (b) The geological section prepared by using seismic migration section of Line 11 (2 × Vertical Exaggeration).



Şekil 15. (a) 11 numaralı hat ve Akbaş ve diğ. (2002) tarafından verilen jeolojik kesitin konum haritası. (b) Akbaş ve diğ. (2002) tarafından verilen jeolojik kesit.

Figure 15. (a) The location map of Line 11 and the geological section given by Akbaş et al. (2002). (b) The geological section given by Akbaş et al. (2002).



Şekil 16. 11 numaralı hatta ait sismik göç kesitinden elde edilen jeolojik kesitim ve Akbaş ve diğ. (2002) tarafından verilen jeolojik kesitin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesiti.

Figure 16. The interpretively created geological land-offshore transect by using the geological section obtained from seismic migration section of Line 11 and the geological section given by Akbaş et al. (2002).

SONUÇLAR

Batı Karadeniz Havzası'nın güneyindeki aktif bindirmeye ait ilk sismolojik kanıt olan 03 Eylül 1968 Bartın depreminin sonradan diğer bir kanıt olarak 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi meydana gelmiştir. Bölgedeki sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle oluşan bu deprem, ters faylanma gösteren odak mekanizması çözümüyle, sağ yanal doğrultu atımlı KAF boyunca meydana gelen depremlerden farklılık gösteren depremlerin bölgede meydana geldiğini bir kez daha ortaya koymuştur.

Bu çalışma, Batı Karadeniz Havzası'nın güneyinde yer alan Türkiye kıyılarında, Akçakoca ile Cide arasında kalan bölge açıklarında bulunan şelf ve yamaç bölgeleri altında, sıkışmalı tektonik rejimin etkisi ile oluştuğu düşünülen fayların ve bu fayların aktiviteleriyle oluşan jeolojik yapıların ortaya çıkarıldığı bir ilksel çalışmadır. Çalışmada verilen kara-kıyı ötesi jeolojik kesitleri yardımıyla, çalışma alanı içerisinde kalan bölgede karadaki jeolojinin deniz altında nasıl devam ettiğine dair bilgiler sunulmaktadır.

Nikishin ve diğ. (2015a) çalışmalarında, Batı Pontidlerin, Geç Eosen ve Erken Oligosen zamanlarında kıvrımlandıklarını ve Karadeniz'e doğru bindirdiklerini (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve Tüysüz, 2002; Cavazza ve diğ., 2011) vurgulamışlar, bu kıvrım-ve-bindirme kuşağının tabanda bir sıyrılma yüzeyi ile ayrılmakta olduğunu (Sunal ve Tüysüz, 2002) belirtmişlerdir. Çalışmalarında vurguladıkları diğer bir konu ise, Maykop çökelleri tarafından örtülmüş olduğunu ifade ettikleri bu kıvrım ve bindirme yapıları ile sıyrılma yüzeyini, inceledikleri sismik hatlara ait kesitlerde görememiş olmalarıdır. Bu çalışmada, kıyıya dik olarak uzanan hatlara ait oluşturulan zaman ortamı sismik göç kesitlerinden, aralarındaki uzaklıklar az olan birçok bindirme fayından oluşmuş dilimli fay sistemlerini temsil eden yapılara görsel örnekler vermek mümkün olmaktadır. Sismik göç kesitlerinden elde edilen bu görüntüler, çalışma alanını etkileyen sıkışmalı tektonik rejimin varlığının açıklığa kavuşturulması için oldukça faydalı ipuçları vermektedir.

Sismik kesitlerde, gösterdiği farklı yansıma karakterlerinden ötürü, temel kaya ve üzerinde örtülü olan ince ve genç çökellerden oluşan birimler kolaylıkla ayırt edilebilmiştir. Temel kayası olduğu düşünülen Kretase yaşlı birimlerin üzerini örten birimlerin jeolojik yaşlandırmaları, Akçakoca-1 ve Akçakoca-2 kuyularının kompozit logundan faydalanılarak gerçekleştirilmiştir. Sismik kesitler incelenirken, Kretase yaşlı birimlerin içerisinde birçok küçük ölçekli normal faylar ayırt edilmiştir. Bu faylar, sismik kesitlerde Kretase yaşlı birimlerin üzerini örten Eosen yaşlı birimlerin içerisinde ayırt edilen dilimli yapıdaki bindirme faylarından (imbricate thrust faults) farklı özellikler göstermektedir.

Sismik kesitlerden yararlanılarak oluşturulan jeolojik kesitlerin kıyıya yakın olan kesimlerinde, Eosen birimleri içerisinde bulunan (sismik kesitlerde Pliyosen sınırından itibaren gözlemlenemeyen) ve dilimli yapı özelliği gösteren bindirme fayları işaretlenmiştir. Bu fayların fay düzlem açıları kuzeye doğru azalmaktadır ki bu özellikleri de fayların tabandan bir sıyrılma fayına (detachment fault, décollement) bağlandıklarını göstermektedir. Sismik kesitlerde sıyrılma fayının bulunduğu düşünülen bölümler, tekrarlı yansımalar tarafından örtüldüğünden dolayı sıyrılma fayının ayırt edilmesi pek mümkün olamamıştır. Dilimli yapı gösteren bindirme faylarının tabanındaki sıyrılma fayının konumu, oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerde, tahmini olarak (kesikli çizgilerle) işaretlenmiştir. Sıyrılma fayı, oluşturulan kara-kıyı ötesi kesitlerinden de görülebileceği gibi, Kretase yaşlı birimlerin içerisinde geçerek Eosen yaşlı birimler içerisinde bulunan bindirme faylarının tabanına doğru uzanmaktadır. 03 Eylül 1968 Bartın Depremi'nin odağına en yakın hat olan 11 numaralı hatta ait kara-kıyı ötesi jeolojik kesit (Şekil 16) incelendiğinde, depremin derinliğinin sıyrılma fayının bulunduğu düşünülen derinlikte yer aldığı görülmektedir. Bu sebeple, Bartın Depremi'nin oluşumunun sıyrılma fayındaki bir harekete bağlı olarak gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir.

Sismik kesitlerden yararlanılarak oluşturulan jeolojik kesitler ve önceki çalışmalardan elde edilen jeolojik kesitlerin kullanılmasıyla yorumsal olarak oluşturulan kara-kıyı ötesi jeolojik kesitlerinde (Şekil 12 ve Şekil 16), kıyıya yakın kesimlerde yüzeylemiş olan jeolojik birimlerin çoğunlukla Kretase'den daha yaşlı birimler olduğu dikkat çekmektedir. Bu kesitler, karadaki daha yaşlı birimlerin genç birimler üzerine bindirmesi ve Batı Karadeniz Havzası'nın güney ve güneybatı bölümleri boyunca oluşmuş olan sıkışma, bindirme ve yükselme olaylarının sonuçları hakkında faydalı bilgiler sunmaktadır. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, Karadeniz'in K-G yönlü olarak sıkışmakta olduğu düşüncesini destekler niteliktedir.

SUMMARY

Geophysical data have become increasingly important for rapidly developed tectonic research since 1960s. Seismic reflection method is the most effectively used geophysical method for investigation of the deep structure and the geological features beneath the sea floor. From the middle of 1990's to present, in spite of well-rounded but non-utilizable data of commercial two dimensional (2D) and three dimensional (3D) seismic studies of petroleum companies, the number of scientific studies and publications for academic purposes, revealing the geological structure beneath Turkish sector of the Western Black Sea Basin using marine seismic reflection data, has been increasing. Especially, there is a considerable amount of scientific

articles focused on various subjects (such as mass wasting, sedimentation, sea-level fluctuations, BSR, Messinian events etc.) presenting detailed seismic sections and providing a good definition of the structural properties beneath the shelf and the continental slope of the southern part of the basin along Turkish margin.

In tectonics, researchers search for ways to predict the time and location of damaging tectonic events such as earthquakes and tectonically induced events. To be socially useful, the predictions must be precise enough to alleviate the loss of life and property. This quest for prediction techniques involves both the investigation of neotectonics and active tectonics (Moores and Twiss, 1995). The earthquake occurred on October 15, 2016 ($M_I=5.0$) (KRDAE, 2016) re-attracted attention to the tectonic activity of Western Black Sea Basin. The focal mechanism solution of this earthquake indicated reverse faulting, similar to the Bartın Earthquake of September 3, 1968 ($M_S=6.6$) (Alptekin et al., 1986; Tan, 1996; Taymaz et al., 1999), which is the strongest instrumentally recorded earthquake along the Turkish margin of Black Sea, and revealed another seismological evidence for the active thrusting in the region.

The folds are commonly accompanied by reverse faulting and many of these reverse faults are low angle and are called thrust faults. Some of the thrust faults and high-angle reverse faults may break the surface, but many others remain hidden within the cores of anticlines and are termed buried reverse faults (Keller and Pinter, 2002). Buried active faults present a significant earthquake hazard-that large damaging earthquakes can occur on faults located entirely beneath or within folded rocks. The tips of such faults may be buried at depths of several kilometers, and when they rupture during earthquakes, uplift and folding occur at the surface (Stein and Yeats, 1989; Keller and Pinter, 2002). In this study, the fault structures that are considered to be formed by the effect of compressional tectonic regime and the structures formed by the activities of these faults beneath the shelf and slope areas between the region offshore Akçakoca-Cide at the southern part of the Western Black Sea Basin, revealed by using marine seismic reflection data.

The marine seismic reflection data used in this study were collected by the collaboration of General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Cambridge University and Istanbul Technical University (ITU) in September, 1998. R/V MTA Sismik-1 was used to collect data on 14 seismic lines with a total length of 460 km. All necessary and some optional processes of typical marine seismic data processing sequence were applied to raw data to obtain time-migrated seismic sections. From the time-migrated seismic sections, to give examples for thrust fault

structures and folds formed by the activities of these faults became possible. These images were beneficial to clarify the presence of the compressional regime effecting the study area (Examples given for Line 4 and Line 11).

Available onland and offshore geological exploratory well data of Akçakoca-1, Akçakoca-2, Ereğli-1, Filyos-1, Bartın-1, Ulus-1, Amasra-1, Cakraz-1 and Gegendere-1 are obtained from General Directorate of Petroleum Affairs (PIGM) and used to correlate with seismic sections. Seismic markers of the time-migrated seismic sections were dated by referencing to Akçakoca-1 and Akçakoca-2 wells.

Also in this study, the land-offshore geological sections prepared by means of the geological sections given by previous geological studies and the information about the continuation of the geological features from land to offshore in the study area was presented (Examples given for Line 4 and Line 11). These geological sections also give quite beneficial new evidences for the presence of the compressional tectonic regime in the study area.

The important findings of this study were to give another clue for the presence of the compressional tectonic regime effecting the basin by using the outcomes of seismic reflection studies and to reveal the continuation of the thrust related geological features from land to offshore. The results obtained, agrees with the opinion that Black Sea is being compressed in N-S direction.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada kullanılan çok kanallı deniz sismik yansıma verilerinin toplanmasındaki katkılarından dolayı R/V MTA Sismik-1 gemisi teknik ve gemi personeline, verilerin temin edilmesindeki katkılarından dolayı MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanı Kerim Tuncer SARIKAVAK'a, kompozit kuyu loglarının temin edilmesindeki katkılarından dolayı Petrol İşleri Genel Müdürlüğü personeline, Disco/Focus® ve Echos® sismik veri-işlem paketlerini Nezih Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı'na başlaşılarak kullanma imkanı tanıyan Paradigm® firmasına, GMT programıyla haritaların oluşturulması aşamasındaki katkılarından dolayı TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi'nden Dr. Ümit AVŞAR'a, 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi'nin odak mekanizması çözümü için Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden Dr. Selda ALTUNCU POYRAZ'a, kompozit kuyu loglarının sadeleştirilerek yeniden çizilmesi sırasındaki katkılarından dolayı Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ'a, makaleyi okuyarak çalışma alanının tektonik özellikleri ile ilgili değerli katkılarda bulunan İstanbul Teknik Üniversitesi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Doç. Dr. Gürsel SUNAL'a teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbaş, B., Altun, İ.E., Aksay, A., 2002.** 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Zonguldak E28 Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., İşler, F.I., Marsh, S., 2002.** Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10 000 yr. *Marine Geology*, 190, 61-94.
- Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Alpar, B., Güneysu, C., Kirci, E., Demirel, S., Sarı, E., Ongan, D., 2002.** A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 22, 1511-1527.
- Alpar, B., Danişman, M.A., Gökaşan, E., Doğan, E., Gainanov, V., Zverev, A., 1997.** Design of a single channel high resolution digital seismic system and some geological results. *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment*, 3, 49-63.
- Alpar, B., Gainanov, V., 2004.** New shallow seismic data from the southwestern Black Sea shelf; implications for recent sea-level fluctuations. *Journal of the Black Sea/Mediterranean Environment*, 10, 5-20.
- Alpar, B., Yüce, H., 1998.** Sea-level variations and their interactions between the Black Sea and the Aegean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 609-619.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L., Toksöz, M.N., 1986.** Source mechanism of the Bartın Earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the Southern Black Sea margin. *Tectonophysics*, 122, 73-88.
- Anderson, E.M., 1951.** The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd Edition, Edinburgh.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., Özçelik, Y., 1987.** The geology of the Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) region. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 30, 1-14.
- Barka, A.A., Sütçü, İ.F., 1993.** Sinop Yarımadası çevresindeki Geç Pleyistosen (Karangat) çökelirinin özellikleri ve tektonik yorumu. Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri (17-19 Kasım 1993, İstanbul Teknik Üniversitesi), 41-43.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., 1974.** Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 193-198.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., Stanisheva-Vassileva, G., 1978.** Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogorie, Bulgaria. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 439-447.
- Cavazza, W., Federici, I., Okay, A.I., Zattin, M., 2011.** Apatite fission-track thermochronology of the Western Pontides (NW Turkey). *Geological Magazine*, 149(1), 133-140.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E. Oktay, F.Y., Simsek, M., Yüce, H., 1999.** The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology*, 157, 249-265.
- Dondurur, D., Küçük, H.M., Çifçi, G., 2013.** Quaternary mass wasting on the western Black Sea margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change*, 103, 248-260.
- Dondurur, D., Özel, Ö., Çifçi, G. Gürçay, S., Küçük, H.M., Er, M., Okay, S., 2012.** Batı Karadeniz kıtasal yamacından bir resif yapısının sismik analizi. *Jeofizik*, 16, 3-15.
- Erinç, S., İnandık, H., 1955.** Les Dépôts pléistocènes observés sur la côte Nord de la Turquie. Review of the Geographical Institute of the University of İstanbul, 2, 85-92.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z., 1988.** Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 197-324.
- Flood, R.D., Hiscott, R.N., Aksu, A.E., 2009.** Morphology and evolution of an anastomosed channel network where saline underflow enters the Black Sea. *Sedimentology*, 56, 807-839.
- Fossen, H., 2010.** *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 463 p.
- Gillet, H., Lericolais, G., Rehault, J.-P., 2007.** Messinian event in the Black sea: Evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*, 244, 142-165.
- Gillet, H., Lericolais, G., Rehault, J.-P., Dinu, C., 2003.** The Oligo-Miocene stratigraphy and the Messinian erosional surface in Black Sea, high-resolution seismic stratigraphy. *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 907-916.
- Gökaşan, E., 1996.** Anadolu'nun Karadeniz kıyılarının neotektoniğine bir yaklaşım, *Yerbilimleri*, Geosound, 29, 99-109.
- Görür, N., 1988.** Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., 2002.** Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. *Marine Geology*, 190, 261-282.
- Ilgar, A., 2014.** Sedimentary record of mid-Miocene seismotectonic activity in the Sinop Peninsula, north-central Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 16-30.

- IOC, IHO, BODC, 2003.** Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K.
- ISC, 2017.** International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2017.
- İnandık, H., 1956.** Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü. Türkiye Coğrafya Dergisi, 15-16, 21-41.
- İşcan, Y., Ocakoğlu, N., Kılıç, F., Özel, A.O., 2017.** Cide-Sinop açıkları'nın çok kanallı sismik yansıma verileri ile araştırılması. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 28 (1-2), 47-56.
- Kalafat, D., 2018.** An Overview of the Seismicity and Tectonics of the Black Sea. In: D'Amico S. (ed.) Moment Tensor Solutions: A Useful Tool for Seismotectonics. Springer Natural Hazards. Springer, Cham, 573-588.
- Kalafat, D., Toksöz, N.M., 2015.** Karadeniz'in yakın dönem depremselliğine ve sismotektoniğine genel bir bakış. ATAG 19 Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantıları Bildiri Özleri Kitabı, Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 7-9 Ekim 2015, 71.
- Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999.** Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. Geology, 27, 515-518.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002.** Active Tectonics-Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd Edition, Prentice Hall Earth Science Series, Prentice Hall, New Jersey, 362 p.
- Keller, E.A., Zepeda, R.L., Rockwell, T.K., Ku, T.L., Dinklage, W.S., 1998.** Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin Valley, California. Geological Society of America Bulletin, 110, 298-310.
- Keskin, M., Tüysüz, O., 2018.** Stratigraphy, petrogenesis and geodynamic setting of Late Cretaceous volcanism on the SW margin of the Black Sea, Turkey. In: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), Petroleum Geology of the Black Sea. Geological Society, London, Special Publications, 464, 95-130.
- Ketin, İ., 1966.** Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 66, 23-34.
- Ketin, İ., Abdüsselamoğlu, Ş., 1969.** Bartın depreminin etkileri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 12, 66-76.
- Konuk Y.T., Ergün M., Avcı M., Duman M., 1991.** The effects of neotectonic movements on the recent sedimentation of the SW Black Sea. In: İzdar, E. and Murray J.W. (eds.), Black Sea Oceanography, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 389-400.
- Koral, H., 2007a.** Modes, rates and geomorphological consequences of active tectonics in the Marmara Region, NW Turkey - A critical overview based on seismotectonic field observations, Quaternary International, 167-168, 149-161.
- Koral, H. 2007b.** Sea-level changes modified the Quaternary coastal lines in the Marmara Region, Northwestern Turkey: What about tectonic movements? In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A., Panin, N., and Dolukhanov, P. (eds.) The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement, Springer-Verlag, New York, 571-601.
- KRDAE, 2016.** 15 Ekim 2016 Karadeniz Depremi Basın Bülteni, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve DAE., Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi, İstanbul.
- Kuşçu, İ., Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Anderson, G.A., Minshull, T.A., Görür, N., Şengör, A.M.C., 2004.** Active slumping offshore Amasra (Southwest Black Sea) and its relation with regional tectonics. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 128, 27-47.
- Lericolais, G., Guichard, F., Morigi, C., Popescu, I., Bulois, C., Gillet, H., Ryan, W.B.F., 2011.** Assessment of Black Sea water-level fluctuations since the Last Glacial Maximum, In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., and Martin, R.E. (eds.), Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis. Geological Society of America, Special Paper 473, 33-50.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., Sungurlu, O., 1977.** The Black Sea: A marginal basin geophysical and geological data. In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds.), International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Editions Technip, Paris, 363-376.
- Manetti, P., Boccaletti, M., Peccerillo, A., 1988.** The Black Sea: remnant of a marginal basin behind the Srednegorie-Pontides island arc system during the Upper Cretaceous-Eocene times. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 30, 39-51.
- Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G., 1979.** REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednegorie (Bulgaria). Chemical Geology, 26, 51-63.
- Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L., Aydemir, V., 2009.** Exploration plays in the Turkish Black Sea. The Leading Edge, 28(9), 1066-1075.
- Mitra, S., 1986.** Duplex structures and imbricated thrust systems: Geometry, structural position and

- hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 1087-1112.
- Mitra, S., 1990.** Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 921-945.
- Moore, E.M., Twiss, R.J., 1995.** *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, New York, ISBN 0-7167-2437-5, 415 p.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S., 2011.** Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin, *Tectonics*, 30, TC5004.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E., 2015a.** The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638-655.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E., 2015b.** The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656-670.
- Ocakoglu, N., İscan, Y., Kılıç, F., Özel, O., 2018.** Morphologic and seismic evidence of rapid submergence offshore Cide-Sinop in the southern Black Sea shelf. *Geomorphology*, 311, 76-89.
- Okay, A.I., 1986.** High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. In: Evans, B.W. and Brown, E.H. (eds.), *Blueschists and Eclogites*, Geological Society of America, Memoir 164, 333-348.
- Okay, A.I., 1989.** Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Şengör, A.M.C. (ed.) *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 109-115.
- Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altuner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A.R.C., Aygül, M., 2013.** Early Cretaceous sedimentation and orogeny: an active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32, 1-25.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N., 1994.** Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Okay, A.I., Tansel, İ., Tüysüz, O., 2001.** Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138(2), 117-142.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999.** Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Seranne, M. (eds.), *The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515.
- Okay, S., Jupinet, B., Lericolais, G., Çifçi, G., Morigi, C., 2011.** Morphological and stratigraphic investigation of a Holocene subaqueous shelf fan, North of the Istanbul Strait in the Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 287-305.
- Peccherillo, A., Taylor, S.R., 1975.** Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontide chain, northern Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39, 1-13.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F., 1996.** Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195-223.
- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S., Rudat, J., 1995.** Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 821-835.
- Ross, D.A., 1974.** The Black Sea. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 669-682.
- Ross, D.A., Uchupi, E., Prada, K.E., MacIvaine, J.C., 1974.** Bathymetry and microtopography of Black Sea. In: Degens, E.T. and Ross, D.A. (eds.), *The Black Sea, Geology, Chemistry, and Biology*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 20, 1-10.
- Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J., White, N., 2009.** Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7-10.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., Scott, C.L., 2008.** Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 360-378.
- Sipahioğlu, N.Ö., Batı, Z., 2018.** Messinian canyons in the Turkish western Black Sea. In: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464, 365-387.
- Spadini, G., Robinson, A.G., Cloetingh, S.A.P.L., 1997.** Thermomechanical modeling of Black Sea Basin formation, subsidence and sedimentation. In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir 68, 19-38.
- Stein, R.S., Yeats, R.S., 1989.** Hidden earthquakes. *Scientific American*, 260 (60), 48-57.
- Stephenson, R., Schellart, W.P., 2010.** The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. and Starostenko, V. (eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications, 340, 11-21.

- Suc, J.-P., Gillet, H., Çağatay, M.N., Popescu, S.-M., Lericolais, G., Armijo, R., Melinte-Dobrinescu, M.C., Şen, Ş., Clauzon, G., Sakıncı, M., Zabcı, C., Uçarkus, G., Meyer, B., Çakır, Z., Karakaş, Ç., Jouannic, G., Macalet, R., 2015.** The region of the Strandja Sill (North Turkey) and the Messinian events. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 149-164.
- Sunal, G., 1998.** Cide-Kurucaşile dolayının jeolojisi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul, 96 sf.
- Sunal, G., Tüysüz, O., 2001.** Batı Pontidler’de Tersiyer yaşlı çarpışma sonrası sıkışmalı yapıların özellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 13(1), 1-26.
- Sunal, G., Tüysüz, O., 2002.** Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, northern Turkey. *Geological Magazine*, 139(3), 343-359.
- Suppe, J., 1985.** Principles of Structural Geology. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 537 p.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tan, O., 1996.** 3 Eylül 1968 (Ms = 6.6) Bartın Depremi Fay Düzlemi Çözümü, (Lisans Tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul, 74 s.
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Floodpage, J., Baur, J., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö., 2015.** Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? *Marine and Petroleum Geology*, 66, 135-148.
- Tari, G., Fallah, M., Schell, C., Kosi, W., Bati, Z., Sipahioğlu, N.Ö., Krezsek, Cs., Schleder, Zs., Kozuharov, E., Kitchka, A., 2016.** Why are there no Messinian evaporites in the Black Sea? *Petroleum Geoscience*, 22, 381-391.
- Taymaz, T., Tan, O., Genç, T., 1999.** Source parameters of September 3, 1968 Bartın (SW-Black Sea) and October 5, 1977 Kurşunlu (NAF) earthquakes from inversion of teleseismic body-waveforms. 22nd General Assembly of IUGG, IASPEI-Symposia: Seismotectonics of Eurasia ST2/E/13-A5, Abstracts Book-A, P.A-169, The University of Birmingham, UK, July 19-30, 1999.
- Tüysüz, O., 1993.** Karadeniz’den Orta Anadolu’ya bir jeotravers: Kuzey Neo-Tetisin tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 5(1), 1-33.
- Tüysüz, O., 1999.** Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides. *Geological Journal*, 34, 75-93.
- Tüysüz, O., 2018.** Cretaceous geological evolution of the Pontides. In: Simmons, M.D., Tari, G.C. and Okay, A.I. (eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464, 69-94.
- Tüysüz, O., Aksay, A., Yiğitbaş, E., 2004.** Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-1, 92 sf., Ankara.
- Tüysüz, O., Melinte-Dobrinescu, M.C., Yılmaz, İ.Ö., Kirici, S., Švabenická, L., Skupien, P., 2016.** The Kapanboğazı formation: a key unit for understanding Late Cretaceous evolution of the Pontides, N Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 565-581.
- Tüysüz, O., Yılmaz, İ.Ö., Švabenická, L., Kirici, S., 2012.** The Unaz formation: a key unit in the Western Black Sea region, N Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 1009-1028.
- Url-1** <<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/depem-verileri/moment-tensor-cozumleri>>, erişim tarihi 15.09.2017.
- Ünal, O.T., 1976.** Akçakoca-2 Kompozit Kuyu Logu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Bölge Arama Müdürlüğü-1. No:1069/67-L.
- Ünal, O.T., Coşkun, B., 1976.** Akçakoca-1 Kompozit Kuyu Logu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Grubu Bölge Arama Müdürlüğü-1. No:1052/66-K.
- Wedding, H., 1968.** Das erdbeben von Bartın-Amasra am 3 September 1968. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*. 71, 68-73.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J.F., Wobbe, J.F., 2013.** Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410.
- Yıldırım, C., Melnick, D., Ballato, P., Schildgen, T.F., Echtler, H., Erginal, A.E., Kiyak, N.G., Strecker, M.R., 2013.** Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces. *Quaternary Science Reviews*, 81,12-28.
- Yıldırım, C., Schildgen, T.F., Echtler, H., Melnick, D., Strecker, M.R., 2011.** Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 30(5), TC5005.
- Yıldırım, C., Tüysüz, O., Görüm, T., 2019.** The Sinop Peninsula: The Northernmost Part of Asia Minor. In: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A. and Kazancı, N. (eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey*, World Geomorphological Landscapes, Springer Nature Switzerland AG, 265-276.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997.** Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (ed.) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea*

and Surrounding Region, AAPG Memoir 68, 183-226.

- Yiğitbaşı, E., Elmas, A., Sefunç, A., Özer, N., 2004.** Major neotectonic features of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39(2), 179-198.
- Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., 1986.** Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.