DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR İÇ KÖRFEZİ'NİN AKTİF TEKTONİĞİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Şefika ONAY

Haziran, 2012
İZMİR

İZMİR İÇ KÖRFEZİ'NİN AKTİF TEKTONİĞİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı

Şefika ONAY

Haziran, 2012

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ŞEFİKA ONAY tarafından **PROF. DR. ERDENİZ ÖZEL** yönetiminde hazırlanan **"İZMİR İÇ KÖRFEZİ'NİN AKTİF TEKTONİĞİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL

Danışman

Prof. Dr. Coşkun SARI

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Berkan Ecevitoğlu

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Doktora tez çalışmalarım sırasında geçirdiğim tüm zorlu aşamalarda en başta bana olan güvenini asla yitirmeyerek daha azimli çalışmama yardımcı olan, bilgi birikimi ve tecrübeleri ile gelişimime yardımcı olan danışmanım ve hocam Sayın Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez izlemelerim sırasında her türlü öneri, eleştiri ve tecrübelerini benimle paylaşarak tezimin şekillenmesinde benim için faydalı olan değerli hocam Sayın Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR'e, gerek verilerin veri işlem aşamalarında gerekse tez içeriğimi hazırlarken her türlü bilgi ve deneyimini benimle paylaşan, bana vakit ayıran Sayın Doç. Dr. Derman DONDURUR'a, deniz çalışması ve yorumlama sırasında bilgilerini benimle paylaşan Sayın Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye, deniz çalışmalarında bizlere her konuda yardımcı olan Dokuz Eylül-1 ve K. Piri Reis araştırma gemilerinin değerli kaptanlarına ve mürettebatına, tez çalışmaları TUJJB-UDP-02-06 kodlu proje kapsamında yapıldığı için proje desteğinden dolayı TUJJB'a, TUBITAK (Proje Kodu: 108Y244) ve Dokuz Eylül Üniversitesi Araştırma Fonu (Proje Kodu:2005.KB.FEN.065)'na, sismik kesitlerin veri işlem aşamaları için yararlanılan ProMAX ve Kingdom Suite yazılımları için Seismic Micro Tech.'e teşekkürlerimi sunarım.

Tüm öğrenim hayatım boyunca olduğu gibi doktoraya başlama anımdan itibaren son ana kadar maddi desteklerinin yanında en başta bana olan güvenleri olmak üzere sabır ve anlayışlarını, hoşgörülerini, maddi ve manevi desteklerini her zaman yanımda hissettiğim, bu tezin ortaya çıkmasındaki zorlu süreçte her zaman yanımda olan DEĞERLİ AİLEM'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Şefika ONAY

İZMİR İÇ KÖRFEZİ'NİN AKTİF TEKTONİĞİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Miyosen öncesi hakim olan sıkışma tektoniği ile Miyosen sonrası hakim olan açılma tektoniğinin etkisi altında olan İzmir Körfezi İç, Orta ve Dış Körfez olmak üzere üç bölümden oluşmaktadır. Bu tektonik hareketler etkisinde gelişen İzmir Körfezi'nin İç Körfez bölümü için aktif tektonizmanın ve güncel fayların belirlenebilmesine yardımcı olacak batimetri, yüksek ayrımlıklı sığ sismik ve yanal taramalı sonar çalışmaları yapılmıştır.

Bu çalışmalar sonucunda; güneybatısında Seferihisar Yükselimi (Horst), güneydoğusunda Nifdağı Yükselimi bulunan İzmir İç Körfezi'nin; bir basen oluşturarak güncel sedimentlerle dolduğu sonucuna varılmıştır.

Bunun yanı sıra kuzeyde Karşıyaka Fay Zonu, güneyde İzmir Fay Zonu tarafından sınırlandırılan İzmir İç Körfezi'nde, KD-GB yönlü olarak uzanan doğrultu atımlı bir fay olduğu tespit edilmiş, İç körfez Fayı (İKF) olarak adlandırılmıştır.

Anahtar Sözcükler: İzmir Körfezi, İç Körfez Fayı, aktif tektonik, doğrultu atımlı fay, yüksek ayrımlıklı sığ sismik.

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS ABOUT ACTIVE TECTONICS OF THE IZMIR INNER BAY

ABSTRACT

The Bay of Izmir which is under the influence of both compression tectonics of Pre-Miocene time and the extension tectonics system of Post-Miocene time is made of three sections that are Inner, Middle and Outer Bay. Bathymetric studies, high resolution shallow seismic and side scan sonar methods were applied in order to investigate the active tectonics and recent faults of the Inner Bay of Izmir which is developed under the control of this tectonics.

After these studies are finalized, it has been found out that in the Inner Bay which is located between the Seferihisar High and Nif Mountain High, is filled by recent sediments by forming the present basin.

Furthermore, it has been identified that there exits a NE-SW oriented strike-slip fault in the Inner Bay of Izmir which is bordered by the Karşıyaka Fault Zone (KFZ) at north, and Izmir Fault Zone (IFZ) at south and is named as Inner Bay Fault (IBF).

Keywords: Izmir Bay, Inner Bay Fault, active tectonics, strike-slip fault, high resoultion shallow seismic.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v

BÖLÜM BİR-GİRİŞ 1

1.1 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı 1

BÖLÜM İKİ-BÖLGEDE YAPILAN DİĞER ÇALIŞMALAR 2

2.1 Türkiye ve Batı Anadolu'nun Tektonik Yapısı 2
2.2 İzmir İç Körfezi'nin Tektonik Gelişimi 3
2.3 Bölgenin Stratigrafik ve Jeolojik Yapısı 4
2.3.1 Temel Kayalar 5
2.3.2 Yaşlı Havza Çökelleri 6
2.3.3 Genç Havza Çökelleri 7
2.4 Bölgedeki Önemli Faylar 8
2.4.1 KD-GB Yönlü Faylar 11
2.4.2 K-G Yönlü Faylar 11
2.4.3 KB-GD Yönlü Faylar 13
2.4.1 D-B Yönlü Faylar 14
2.5 Bölgenin Sismotektonik Yapısı ve Depremselliği 15

BÖLÜM ÜÇ-KULLANILAN YÖNTEMLER VE EKİPMAN 24

3.1 Konum Belirleme Çalışmaları 24
3.2 Batimetri Çalışmaları 25

3.2.1 Ekosounder Türleri 25
3.2.1.1 Tek Işınlı (Single-Beam) Ekosounderler 25
3.2.1.2 Çok ışınlı Tarama (MultiBeam Swath) Ekosounderleri 26
3.3 Yanal Tarama Sonarı 28
3.4 Yüksek Ayrımlıklı Sığ Sismik Çalışmalar (3,5kHz) 35

BÖLÜM DÖRT-UYGULAMALAR 41

BÖLÜM BEŞ-SONUÇLAR 131

KAYNAKLAR 132

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

İzmir Körfezi, Batı Anadolu'da ve Ege Denizi'nin doğusunda yer almakta olup aktif tektonikten oldukça etkilenmektedir. Bu nedenle İzmir Körfezi civarında büyüklüğü 5'in üzerinde birçok deprem meydana gelmektedir.

İzmir Körfezi'nde Miyosen öncesi sıkışma tektoniğinin etkisinde K-G ve KKD-GGB yönlü faylar, Miyosen sonrası açılma tektoniğinin etkisinde de D-B normal faylar gelişmiştir. Günümüzde körfez civarında meydana gelen depremler ve bunların odak mekanizma çözümleri incelendiğinde; Miyosen öncesi ve Miyosen sonrası fayların her ikisinin de aktif olduğu görülmektedir. Bunların oluşturduğu büyük ölçekli depremler ise can ve mal kaybına neden olmaktadır.

İç, Orta ve Dış Körfez olarak üç bölüme ayrılan İzmir Körfezi'nin Dış Körfez bölümü; Karaburun'un doğusunda yer almakta olup 20km uzunluktadır, KB-GD yönünde de 45km'ye yayılır. Orta ve İç Körfez ise B-D yönünde uzanmakta olup ikisi birlikte 24km uzunluğunda, 6km genişliğindedir (Duman ve diğer., 2004).

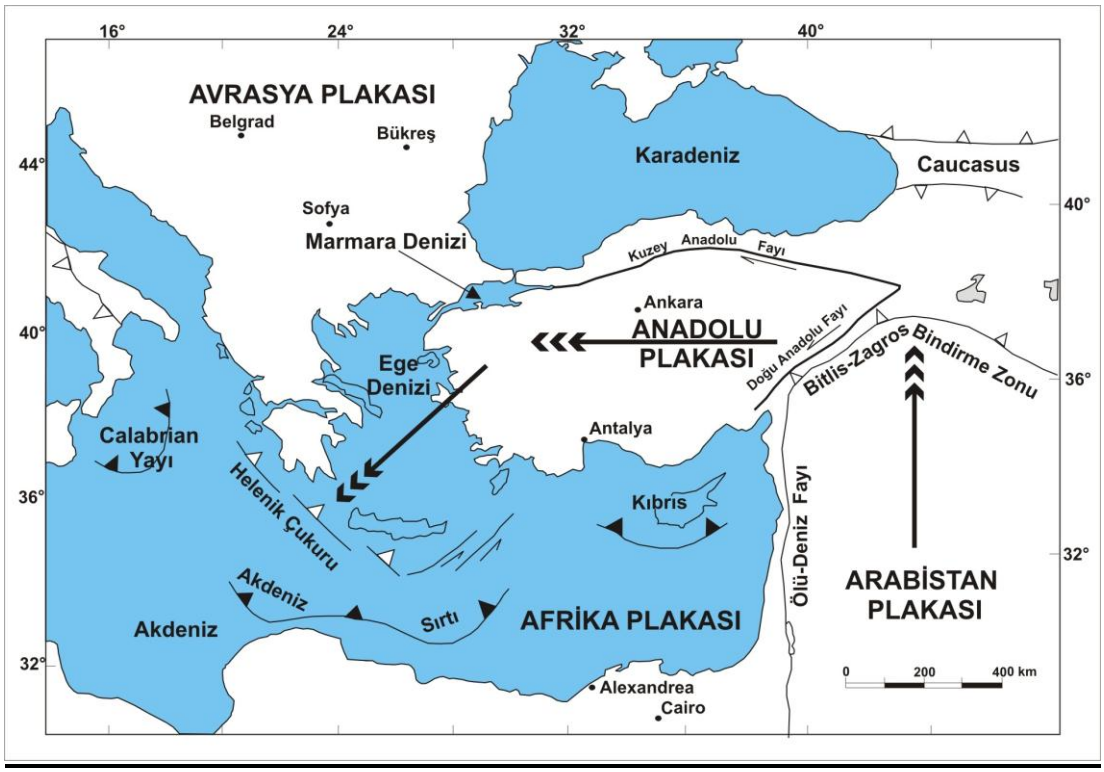
İzmir ve yakın çevresinde diri faylarla ilgili kara çalışmaları yapılmış olmasına rağmen özellikle İç Körfez'de bu aktif fayların devamlılığını belirten literatür çalışmalarına rastlanmamıştır. Bu nedenle İç Körfez'in aktif tektoniği ve güncel faylarının tespiti amacıyla bölgede yüksek ayrımlıklı (3,5 kHz) sismik yansıma çalışması yapılmış, aynı zamanda yanal taramalı sonar çalışması ile bu veriler karşılaştırılmıştır. Bunun yanında İç Körfez'e ait bir batimetri haritası da oluşturulmuştur. Bu çalışmalar, İç Körfez'e ait aktif tektoniğin ve güncel fayların belirlenmesinde yardımcı olmuştur.

BÖLÜM İKİ
BÖLGEDE YAPILAN DİĞER ÇALIŞMALAR

2.1 Türkiye ve Batı Anadolu'nun Tektonik Yapısı

Türkiye'nin Neotektonik yapısı; Afrika ve Arap Levhaları'nın Anadolu Levhası'nı sıkıştırması ve Arap Levhası ile Anadolu Levhası'nın çarpışması sonucu şekillenmiştir. Arap Levhası'nın kuzeye hareketi Anadolu bloğunun batıya ve Kuzeydoğu Anadolu bloğunun doğuya kaçmasına ve bunun sonucu olarak Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya neden olmuştur (McKenzie, 1972). Anadolu Levhası'nın, Karadeniz Levhası'na göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya ve kuzey-güney yönünde de açılmaya neden olmaktadır (Alptekin, 1973; Dewey ve Şengör, 1979; McKenzie, 1978). Bunun bir sonucu olarak depremselliği ile belirginleşen önemli sismotektonik yapılar Batı Anadolu graben bölgesi, KAF (Kuzey Anadalu Fayı), KDAF (Kuzeydoğu Anadolu Fayı), DAF (Doğu Anadolu Fayı) ve Güneydoğu Anadolu bindirmesidir (Bitlis Bindirme Kuşağı). Türkiye ve civarındaki Neotektonik olaylar ve Anadolu'nun bugünkü depremselliği Arap, Afrika ve Avrasya Levhaları'nın göreceli hareketleri sonucunda oluşmuştur (McKenzie, 1972). Ege Levhası kuzeydeki Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantısı ile sınırlanmış olup bu sınır Anadolu çöküntüsü ya da hendeği olarak bilinmektedir (Allan ve Morelli, 1971; McKenzie, 1972). Arap Levhası ile Anadolu Levhası'nın çarpışması sonucu, Kuzey Anadolu Fayı boyunca sağ yönlü, Doğu Anadolu Fay'ı boyunca sol yönlü hareket, Anadolu Levhası'nı batıya doğru hareket ettirmektedir (Dewey, 1976). Yani Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin aktif tektoniği; Anadolu'nun sağ yanal Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yanal Doğu Anadolu (DAFZ) doğrultu atımlı fay zonları boyunca batıya kaçışı; Yunanistan'ın batısındaki kıtasal kalınlaşmadan dolayı Anadolu'nun batıya kaçışının engellenmesi ve Kuzey ve Orta Ege Bölgesi'nde doğu-batı sıkışma oluşması, bunun sonucunda Batı Anadolu'nun saatin tersi yönünde dönerek güneybatı yönünde Hellen yayı üzerine hareket etmesi (Şekil 2.1) (Barka ve Reilinger, 1997; Dewey ve Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1979 ve 1981; McClusky ve diğer., 2000; McKenzie, 1972 ve 1978; McKenzie ve Yılmaz, 1991;

Şengör ve diğer., 1985; Taymaz ve diğer., 1991) şeklinde özetlenebilir. Arap Levhası ile Anadolu Levhası'nın çarpışma alanı olan Güneydoğu Anadolu Bindirme zonu, Ketin (1966) tarafından Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırılan tektonik birliklerin de sınırını oluşturmaktadır. Bu bölgedeki bindirmeler genel olarak Toroslar'ın güney kenarını izlemekte ve doğuda Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı'na bağlanmaktadır. Zagros Kuşağı'nda oluşan depremlerin çoğu KD-GB yönlü sıkışmaya neden olan ters faylanma mekanizmalarına sahiptir (Canıtez, 1969; McKenzie, 1972).



Şekil 2.1 Türkiye'nin aktif tektonik haritası (Okay ve diğer., 2000).

2.2 İzmir İç Körfezi'nin Tektonik Gelişimi

Uzel ve diğer. (2010)'a göre; "İzmir Körfezi çevresinin geç Tersiyer'deki tektonik geçmişini Ege ve Anadolu arasındaki yapısal bağlantıyı biçimlendiren KD-GB uzanımlı makaslama zonu (İBTZ:İzmir- Balıkesir Transfer Zonu) boyunca bir hareketle karakterize eder (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2008, 2009). Birçok çalışma,

İBTZ'ndaki yanal hareketin aynı zamanda Miyosen bölgesel açılma ile eşzamanlı olduğunu ortaya koyar, bu nedenle uzaklaşan doğrultu atım zonu olarak tanımlanabilir (Uzel ve Sözbilir, 2008).”

“Miyosen başında, çalışma alanı kalk-alkalin volkanizması ile ilişkili gölsel tortul alanıydı. Yamanlar volkanik takımı erken-orta Miyosen karasal volkanizmasını temsil eder (Şekil 2.2). Daha genç volkanosedimanter seri orta-geç Miyosen yaşlı daha genç gölsel çökelleri üzerler (Uzel ve diğer., 2010) (Şekil 2.2).“

“Geç Miyosen tektonik hareketini takiben, bölge Yaka Formasyonu'nun çökeliminden sonra meydana gelen farklı tektonik kuvvetler altında deforme olmuştur. Erken Pliyosen boyunca bölge, bölgeyi kaplayan gölsel kireçtaşlarını deforme eden normal-doğrultu atımı baskın tektonik hareketlere maruz kalmıştır ve Miyosen birimlerinde kıvrımlanma ile sonuçlanmıştır. KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar, Bornova fliş zonundaki kaya birimlerini taşır. Paralel gelişen kıvrımların birçoğu ana faya oblik ya da basamaklıdır. D-B gerilme ile ilişkili yaklaşık olarak K-G yönlü tansiyonel etkilerin sonucunda oluşmuş, İzmir İç Körfezi'nin ilk bileşenini oluşturan yeni bir tektonik faz geç Pliyosen ya da erken Pleistosen'de meydana gelmiştir (Uzel ve Sözbilir 2008). Bu ikinci sistem, İzmir İç Körfezi'nin her iki sınırında KD yönlü doğrultu atımlı ve D-B yönlü normal faylar tarafından kontrol edilir. Bu faz boyunca Miyosen çökelleri ve bazı yaşlı doğrultu atımlı faylar, İzmir İç Körfezi'ni oluşturmak için İFZ ve KFZ tarafından kesilirler (Uzel ve diğer., 2010). Sismotektonik çalışmalardan (Zhu ve diğer., 2006; Akyol ve diğer., 2006) alınan sonuçlara dayanarak bölgedeki gerilmenin yönü KD-GB olarak hesaplanmıştır.”

2.3 Bölgenin Stratigrafik ve Jeolojik Yapısı

“İzmir Körfezi’nin yüzey sedimentleri dane boylarına göre 7 sedimanter zona ayrılabilir; kum, siltli kum, çamurlu kum, kumlu silt, kumlu çamur, silt ve çamur. Dış Körfez’in doğu kısmı silt ve çamurla kaplı olmasına rağmen batı kısmı siltli ve

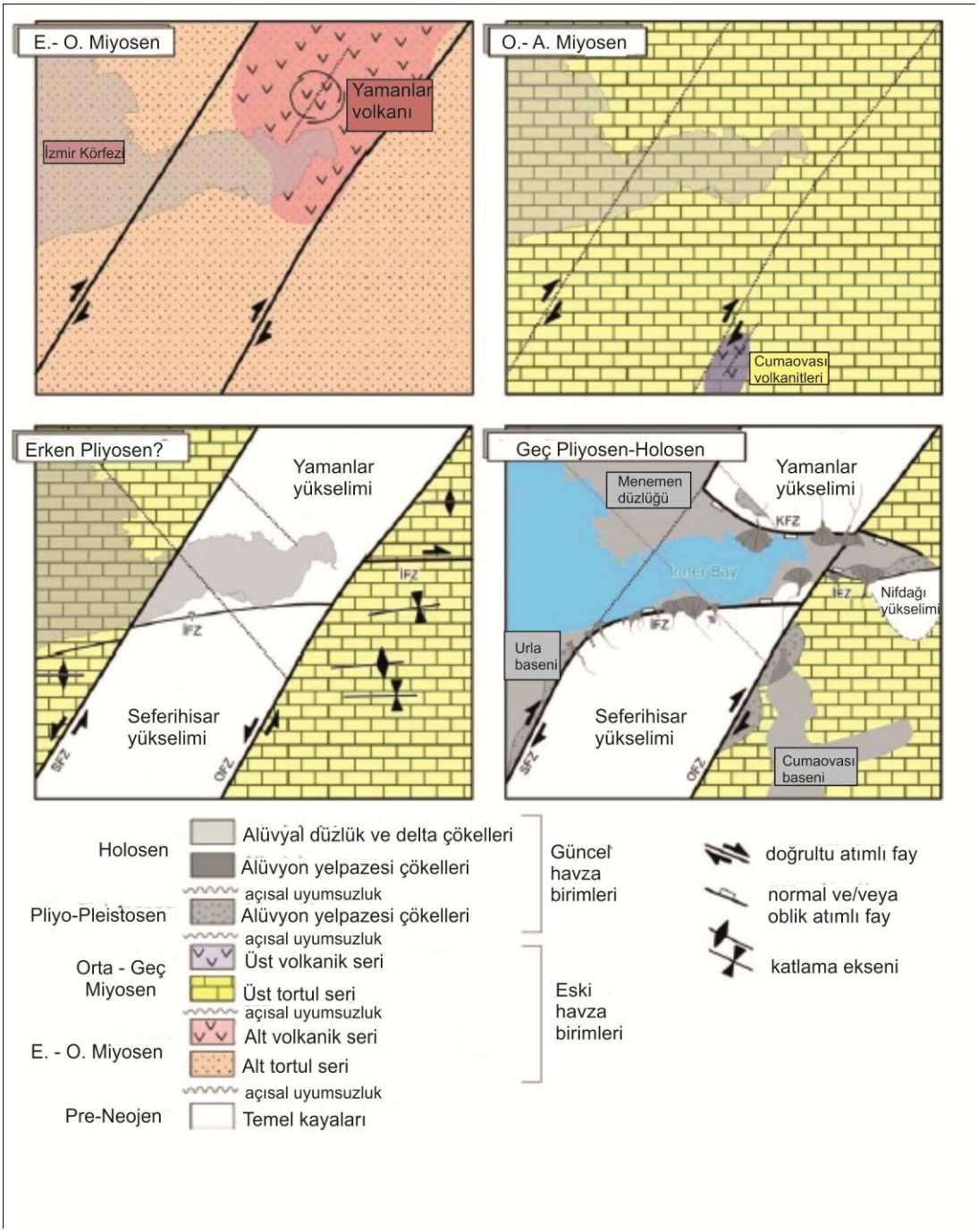
çamurlu kumla kaplıdır. Orta Körfez'in büyük bir kısmı kumlu siltle kaplıdır. Orta ve İç Körfez arasında kalan bölümünün tabanı da siltle kaplıdır. Sığ sedimentlerin karbon içeriği; körfez girişi ve doğu girişinde %25'ten az iken körfezin güney batısında %45'ten fazladır. Sığ sedimentlerin organik karbon içeriği; pis su atıkları ve endüstriyel atıklar nedeniyle dış körfezde (%0,5-0,8), orta körfezde (%1,0-1,5), iç körfezde (%1,5-3,1) dir. Ölçülen karbon içeriklerinin büyük bir kısmını bentik organizmaların kabuk atıkları oluşturmaktadır. Karbon içeriklerinin dane boyu dağılımı ile ilişkili olmadığı tespit edilmiştir. Buna karşın; silt içeriği ile organik karbon içeriği düşer, bu da bazı bölgesel kaynaklardan etkilendiğini gösterir (Duman ve diğer., 2004)."

Uzel ve diğer., (2010)'a göre; İzmir İç Körfezi'ndeki birimler 3 bölüme ayrılmıştır:

1. Geç Kretase-Paleosen yaşlı temel kayaları
2. Erken Miyosen-Erken Pliyosen eski havza çökelleri
3. Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç havza çökelleri

2.3.1 Temel Kayalar

"İzmir çevresindeki havza tabanları; KD yönlü uyumsuzluk serileri ile karakterize edilir, Seferihisar, Nifdağı ve Yamanlar Dağı'nda yüzlek verirler. Miyosen'den Kuvaterner'e kadar Bornova Melanjı (diğer adıyla Bornova Filiş Zonu) yer alır. Filiş türü tortul tabana gömülü çeşitli büyüklüklerde Mesozoyik kireçtaşı blokları, silisli şist, denizaltı volkanikleri ve serpentinitten oluşmaktadır. Bornova melanjı, küçük metamorfik düzeyde belirgin bir deformasyon geçirmiştir (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1993; Okay ve Altıner, 2007)."



Şekil 2.2 İç Körfez'in jeolojik gelişimi (Uzel ve diğer., 2010).

2.3.2 Yaşlı Havza Çökelleri

"Yaşlı havza çökellerinin Miyosen stratigrafisi, alt ve üst volkanosedimanter olarak bölgesel açılı uyumsuzluk tarafından iki alt seviyeye ayrılmaktadır. Alt volkanosedimanter seri; İç Körfez'in başlangıç sınırında içeriye doğru ve Orhanlı

Fay Zonu boyunca uzanmaktadır (Şekil 2.3), hafif kıvrımlıdır, normal ve doğrultu atımlı faylar tarafından çapraz olarak kesilmektedir. Bu seri, tabanda öncelikle birbirini izleyen, anakayanın üzerinde uyumsuz olarak uzanan konglomeralar, kireçtaşları, kiltaşları ve kumtaşı şeylerinden oluşmaktadır. Yamanlar volkaniklerinin üzerinde uzanan üç tortul birimden oluşur. Alt birim; Kızıldere Formasyonu'dur (Şekil 2.4). İç Körfez'in güney kısmındaki litolojik birim Çatalca Formasyonu'dur (Genç ve diğer., 2001)."

"Üst volkanosedimanter seri; Cumaovası havzasına ve Bornova'nın KD bölümüne uzanmaktadır. Arazi gözlemleri ve jeolojik haritalara göre; çok az deformasyon, kıvrım ve kırık vardır. Kuzey bölümünde seri Yamanlar volkaniklerine uyumsuz bir şekilde yaslanmış Kızılca Formasyonu ile başlar. Kızılca Formasyonu, gölsel karbonat seviyeleri arasına girmiş karasal klastik kayaçlardan oluşan bir pakettir. Kızılca Formasyonu'nun altında Yaka Formasyonu yer alır. Bu iki formasyon arasında da Beşyol bazaltı bulunmaktadır. Bu formasyonun yaşı komşu birimlerden yola çıkılarak geç Miyosen olarak kabul edilmektedir (bkz. Cumaovası havzası, Uzel ve Sözbilir, 2008)."

"Üst volkanosedimanter seri, kırmızı konglomera ve kumtaşı ile bunu takip eden gölsel kireçtaşı merceklerinden oluşan Ürkmez Formasyonu ile başlar (Eşder ve Şimşek 1975; Genç ve diğer., 2001). Bunun üzerinde Yeniköy Formasyonu (Eşder ve Şimşek 1975; Genç ve diğer., 2001) yer alır. Yeniköy Formasyonu, Cumaovası volkanikleri tarafından kesilir (Eşder ve Şimşek, 1975; Genç ve diğer., 2001; Özgenç, 1978;)."

2.3.3 Genç Havza Çökelleri

"İki birimden oluşmaktadır: (i) Plio-Pleistosen alüvyal çökelleri (Görece Formasyonu) ve (ii) Holosen alüvyal çökelleri ile sığ deniz çökelleri (Şekil 2.3-2.4)."

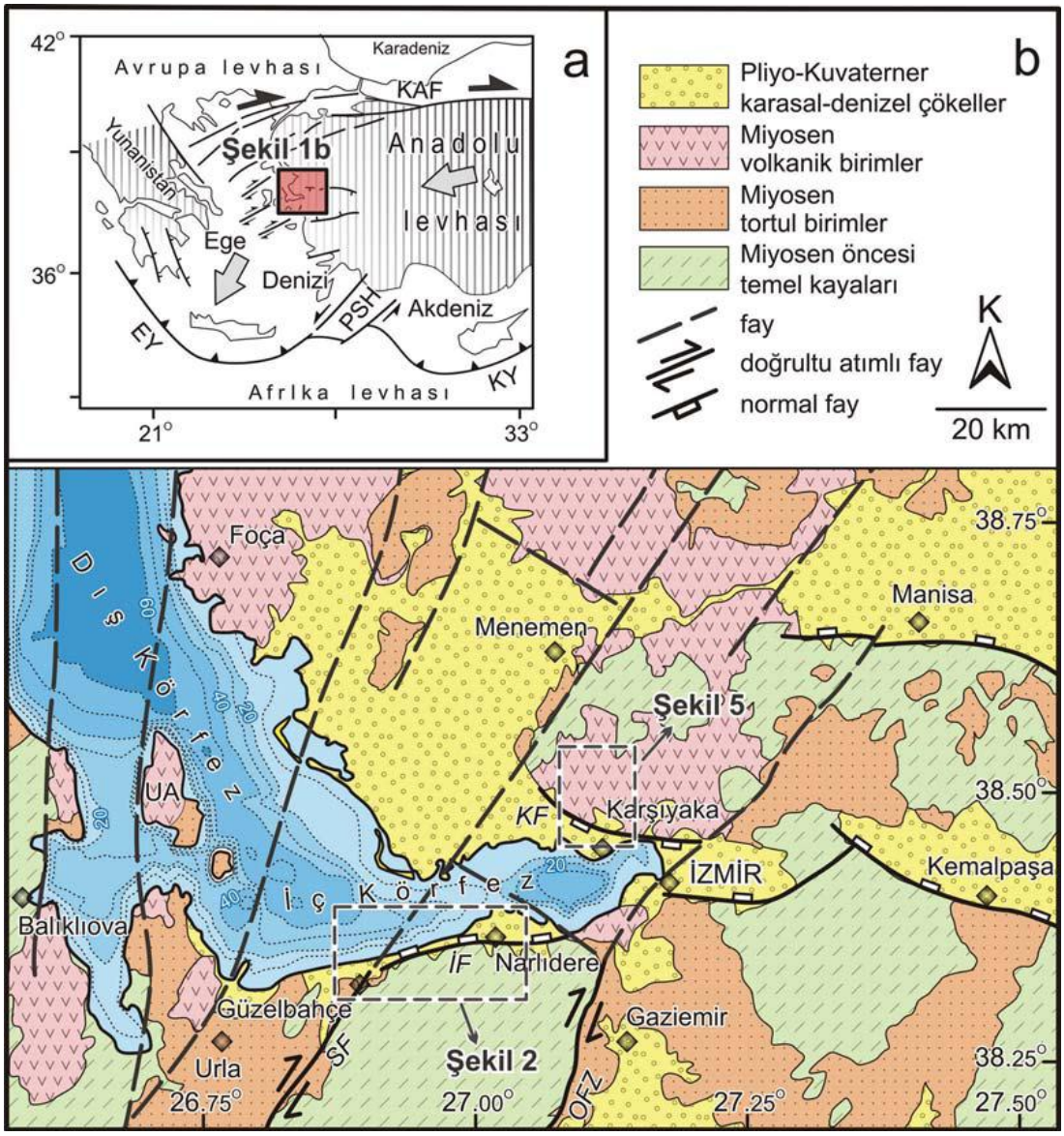
"Görece Formasyonu; Seferihisar, İzmir, Orhanlı, Buca, Yaka ve Değirmendere Fayları gibi doğrultu atımlı ve normal faylar boyunca uzanmaktadır (Şekil 2.3). Çalışma alanı yakınlarında Sözbilir ve diğer. (2004) Görece Formasyonu ile ilişkili olarak Plio-Pleistosen Sütçüler Formasyonu'nu Kocaçay Havzası'nda tanımlamıştır. Batı Anadolu Grabenleri'nin birçoğu boyunca uzanan Plio-Pleistosen tortulları da Görece Formasyonu ile ilişkilendirilebilir (Koçyiğit ve diğer., 1999; Yılmaz ve diğer., 2000; Sarıca, 2000; Seyitoğlu ve diğer., 2002; Koçyiğit, 2005; Rojay ve diğer., 2005; Emre ve Sözbilir, 2007; Ersoy ve Helvacı, 2007)."

"İzmir İç Körfezi'nin kuzey ve güneyinde normal faylar tarafından sınırlandırılmış Holosen alüvyalleri ve yelpaze deltası sığ deniz çökellerine kadar çalışma alanının en üst sedimentlerini oluşturur. Alüvyal yelpazeler güneyde İzmir Fayı, kuzeyde Karşıyaka Fayı kontrolündedir (Uzel ve diğer., 2010)."

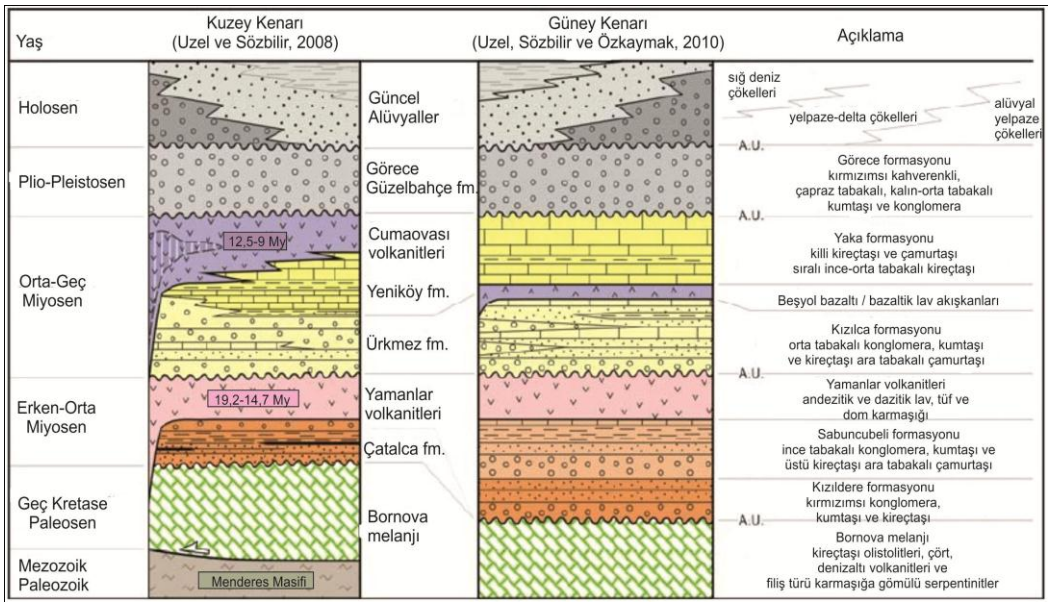
2.4 Bölgedeki Önemli Faylar

Ocakoğlu ve diğer., (2005)'ne göre; çalışma alanındaki temel faylar, KD-GB ve KKB-GGD'dan K-G istikametine değişen doğrultularda uzanan; Karaburun, Zeytindağ-Bergama ve Tuzla doğrultu atımlı fay zonlarıdır. Karaburun ve Tuzla fayları, KKB-GGD ve KD-GB istikametlerinden K-G doğrultusuna döndükleri yerlerde önemli ölçüde ters fay bileşeni kazanmaktadırlar. Bu faylardan Tuzla Fayı İzmir ili ile Doğanbey Burnu arasında KD-GB uzanımlı Seferihisar yükselimini kontrol ederken, Karaburun Fayı, Karaburun yarımadasını doğudan sınırlayarak yükseltmekte ve İzmir Körfezi'nin KKB-GGD gidişli dış kısmını kontrol etmektedir.

Bu fayların dışında bölgede ikincil olarak yorumlanan D-B gidişli aktif normal faylar da haritalanmıştır. Bunlardan İzmir Fayı, körfezin D-B gidişli iç kısmını kontrol etmektedir. Bölgedeki diğer normal faylar ise İzmir Körfez'i ağzında Çandarlı baseninde, güney şelf alanında Küçük Menderes açıklarında Küçük Menderes grabeninin denizdeki uzantısında ve Alaçatı-Teke açıklarında yer yer haritalanmıştır. Bu faylar bölgenin K-G, KD-GB gidişli doğrultu atımlı fayları tarafından kesilmişlerdir. Bu sonuca göre doğrultu atımlı faylar çalışma alanının en



Şekil 2.3 İzmir Körfezi ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Kaya, 1979). Körfez içindeki noktalı çizgiler körfezin batimetri değerlerini göstermektedir (Sayın ve diğer., 2006) (Sözbilir ve diğer., 2008'den alınmıştır).



Şekil 2.4 Çalışma alanının volkanik kayaçlara ait radyometrik yaş verilerini de içeren genelleştirilmiş kolon kesiti (Uzel ve diğer., 2010'dan alınmıştır).

genç faylarıdır ve bölgenin aktif tektonizmasının gelişmesinde birinci dereceden önemli faylar olarak yorumlanmışlardır (Ocakoğlu ve diğer., 2005).

Ocakoğlu ve diğer. (2005), GPS (Global Positioning System; Küresel Konum Belirleme Sistemi) verileri ışığında da değerlendirmiş, çalışma alanındaki K-G uzanımlı ve önemli ölçüde ters fay bileşenine sahip olan aktif fayların Ege Denizi'nde meydana gelen D-B yönlü sıkışmanın İzmir Körfezi ve çevresindeki göstergesi olarak yorumlamıştır (Şekil 5). İzmir Körfezinin KKB-GGD uzanan dış kısmı kabaca D-B yönünde sıkışmaktadır. Anadolu batıya kaçarken Yunanistan anakarasına çarpmakta ve GPS verilerinin de göstermiş olduğu gibi saatin tersi yönünde dönerek GB'ya 30±2 mm/yıl yer değiştirme hızı ile hareket etmektedir (Şekil 2.1) (McClusky ve diğer., 2000). Bu tektonizmanın çalışma alanındaki karşılığının sıkışma ve dönmeyi gösteren K-G haritalanmış ters faylar ve KD-GB haritalanmış doğrultu atımlı faylar olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanında ikincil olarak haritalanan aktif normal fayların ise bölgede GPS verilerinin göstermiş olduğu kabaca K-G yönlü gerilmenin karşılığı olduğu düşünülmektedir.

Uzel ve diğer. (2010)'a göre; İzmir İç Körfezi'nde KD-GB, KB-GD, K-G ve D-B yönlü birçok doğrultu atımlı ve eğim atımlı fay seti saptanmış ve haritalanmıştır, detaylar aşağıdaki gibi sıralanmıştır (Şekil 2.3).

2.4.1 KD-GB Yönlü Faylar

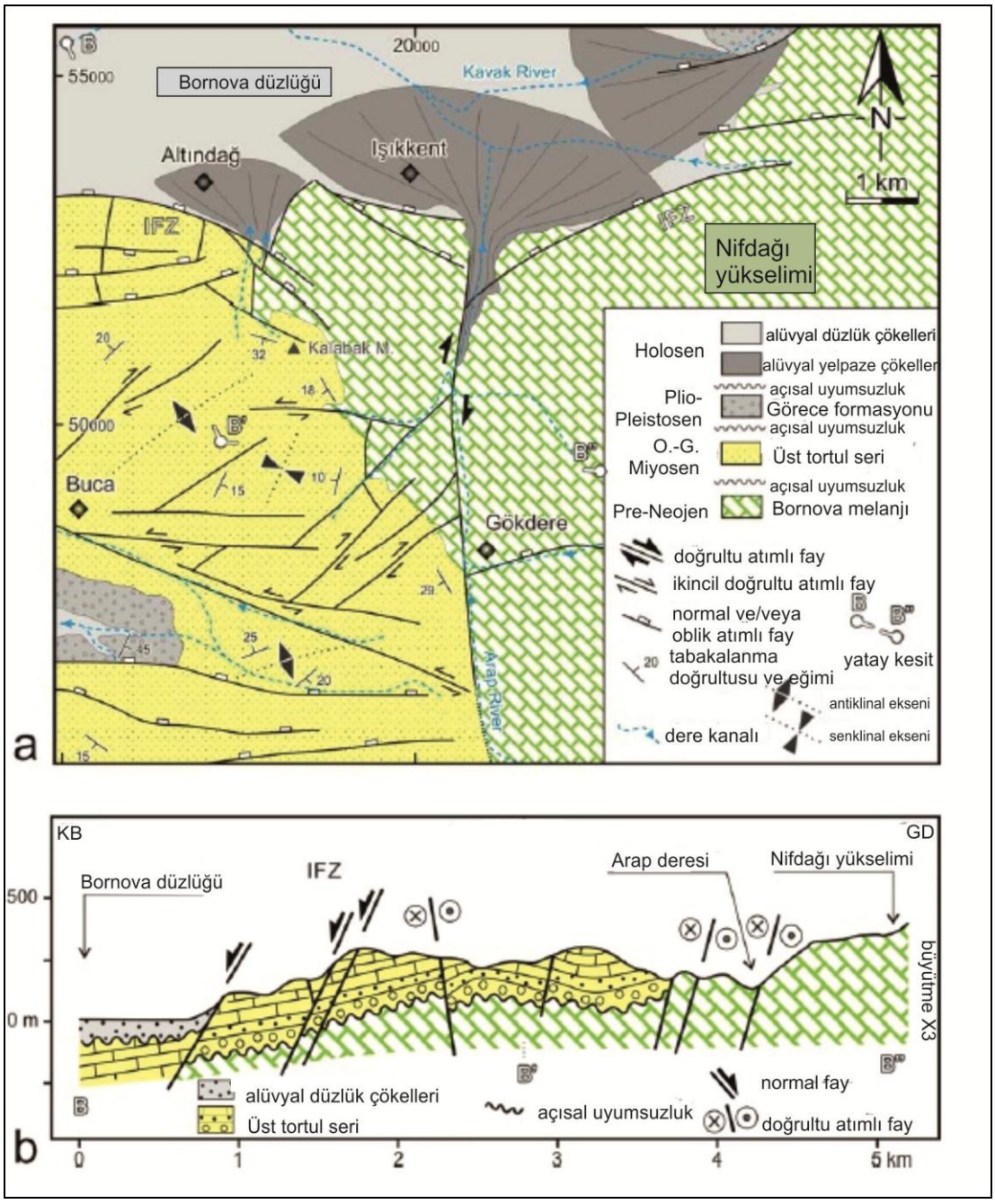
En çok bilinen iki fay zonu sırasıyla Seferihisar (SFZ) ve Orhanlı Fay Zonu (OFZ)'dur.

"SFZ, Sığacık Körfezi ve Güzelbahçe arasında uzanan 2-5 km genişliğinde, 30 km uzunluğunda ve KD uzanımlı sağ yönlü fay zonudur (Şekil 2.3-2.6; İnci ve diğer., 2003; Ocakoğlu ve diğer., 2004,2005; Emre ve diğer., 2005; Sözbilir ve diğer., 2008). Kuzeye doğru fayın doğrultusu değişerek İFZ'na bağlanır."

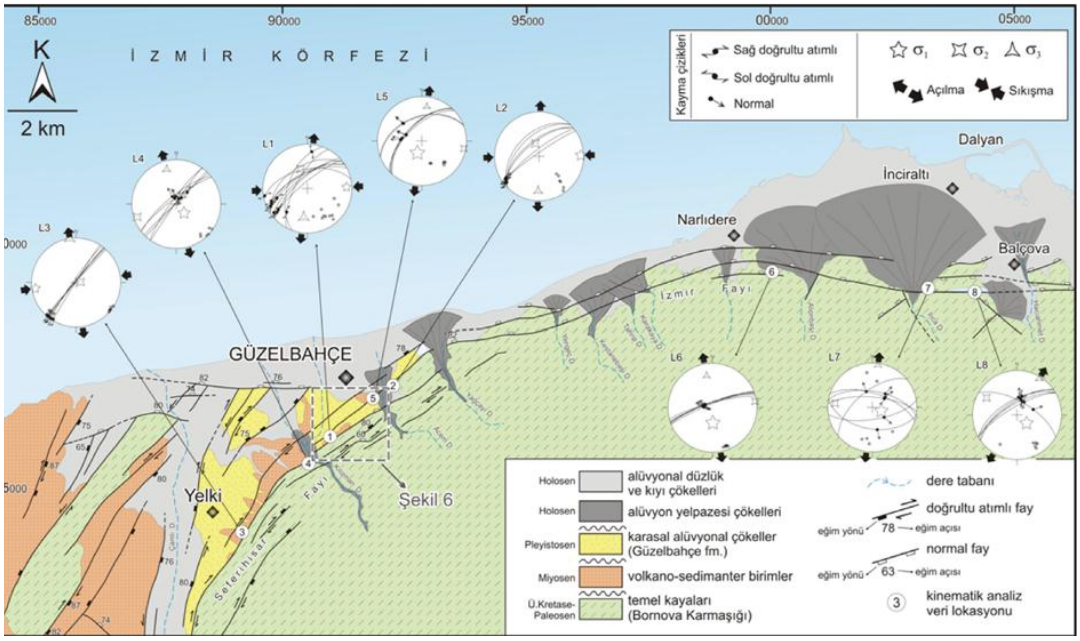
"OFZ; Cumaovası havzasının batı sınırını belirler ve aynı zamanda İzmir'in güneyinde konumlanmış bölgenin en belirgin yapısıdır (Şekil 2.2-2.4). Doğuda Seferihisar yükselimini sınırlandırır. Kuzeyde İzmir Körfezi'nden güneyde Kuşadası Körfezi'ne kadar yaklaşık 45 km. kadar izlenebilmektedir. OFZ; KD-GB yönlü genişleyen birçok sağ yönlü fay segmentini içerir. Kayma yüzeyleri boyunca ana hareket sağ yönlü doğrultu atımdır. Bununla birlikte daha önce sol yönlü doğrultu atım hareketine dair jeomorfolojik ve yapısal kanıtlar da bulunmaktadır (Uzel ve Sözbilir, 2008)."

2.4.2 K-G Yönlü Faylar

"K-G faylar daha çok doğrultu atımlıdırlar (Şekil 2.4-2.5). Altındağ'ın KB bölümünde fay düzleminde iki kayma ekseni belirlenmiştir. Bu fay, İFZ'nun D-B yönlü normal fayları tarafından kesilmektedir. Işıkkent ve Gökdere arasında K-G yönlü, yaklaşık 6 km uzunluğunda bir fay zonu vardır. Buca'nın doğusuna doğru da birçok KD-GB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı fay ana faydan yayılmaktadır."



Şekil 2.5 **(a)** İzmir fay zonunun doğu bölümüne ait detaylı jeolojik harita, Buca-Altındağ bölgesi. İFZ - İzmir fay zonu. **(b)** Yüzey kıvrımlı ve eğim atımlı faylanmış üst tortul seriyi gösteren jeolojik yatay kesit. üst tortul seri ile Bornova melanjının alt kayaçları arasındaki açısal uyumsuzluk da vardır (Uzel, Sözbilir ve Özkaymak, 2010).



Şekil 2.6 İzmir Körfezi güney kenarının ayrıntılı jeoloji haritası (Sözbilir ve diğer, 2008).

K-G yönlü doğrultu atımlı faylar, genişlemeli yırtılma fayı (çapraz fay) gibi hareket edebilirler.

2.4.3 KB-GD Yönlü Faylar

"KB-GD yönlü fay sistemi yüksek açılı fay setinden oluşmaktadır. Kayma yüzeylerinde iki çizgi setinin olması, bazı KB-GD yönlü fayların tekrar aktive olduğunu gösterir; fay ilk önce doğrultu atımlı daha sonra normal fay gibi hareket eder. Bu fay sisteminin uzunluğu yaklaşık olarak 10 km.'dir ve bu fay seti Bornova düzlüğünün KD sınırını şekillendirir. Düşük miktarda sağ ve sol yönlü doğrultu atım bileşeni içeren paralelden sub-paralele doğru değişen oblik atımlı normal faylar serisini içermektedir. Aynı zamanda oblik atımlı hareketlerden önce gelen sol yönlü doğrultu atım bileşeni de vardır. Bu, yaklaşık 2 km. genişliğinde bir makaslama zonu ile temsil edilir. Fay seti, güncel Bornova düzlüğünün KD sınırını oluşturan iki paralel segment gibi Doğanlar'ın doğusunda başlar. Benzer KB-GD yönlü yüksek açılı normal faylar bölgenin güneyindeki Balçova'nın güneyinde de haritalanmıştır. Bu fay, İFZ'nun D-B yönlü segmenti tarafından kesilir ve yer değiştirir. KD'da, Çiçekli ve Yaka köyleri arasındaki kuzey bölgesinde KB-GD yönlü sıkışma vardır (Şekil 2.7). Bu sıkışma, Kuvaterner

Kemalpaşa havzasının doğu ucunu biçimlendirir. Bu sıkışma sırasıyla Çiçekli ve Yaka fayları tarafından güneyden ve kuzeyden sınırlandırılır. Yaka fayı, 200 km genişliğinde, 5 km uzunluğunda yüksek açılı normal faydır. Fay boyunca tektonik olarak sınırlanmış olan üstteki volkanosedimanter birimler, kuzeye doğru yükselmiş tavan bloğu ve Kuvaterner çökelleri ortaya çıkaran taban bloğu tarafından yer değiştirmiştir. Çiçekli Fayı, Kemalpaşa Fay Zonu'nun batı ucunu şekillendiren güney havza-sınır yapısıdır. 500m genişliğinde, 6km uzunluğunda, Çiçekli Köyü'nün güneyindeki KD-GB yönlü fay zonunu kesen grabene bakan normal bir faydır. Fay, Çiçekli Fayı'nın oblik atımlı normal fay olduğunu gösteren çizgili fay aynalarına sahiptir (Uzel ve diğer., 2010).”

2.4.4 D-B Yönlü Faylar:

“D-B yönlü faylar daha çok eğim atımlı normal faylardır ve İzmir İç Körfezi'nin kuzey ve güney sınırları boyunca belirgin bir şekilde görülebilmektedir. Bazı D-B yönlü fay segmentlerinde eskiye ait doğrultu atım hareketine dair bazı kanıtlar da vardır. Bunlar dağ sıraları boyunca izlenebilmektedir ve Kuvaterner sıkışmasının havza sınırını şekillendirmiştir.”

“IFZ, İzmir İç Körfezi'nin güney sınırındaki yapının başlangıcıdır. Yaklaşık olarak 2-4km genişliğinde, 40km uzunluğunda, D-B yönlü ve aktif normal fay zonudur (Şekil 2.4-2.6). Kuzeyde Seferihisar ve Nifdağı yükselimlerini sınırlandırır ve Güzelbahçe-Altındağ arasında uzanan iki ana fay setinden oluşur. Balçova ve Güzelbahçe boyunca İFZ'nun batıdaki fay seti yaklaşık olarak D-B yönlü segmentlerden oluşmaktadır. İFZ'nun doğudaki fay setinin BKB-DGD yönlü olarak Altındağ'ın altına girdiği doğuda, sırasıyla kuzey ve güneye dalan birçok basamaklanmış (en-echelon) sintetik ve antitetik fay segmentlerini içermektedir (Şekil 2.5).”

“Uzel ve diğer., (2010)’ nun yaptığı bu çalışmada, fay zonunun en güneydeki segmentinde İFZ'nun aynı kayma yüzeyinde iki farklı yönelimli çizgi seti ölçülmüştür. Burada, gözlenen farklı dalıma sahip iki fay aynası doğrultusu ve

aynı fay düzlemindeki atım izleri; doğrultu atım yüzeyinin eğim atım hareketleri ile örtüldüğünü göstermektedir. Körfez'in Bayraklı-Karşıyaka bölgesi arasındaki kuzey kısmı, İFZ'na antitetik fay olan Karşıyaka fay zonu (KFZ) tarafından sınırlandırılır (Şekil 2.3). Bu, 0,5-2,5 km genişliğinde, 20 km uzunluğunda, D-B yönlü normal fay zonudur. KFZ'nun taban kayacı Bornova melanjı ve alt sıradaki volkanosedimanter kayaçları içerirken tavan kayacı güncel havza çökellerini içermektedir. Bornova boyunca alt ve üst birimlerin tortul kayaçları arasında devam eder ve güneye doğru dalan oblik atımlı normal fay ile karakterize edilir. Fay, Bornova ve Naldöken arasında KB-GD yönlü ilerler ve aralıklı iki fay segmenti içerir (Uzel ve diğer., 2010)."

2.5 Bölgenin Sismotektonik Yapısı ve Depremselliği

Bölgenin depremselliği tarihsel dönem ve aletsel dönem olarak iki grupta incelenmiştir.

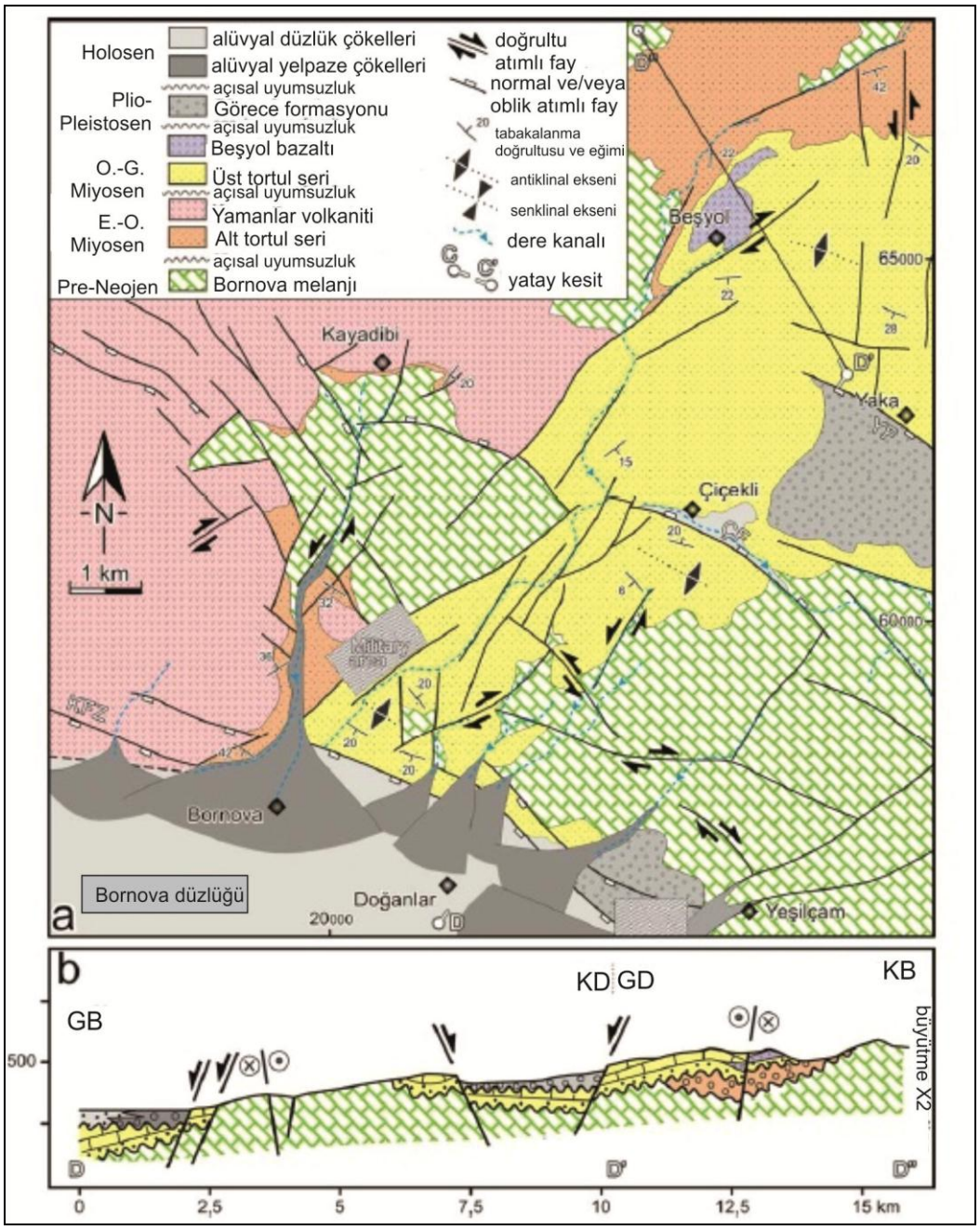
Çalışma alanına yakın bir bölgede tarihi dönemde meydana gelen iki deprem oldukça büyük önem taşımaktadır. Bunlardan bir tanesi 10 Temmuz 1688 depremi, diğer 4 Nisan 1739 depremidir (Tablo 2.1). 1688 depremi 20-30 saniye kadar sürmüştür. İzmir'deki hasarın çoğu, şehrin aşağı kısmında (deniz kıyısı) oluşmuştur. Deprem, şehrin Avrupalılar'ın yaşadığı mahallede (European quarter) yangın başlatmış ve şehrin diğer bölgelerine geriye ne kalmışsa içine alarak yayılmıştır. İzmir Körfezi'nin girişindeki yarımadaya oturmuş, şehirden üç kilometre uzaklıktaki Sancak Burnu Kalesi ve etrafındaki yer öyle batmıştır ki, bu mahal anakaradan 30 metre denize açılarak bir adacık haline gelmiştir. İzmir'in sahili, yerin 60 cm. batması sonucu karaya doğru genişlemiştir. Limandaki gemiler altüst olmuşlardır. Sahilden uzak bölgelerde (Seydiköy, Turgutlu, Manisa, Alaşehir) hasar hızla azalma gösterir. Art sarsıntılar aylarca devam etmiştir. (Papazachos, 1997; Perrey, 1848; Mallet, 1856; Veis, 1944; Frangakis-Syrett, 1992; Ambraseys ve Finkel, 1995). 1739 depremi için de Patmos'ta yazılmış bir notta büyük bir depremin uzun bir süre devam ettiği ve İzmir'deki tüm evlerin hasar gördüğü yazmaktadır. Eski ve Yeni Foça'da da hasar büyüktür. Başka raporlara göre, İzmir'deki hasar geniş çapta denizin

kenarındaki "Avrupa Kesimi"nde oluşmuştur. İzmir'de ölenlerin sayısı 80'i geçmemiştir. Sarsıntı Eski Foça'nın dörtte üçünü tamamen yıkmış ve toprak açılıp içinden bitüm fışkırmıştır. Deltanın Gediz (Agria) Nehri'nin ağzındaki kısmı depremde çökmüş ve depremden sonra sular altında kalmıştır (Mallet, 1854; Labros, 1910; Maravelakis, 1938; Simopoulos, 1973; Ambraseys ve Finkel, 1995; Papazachos, 1997). Limanın giriş yerinde su derinliği bu depremle değişmiştir.

Sezer (2001)'e göre; tarihsel dönemde M.S. 1-2000 yılları arasında İzmir Körfezi ve civarında meydana gelen magnitüdü 4'e eşit ve daha büyük 269 depremin 92'si bu dönemde kaydedilmiştir. Bu az sayıdaki tarihsel deprem kayıtlarının % 73'ü 5.5 M'nin (şiddeti VII'nin) altındadır.

Avşar (2009)'a göre; depremsellik açısından, aletsel dönem gibi tarihsel dönem de oldukça etkindir. Ancak tarihsel dönemde yeterince veri toplanamadığından arşivlerdeki kayıtlar oldukça azdır. İzmir ve çevresi tarihsel dönemde pek çok aktivite geçirmiştir (Tablo 2.1). 17 (M=7, Şiddet=VIII) -1 Kasım 1883 (M=6.8, Şiddet=X) arasında toplam 23 adet deprem kaydı incelenmiştir. Bu depremlerde yangınlar çıkmış, çok sayıda can kaybı ve mal kayıpları ile pek çok yerleşim yeri yerle bir olmuştur. Örneğin 10 Temmuz 1688 depreminde İzmir'de, o günkü koşullarda (Şiddet=X, M=6.8) 15-20 bin kişi ölmüş, büyük hasarlar ve Tsunami olmuştur. Ayrıca 15 Ekim 1883 Çeşme yarımadası depreminde, yarımadanın batısındaki köylerde 15 bin kişinin öldüğü söylenmektedir (Emre ve diğer., 2005). Karaburun yöresinin deprem etkinliği konusunda yapılan çalışmalarda, çok sayıda kaynak araştırılmıştır. Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) ve United States Geological Survey-US National Earthquake Information Center (USGS)'ın resmi bültenleri, deprem katalogları, bültenleri, depremsellik ve deprem etkinliği çalışmaları ve internet üzerindeki sanal arşivler (Sezer, 2005). Deprem oluşturan fay uzunlukları yorumlandığında tarihsel dönemde, depremlerle harekete geçen ya da yeni oluşan fayların % 57 kadarının uzunluğunun, 10-20 km arasında olduğu (formüller için bkz: Ergünay, Bayülke, Gençoğlu, 1974; http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqstats.html), bu tür fayların 4,7-5,3 (M) büyüklüğünde deprem üretebileceği belirtilmiştir. 50 km den daha kısa fayların

(M≤6) oranının % 85 civarında olduğu ve aletsel dönemde bu oranın %99'u aştığı açıklanmıştır (Sezer, 2005). İzmir ve Karaburun civarında M≤5,5 olan depremlerin

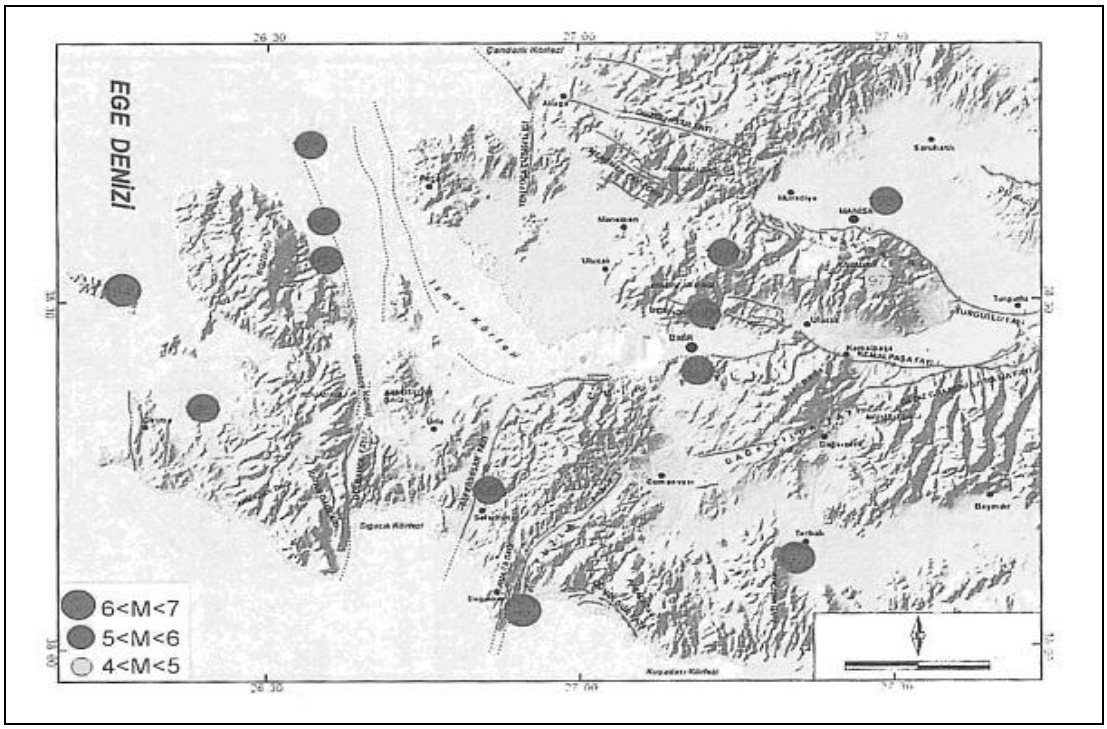


Şekil 2.7 **(a)** Bornova bölgesinin detaylı jeolojik haritası. ÇF - Çiçekli fayı, YF - Yaka fayı. **(b)** Alt ve üst tortul seri arasındaki açısal uyumsuzluğu gösteren jeolojik yatay kesit. Plio-Kuvaterner havza çökelleri yaşlı havza çökellerini üzerlemiştir (melanj, Uzel ve diğer., 2010)

sayısının M≥5,5 olan depremlerden büyük oranda fazla olduğu görülmektedir (Şekil 8).

Tablo 2.1 Tarihsel dönem depremleri (İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri MTA Raporu, 2005)

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Şiddet (I_o)	Büyüklük (M)	Açıklama
17	Gece	38.40	27.50	X	7.0	İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart şehirlerinde, Gediz ve Büyük Menderes nehirlerinin vadilerinde tahribat yapmıştır. Ege bölgesindeki büyük felaketlerden biri olduğu söylenir. Batı Anadolu'da Efes'le birlikte 13 önemli İyon şehri tamamen yıkılmıştır.
105		38.90	27.00	VIII	6.4	Eusebios'a göre, Aliağa, Myrina (Limni Adası), Çandarlı (Pitane) ve Nemrut Limanı (Cyme) bir depremle harap olmuştur.
176 ve 177		38.60	26.65	VII	5.8	Milet, Sakız Adası ve Sisam adalarında deprem olmuştur. Bu depremde tamamen hasar gören İzmir Marcus Aurelius emri ile yeniden inşa edilmiştir.
178		38.30	27.10	VIII	6.5	İzmir şehri harap olmuş, pek çok yangın çıkmış, zeminde çatlaklar açılmış ve küçük iç liman kapanmıştır. Şehir tekrar inşası için 10 yıl süreyle vergilerden muaf tutulmuştur.
688		38.41	27.20	IX	6.5	İzmir'de şiddetli ve tahripkar bir deprem, 20.000 ölüden bahsedilmektedir.
1039		38.40	27.30	VIII	6.8	Cedrenos depremin çok felaket olduğunu bildirmiştir. Birçok bölge ve şehir bu deprem dolayısıyla hasar görmüştür. İzmir dehşetli bir manzaraya bürünmüştür, çünkü en güzel binalar çökmüş ve birçok insan ölmüştür.
20 Mart 1389		38.40	26.30	VIII	6.7	Palermo ve Vatikan'daki kütüphanelerde bulunan iki yazma eserde Castro'nun büyük bölümünün 20 Mart 1389 depreminde harap olduğu ve bu depremin birçok binayı çatlatıp kırdığı belirtilir. Bu depremden oluşan denizdeki dalga ticaret merkezinin ortasına kadar gelmiş ve insanları orayı terk etmeye zorlamıştır. İzmir, Foça (Phocaea) kulesi ve Ikaria Adası da (Sisam Nomos'u) harap olmuştur.
20 Mayıs 1654		38.50	27.10	VIII	6.4	Deprem İzmir'de, birçok kule ve caminin yıkılmasına ve birçok evin çökmesine, birçok da can kaybına neden olmuştur. Birçok kent sakini evlerini bırakıp açıkta kamp yaptılar; birçok Avrupalı tüccar da gemilerine kaçak aldılar. 25 Haziran'a kadar her gün art sarsıntılar hissedildiler.
2 Haziran 1664		38.41	27.20	VII	5.8	Genel panik yaratan ve birkaç evi yıkan bir deprem.
1668		38.41	27.20	IX		İzmir'de tahribat yapmış, yangınlar çıkmıştır. Toprakta çatlaklar açılmıştır. 2000 kişinin öldüğünden bahsedilir.
14 Şubat 1680		38.40	27.20	VII	6.2	İzmir'e 10 mil uzaklıktaki 3 kasaba yerle bir olmuştur. İzmir'den 1.5 saat uzaklıktaki bir dağ Carbon köyünün üzerine çökmüştür (heyelan).
10 Temmuz 1688		38.40	26.90	X	6.8	İzmir'de büyük tahribat olmuştur. Kıyıda kaymalar olmuştur. Bunun neticesinde, 30 m genişliğinde bir kanal açılmıştır. 15.-20.000 kişinin öldüğünden bahsedilir. Deprem büyük bir alanda hissedilmiştir ve Tsunami oluşmuştur.
13 Ocak 1690		38.60	27.40	VII	6.4	Bu deprem İzmir ve ona yakın alanlarda hasara yol açmıştır. Sahil boyunca hasara neden olmuştur ancak içerlere doğru etkisi daha ciddiydi.
Eylül (Ekim) 1723		38.40	27.00	VIII	6.4	İzmir'e gelen bir misafire göre, depremden iki ay sonra sarsıntı 60 evi yerle bir edip insanları öldürdü.
4 Nisan 1739	04:30	38.50	26.90	IX	6.8	Eski ve Yeni Foça'da da hasar büyüktür. Başka raporlara göre, İzmir'deki hasar geniş çapta denizin kenarındaki "Avrupa Kesimi"nde oluşmuştur. İzmir'de ölenlerin sayısı 80'i geçmemiştir. Sarsıntı eski Foça'nın dörtte üçünü tamamen yıkmış ve toprak açılıp içinden bitüm fışkırmıştır. Deltanın Gediz (Agria) Nehri'nin ağzındaki kısmı depremde çökmüş ve depremden sonra sular altında kalmıştır. Chios'ta (Sakız) birçok ev harap olmuş; bir kısım insan ölmüştür.
24 Kasım 1772		38.80	26.70	VIII	6.4	Deprem ve deprem etkisiyle oluşan dalgalar Foça kalesinin 5 kapısını ve camisini tamamen yıktı. Lesbos'ta(Midilli) birkaç ev yıkıldı. Sakız Adası adasında deprem hissedildi, ama bir hasar meydana getirmedi.
3-5 Temmuz 1778	02:30	38.40	26.80	IX	6.4	15 saniye sürmüş ve hemen hemen İzmir'i tamamıyla harap etmiştir. Bazı yerlerde zemin açılmıştır. İki kaptan İzmir'e 18 mil uzaklıktaki Urla'da toprağın yarılıp açıldığını rapor etmişlerdir. Efes'in yakınlarında adı verilmeyen bir dağdan zemin çatlakları rapor edilmiştir. Hasar Seydiköy ve daha batıya doğru yayılmıştır. Toplamda bu depremlerdeki can kaybı 200 kişiden fazladır. 16 Haziran'da İzmir'de hasara yolaçan ön sarsıntıdan sonra en büyüğüdür. Art sarsıntılar ilave zararlar vererek aylarca sürmüştür. Birçoğu İzmir'in güneybatısında daha kuvvetli hissedilmiştir.
13 Ekim 1850	09:23	38.40	27.20	VIII		Batı Anadolu, İzmir, Manisa, Turgutlu, Bayındır, Ödemiş ve Tire'de çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. Kemalpaşa'da yarıklar açılmıştır. Bölgede çeşitli hasarlar olmuştur.
3 Kasım 1862	03:00	38.50	27.90	X	6.9	Deprem Turgutlu Kasabası'ndaki tüm evleri yerle bir etmiş; 280 kişinin ölümüne sebep olmuştur. Çevredeki diğer altı kasabada daha az zarar olmuştur. Afyon Karahisar'da, Isparta bölgesinde ve maksimum 300km uzaklığa kadar hissedilmiştir. 13 Kasım'da meydana gelen art sarsıntıda Afyon Karahisar'daki evlerde çatlaklar oluşmuş; İzmir, Aydın, Nazilli, Denizli ve Sakız Adası ve Midilli adalarında hissedilmiştir.
1 Şubat 1873	01:00	37.75	27.00	IX		Sisam adası, İzmir, Aydın.
29 Temmuz 1880	04:40	38.60	27.10	IX	6.7	İzmir ve Gediz çukurluklarında, Menemen, Bornova, Karşıyaka'da fazla miktarda hasar yapmıştır. İzmir-Turgutlu demiryolu yarıklarla kesilmiştir. Depremin merkezi Menemen civarındadır.
15 Ekim 1883	15:30	38.30	26.20	IX	6.8	Çeşme yarımadasının batı kısmında bulunan bütün köylerde geniş hasarlar olmuştur. İzmir'de hafif hasarlar yapmıştır. 15.000 kişinin öldüğü söylenir.
1 Kasım 1883	38.30	26.30		VIII		İzmir Körfezi ve Çeşme Yarımadasında şiddetli bir deprem olmuş; toprakta yarıklar açılmıştır.

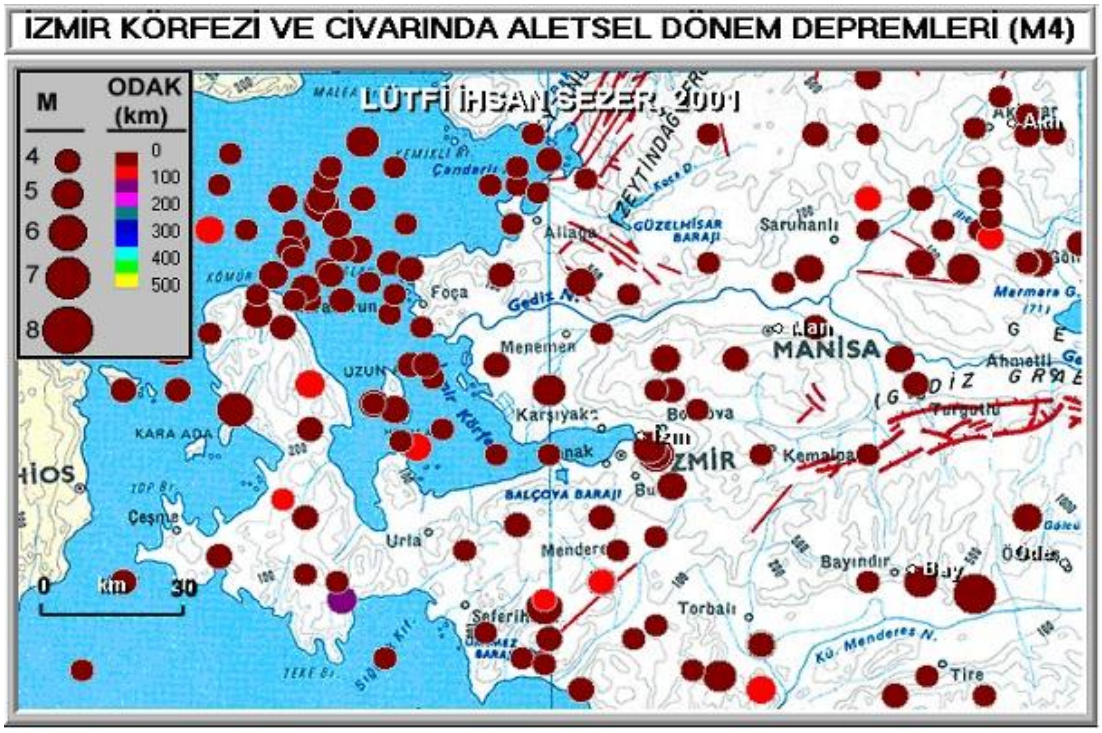


Şekil 2.8. İzmir-Karaburun yöresinde 5,5 M'den büyük (şiddetli) ve 5,5 M'den küçük depremlerin dağılımı (M>4 MS 11 - 08.02.2005) (Sezer, 2005).

Sezer (2001)'e göre; *M.S. 1-2000 yılları arasında* İzmir Körfezi ve civarında meydana gelen magnitüdü 4 ve daha büyük 269 depremin 177'si ise aletsel dönemde kaydedilmiştir. % 95 inin magnitüdü 5.5 M ve daha küçüktür. % 86'sının odak derinliği 0-30 km arasındadır. M.S. 1900-2000 tarihleri arasında olmak üzere 9 kez 5.5 M sınırı erişilip aşılmıştır, yani 9 kez şiddetli deprem olmuştur. Depremlerin episantrları tarihsel dönemdekinin aksine kuzeyde ve kıyı kesimlerinde faylara bağlı toplanma göstermiştir (Şekil 2.9).

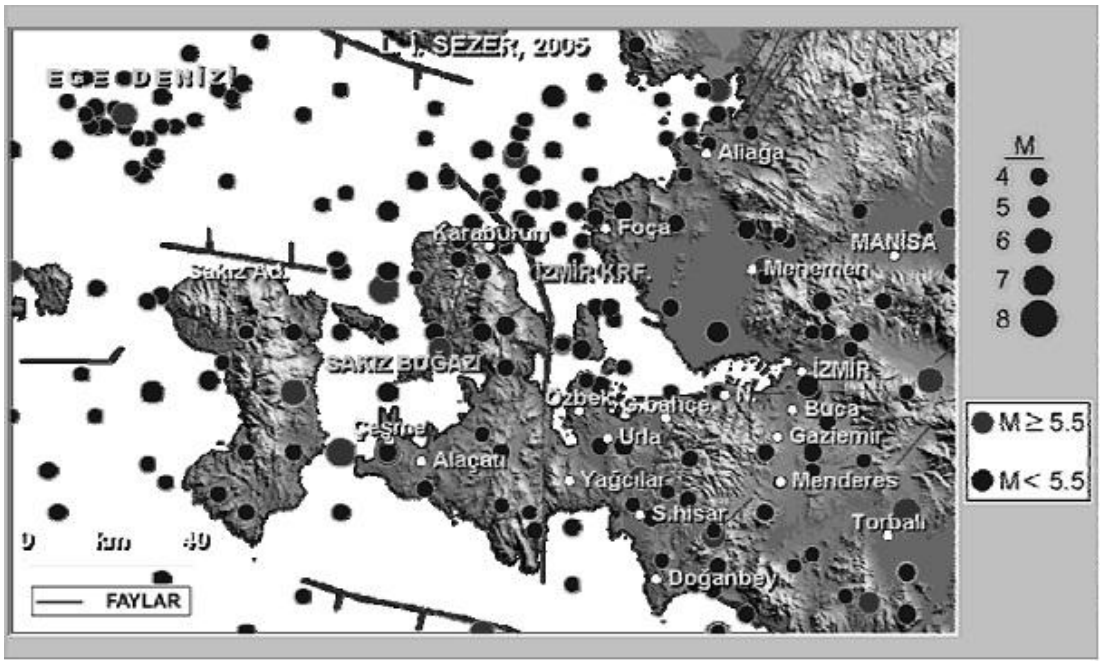
Avşar (2009)'a göre ise; Aletsel dönem, 1900'lerin başından günümüze kadar devam eder. İzmir merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarıçaplı bir daire çizildiğinde aletsel dönemde M>4 olan 13 adet depremin bu daire içine düştüğü görülmüştür (Emre ve diğer., 2005) (Şekil 2.10). Aletsel dönemde oluşan depremlerin % 91'inin odak derinliği 0-33 km arasında olduğu, USGS'nin hazırladığı dünya kabuk haritasına göre (http://www.usgs.gov); Batı Anadolu'daki kabuk kalınlığının 30 km civarında olduğu düşünülürse, Karaburun yöresindeki deprem odak noktalarının büyük bir kısmının kabuk içinde kaldığı saptanmıştır. Aynı görüşe göre; 1950-2000 yılları arasında oluşan depremlerden, odağı 33 km'den daha derin

(astenosferde) olanların oranı, yüzyılın ilk yarısına göre daha yüksektir. Nispeten daha derin odaklı depremler, genellikle İzmir ve Sığacık Körfezleri ile Karaburun Yarımadası, Menemen, Kuşadası-Selçuk civarında ve Sakız Adası çevresinde görülmektedir (Sezer, 2005) (Şekil 2.8).

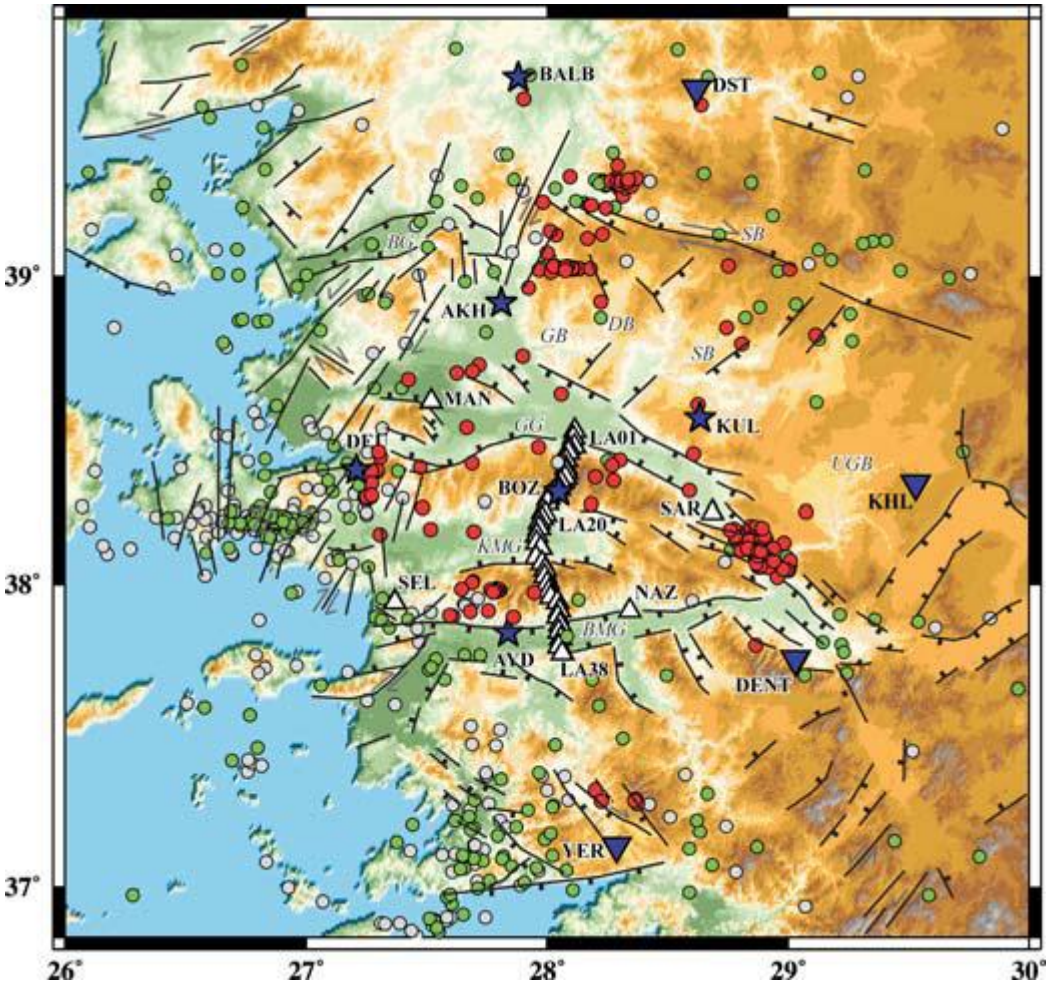


Şekil 2.9 Türkiye'nin diri fay haritasında aletsel dönem depremleri (M≥4 ;M.S. 1900-2000) (Sezer, 2001.).

United States Geological Survey (U.S.G.S.) tarafından internette yayınlanan (http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqstats.html) enerji-deprem büyüklüğüne ilişkin formüllerden yararlanılarak yapılan hesaplara göre, son 100 yıl içinde Karaburun yöresinde meydana gelen M≥ 4 olan 184 depremin, açığa çıkan enerji bakımından 2402 adet 4.0 büyüklüğünde ve 1 adet 7.3-7.4 büyüklüğündeki depreme eşdeğer olduğu, son 100 yıl içinde Karaburun yöresinde meydana gelen 4 ve daha büyük 184 depremle açığa çıkan enerji sayesinde, 1 adet Kocaeli-Gölcük depremi büyüklüğünde bir depremin oluşma ihtimalinin ortadan kalkmış olduğu belirtilmektedir (Şekil 2.10) (Sezer, 2005).



Şekil 2.10. İzmir yakın çevresinde son yüzyılda gelişmiş depremlerin (M>5) diri fay haritası üzerindeki dış merkez dağılımları. Lokasyonlardan 1992 depremi Türkeli ve diğer. (1995), 2003 depremi, (Tan ve Taymaz, 2003; USGS), diğer depremler İDSDMP' den alınmıştır (Emre ve diğer., 2005). Shewhart standart sapma analizine göre, Karaburun yöresinde meydana gelen ve meydana gelebilecek olan, yılların en büyük depremlerinin büyüklüğünün 3,7 M ile 6.1 M arasında olmasının, % 95 olasılıkla normal olduğu, yılların en büyük depremlerinin büyük bir olasılıkla 3.0 M'den küçük, 6,8 M'den büyük olamayacağı açıklanmıştır. Eldeki verilere göre, Karaburun-İzmir yöresinde, M.S. 11-2000 yılları arasında, can ve mal kaybı ile sonuçlanan 34 şiddetli depreme sahne olduğu ve bunun Karaburun yöresinin deprem yönünden oldukça aktif olduğunu gösterdiği kaydedilmiştir.



Şekil 2.11 Kasım 2002-Ekim 2003 arasında Batı Anadolu'daki deprem lokasyonlarını gösteren harita. Hiposantr lokasyonları 3 farklı kategoride sınıflandırılmıştır (Tablo 1). A-B-C sınıf olaylar kırmızı, yeşil ve gri noktalarla gösterilmiştir. Tektonik özellikler Şengör ve diğer. (1985), Şengör (1987), Konak ve Şenel (2002), Şaroğlu ve diğer. (1992) ve Bozkurt (2000)'den düzenlenmiştir. GG:Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni, BG: Bakırçay Grabeni, SB: Simav Baseni, GB: Gördes Baseni, DB: Demirci Baseni, UGB: Uşak-Gürle Baseni. Oklu gri paralel çizgiler doğrultu atımlı hareketi temsil eder. Beyaz üçgenler ve yıldızlar, WASRE ağının kısa-period ve geniş bantlı cihazlarını temsil eder (BALB, KOERI tarafından yönetilen geniş bantlı, DST, KHL, DENT, YER kısa periodlu istasyonlardır) (N. Akyol ve diğer. (2006)'dan düzenlenmiştir).

Tablo 2.2 A-B-C Sınıfı olaylarda parametre değişimleri ve standart sapmalar (Akyol ve diğer., 2006).

Parametre oranı (ort. ± std. sapma)	A-Sınıfı Olaylar	B-Sınıfı Olaylar	C-Sınıfı Olaylar
Ortalama Karekök (s)	0,0-0,7 (0,32±0,17)	0,002-0,0(0,30±0,26)	0,03-1,5(0,36±0,31)
En yakın ist.(km)	0,9-80(25,71±13,85)	2-1,45(49,8±28,16)	4-1,25(48,02±24,47)
Derinlik (km)	2,24-21,96(10,2±3,6)	1,4-42(12,95±8,26)	5-20(8,42±3,64)

Tablo 2.2 devamı A-B-C Sınıfı olaylarda parametre değişimleri ve standart sapmalar (Akyol ve diğer., 2006).

Magnitüd (ML)	2,0-4,6(3,0±0,4)	2,1-5,6(3,2±0,4)	2,4-4,9(3,2±0,3)
Her istasyondaki kayıt sayısı	>8 (toplam 3012)	>7	>7
Olay sayısı	245	231	249

Akyol ve diğer. (2006)'nin Kasım 2002-Ekim 2003 arası Batı Anadolu'da yerleştirdiği 5 geniş bantlı, 45 kısa periyodlu sismik istasyondan ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün sabit istasyonlarından aldıkları verilerle yaptıkları çalışma ile yerel depremlerin hiposantr dağılımları haritalanmış, Batı Anadolu'nun kabuk yapısı hesaplanmıştır. Bu kabuk hızlarından oluşturulan hız modelinde ortalama kıtasal değerlerin altında değerler elde edilmiş, bunların yüksek kabuk ısısı ya da kabuğun poroz basıncındaki akışkanlardan kaynaklanabileceği belirtilmiştir. 725 yerel deprem tespit edilmiş, bunlar üç kategoride toplanmıştır. Batı Anadolu'daki sismik aktivitenin daha önce tespit edilenden daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Hiposantr dağılımları bölgedeki en büyük sismisitenin yaklaşık olarak 10 km derinlikte gerçekleştiğini göstermektedir (Şekil 2.11 ve Tablo 2.2).

BÖLÜM ÜÇ
KULLANILAN YÖNTEMLER ve EKİPMAN

3.1 Konum Belirleme Çalışmaları

Konum belirleme için Humminbird 997c SI Combo isimli GPS aleti kullanılmıştır. Cihazın özellikleri aşağıdaki Tablo 3.1'de yer almaktadır. Navigasyon programı olarak HYDROpro programından yararlanılmıştır. Bu program, Trimble HYDROpro sisteminin Hidrografik çalışmalar kapsamında kullanılan bir navigasyon ve veri değerlendirme yazılımıdır.

HYDROpro sistemi IBM uyumlu PC ortamında çalışmakta olup denizel çalışmalarda kullanılan çok sayıda sisteme bağlanarak karşılıklı veri transferine olanak sağlar.

Tablo 3.1 Humminbird 997c SI Combo GPS cihazının özellikleri

Derinlik Kapasitesi Çift Frekans Modu: Yanal Tarama Modu:	1500 ft (500 m) 150 ft (50 m)
Güç Çıkışı	500 watt (RMS); 4000 watt (pik noktası)
Çalışma Frekansı Çift Frekans Modu: Yanal Tarama Modu:	200 kHz ve 83 kHz 455 kHz / 800 kHz
Kapsama Alanı Çift Frekans: Yanal Tarama Modu:	83 kHz 'de 60° -10 db ve 200 kHz'de 20° -10 dB 455 kHz: (2) 84° -10 dB (180° Toplam Kapsamada) 800 kHz: (2) 70° -10 dB (160° Toplam Kapsamada)
Hedef Ayırma	2 ½ inch (63.5mm)
Güç gereksinimi	10-20 VDC
LCD Ekran	480 V x 800 H; 8" (diagonal) Renk TFT
Transducer	XHS 9 HDSI 180 T
Transducer Kablosu	20 ft (6 m)

3.2 Batimetri Çalışmaları

"Ekosounder sistemleri, deniz tabanı derinliğinin (batimetri) ölçülmesinde kullanılan akustik sistemlerdir. Deniz tabanı derinliğinin, deniz tabanından yansıyan ses dalgalarının varış zamanlarının ölçülmesiyle bulunabileceği ilk kez 19. yüzyılın başlarında ortaya konulmuş, ancak akustik yöntemler, ucuna ağırlık bağlı halat kullanılarak yapılan geleneksel derinlik ölçümlerinin yerini 1920'lerde almış ve rutin olarak kullanılır hale gelmiştir (Çifçi ve diğer., 2005)."

"Günümüzde geniş çapta kullanılan ekosounder sistemlerini tek ışınlı (single-beam) ve çok ışınlı (multi-beam) ekosounderlar olmak üzere iki ana gruba ayırmak mümkündür. Tek ışınlı ekosounderler, tek bir ses dalgası ışını ile geminin altındaki deniz tabanı üzerinde dar bir alanı tarayarak, bu alandan yansıyan ses dalgalarını kaydederler ve tek bir profil boyunca batimetrinin elde edilmesini sağlarlar. Çok kanallı ekosounder sistemleri ise birden fazla ışın huzmesi kullanarak, sadece geminin altındaki batimetrinin değil aynı zamanda geminin her iki yanında uzanan deniz tabanının derinliğinin elde edilmesine olanak tanırlar (Çifçi ve diğer., 2005)" (Şekil.3.1).

3.2.1 Ekosounder Türleri

3.2.1.1 Tek Işınlı (Single-Beam) Ekosounderler

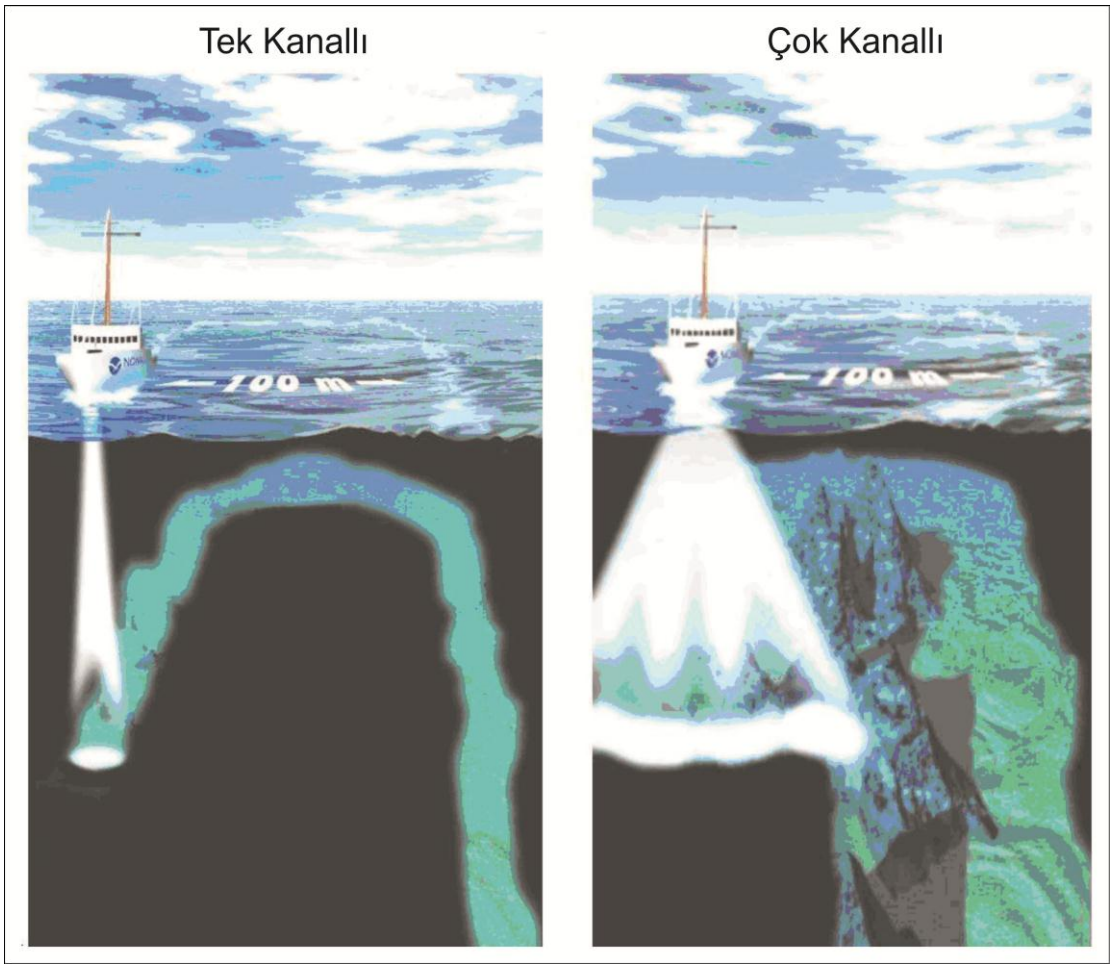
"Geleneksel bir tek ışınlı ekosounder, gemi gövdesine monte edilmiş veya derinden çekilen bir transduserden çıkan ve yansıyarak geri dönen ses dalgası için geçen zamanı kaydeder (Şekil 3.1). Analog kayıtçılarda, elde edilen deniz tabanı derinliği bir grafik kağıt üzerine kaydedilir. Sinyal yayınımının ardından transduserler tarafından algılanan yansımalar (echo) güçlendirilir ve bir grafik kayıtçı üzerinde bulunan termal kağıda çizilir. Sinyal aralığı su derinliğine ve kayıtçının büyüklüğüne göre seçilir. Gemi ilerledikçe, taban profilini çıkarabilmek amacıyla her sinyalden sonra kaydedilen kağıt bir miktar ilerletilir. Dinamik aralık, otomatik kazanç kontrolü yardımıyla artırılarak güçlü sinyallerin genliği

azaltılır ve zayıf sinyaller güçlendirilir. Sayısal sistemlerde deniz tabanı görüntüsü, kayıt kalitesini arttırmak amacıyla daha sonraki veri işlem aşamaları için ayrık olarak disklere kaydedilir (Çifçi ve diğer., 2005)."

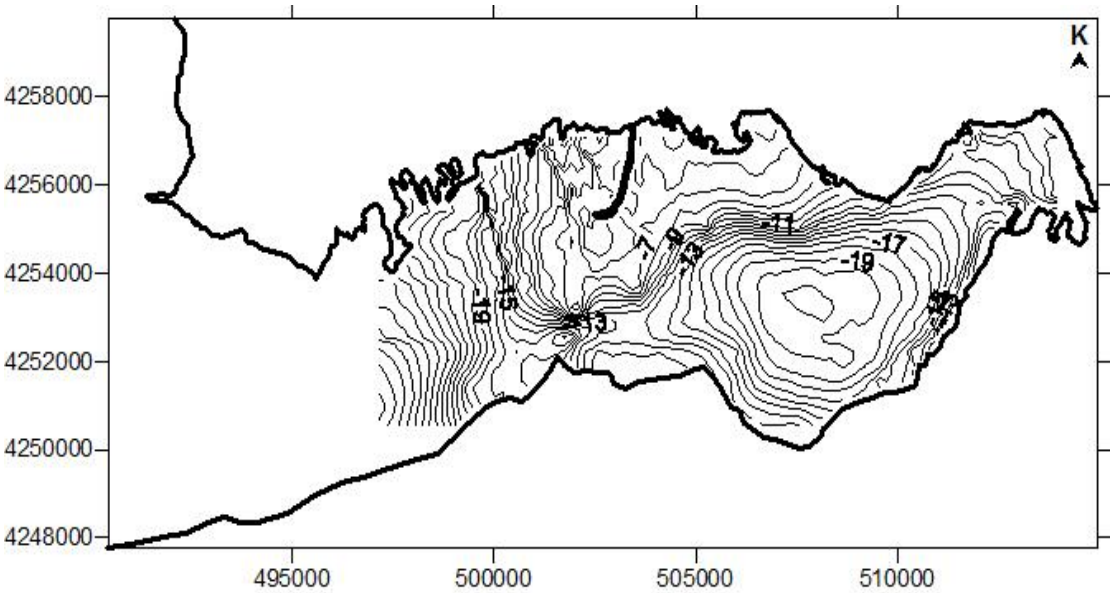
3.2.1.2 Çok Işınlı Tarama (Multibeam Swath) Ekosounderleri

"Çok ışınlı bir sistem, temelde çok kanallı bir ekosounder'den ibarettir. Böyle bir sistem temel olarak araştırma gemisinin rotasına dik bir hat üzerine konumlandırılmış bir dizi transduserin çalışması ve her bir kanalın eş zamanlı olarak kayıt almasından meydana gelmektedir (Şekil 3.1). Sistemde tek (veya ikili) transduser yerine, çok sayıdaki transduserden yayınan çok sayıdaki sinyal kullanılır. Bu sinyaller, geminin her iki yanında yelpaze şekilli bir düzen içerisinde yayınırlar. Çok ışınlı ekosounder sistemleri, düşey düzlemde (gemi rotasına dik düşey düzlem) oldukça geniş bir alanı tarayan, ancak yatay düzlemde oldukça dar bir ışın demeti kullanır. Düşey düzlemdeki toplam ışın demeti genişliği, sistemin toplam tarama alanını da belirleyen önemli bir parametredir ve bu ışın demeti normalde her biri oldukça dar olan birçok ışından oluşmaktadır. Çok ışınlı sistemlerin, tek ışınlılara göre en önemli avantajı, araştırma gemisinin rotası boyunca her iki yandaki deniz tabanının geniş bir alanını tarayarak yüksek doğrulukta veri temin etmesi ve geminin izlemesi gereken profil sayısını azaltarak para ve zaman tasarrufu sağlamasıdır (Çifçi ve diğer., 2005)."

Tez kapsamında batimetri çalışmaları için Triton programından yararlanılmış, buradan alınan deniz suyu derinliklerine göre de Şekil 3.2'de yer alan batimetri haritası oluşturulmuştur.



Şekil 3.1 Tek kanallı ve çok kanallı ekosounder sistemleri (http://www. nauticalcharts.noaa.gov/ mcd/learnnc_surveytechniques.html ’den düzenlenmiştir).



Şekil 3.2 İzmir iç körfez batimetri haritası.

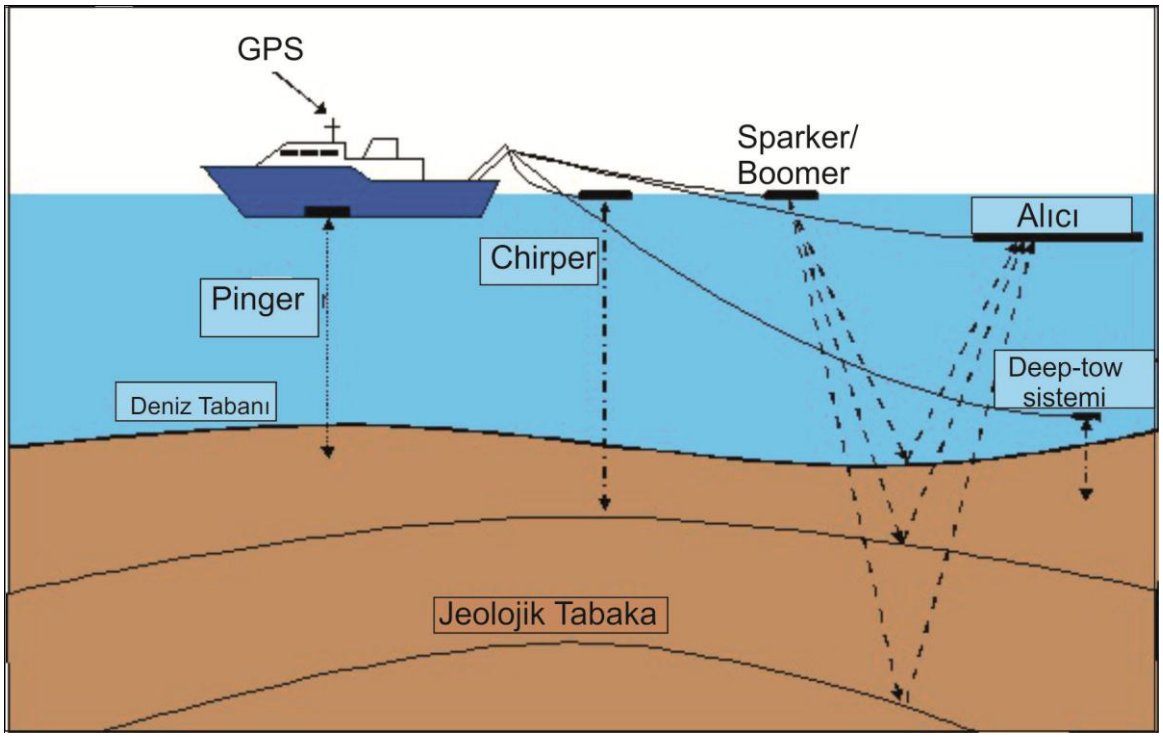
3.3 Yanal Tarama Sonarı

*"Yanal tarama sonarı, geminin rotasının her iki yanında uzanan deniz tabanından yüksek ayrımlı veri temin eden akustik bir sistemdir. Deniz tabanının akustik bir görüntüsünün elde edilmesinde kullanılan en pratik ve önemli yöntem yanal tarama sonarıdır. Sonar ismi, "**SO**und, **NA**vigation and **R**anging" kelimelerinin kısaltılmışı olarak, ilk kez II. Dünya Savaşı sırasında denizaltıların yerlerinin tespiti amacıyla kullanılmaya başlanmıştır. Sistemin çalışma ilkesi, geminin her iki yanına bakan transduserler yardımıyla üretilen yüksek frekanslı (10-500 kHz) ses sinyallerinin, dar ve yelpaze şekilli ışınlar şeklinde yayınmasına dayanmaktadır. Aktif sonar sistemleri, ortama ses sinyalleri de yayarlar ve nesnelerden geri dönen saçılmaları dinlerler (Şekil 3.3). Pasif sistemler ise bir sinyal yaymazlar, ortamda mevcut bulunan sinyalleri dinlerler. Sonar kaydının (sonograf), deniz suyunun homojen olmayan yapısı sonucu deniz suyu içerisindeki düzensizliklerden (heterojenite) en az etkilenmesi için transduserleri taşıyan sonar ünitesi deniz tabanından belirli bir yükseklikte derinden çekilir. Her iki yana (iskele ve sancak taraflarına) bakan transduserler, geminin arkasından belirli bir derinlikten çekilen ve aerodinamik biçime sahip bir balığın (tow-fish) içerisine monte edilmişlerdir. Tow-fish ünitesi kötü hava şartlarında bile çalışmaya müsait bir hidrodinamik yapıya sahiptir. Yine bu özel yapısı nedeniyle geminin salınım hareketlerinden pek fazla etkilenmemektedir. Tow-fish'i çekmekte kullanılan kablonun boyu, çalışma alanındaki su derinliğine ve geminin hızına bağlıdır. Tow-fish'in deniz tabanından olan en uygun yüksekliği, toplam yanal tarama alanının %10-%20'si kadardır. Çok sığ sularda, gemi pervanesi ve diğer gürültülerden kaçınmak için, tow-fish geminin pruvasından çekilebilir (Trabant, 1984). Yansıyan sinyaller, yükseldikten sonra ya grafik olarak çizilerek (analog sistem) ya da sayısal olarak (dijital sistem) kaydedilir. Sinyal, en büyük erim mesafesine kadar her iki yana doğru eş zamanlı olarak yayınırken, merkez nokta (sinyal yayınımının sıfır zamanı), kaydın ortasında bulunur. Grafik kaydın tonu, gelen sinyalin şiddetiyle ilişkilidir (Trabant, 1994). Kaydın doğrudan grafik kağıt üzerine yapılması durumunda, yüksek geri saçınım veren bölgeler (yüksek sinyal genliği) koyu renkli olarak görülürler. Yanal tarama sonarı görüntüsü, sonarın*

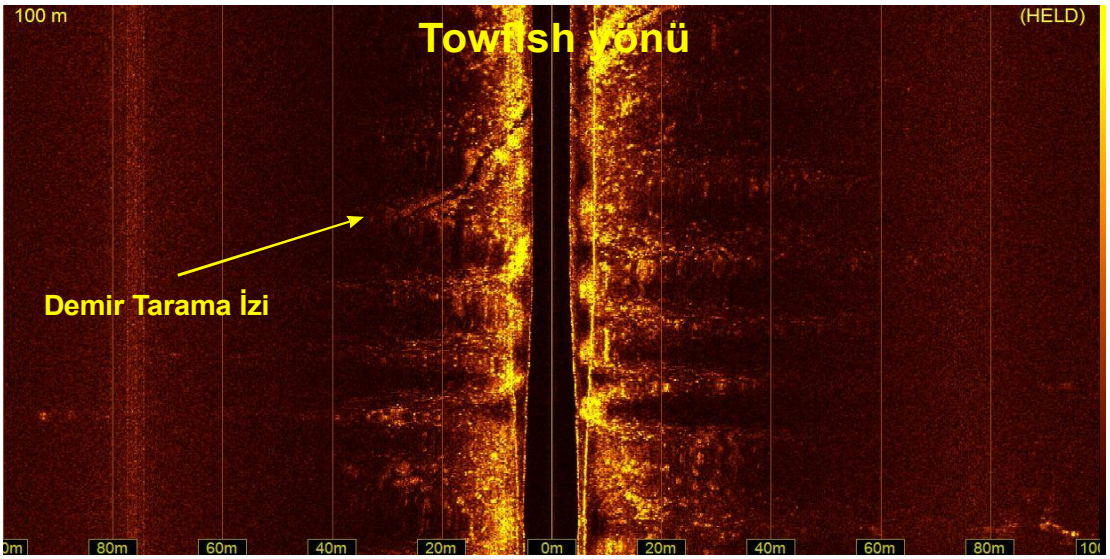
ardı ardına yaptığı taramaların bir araya getirilmesiyle elde edilir. Görüntünün başlama zamanı sonar sinyalinin gönderilme zamanıdır. Aynı transduser hem akustik sinyalleri ürettiği hem de yansımaları algıladığı için, gönderilen dalga da aslında oldukça güçlü algılanan bir sinyal olarak davranacaktır ve bu durum her kanal için görüntünün başlangıcında oldukça koyu bir iz oluşturacaktır. Bundan sonra, sonar sinyalinin su kolonunda yayındığı ve yansıma göndermediği bir zaman dilimi olacaktır. Bu süre, sonar kaydında boş bir alan olarak görünecektir. Su kolonunda sonarın nerede olduğuna bağlı olarak, ilk gelen yansıma su yüzeyinden veya sonarın altındaki deniz tabanından olabilir (Şekil.3.3). Işın yatay düzlemde dar olmasına rağmen düşey düzlemde geniş olduğundan hem deniz yüzeyine hem de tabanına ulaşacaktır (Çifçi ve diğer., 2005)."

"Yanal tarama sonarı sistemleri, deniz tabanındaki nesnelerin ve batimetrik değişimlerin belirlenmesini sağlarlar. Sonografların yorumu sonucunda, jeolojik mostraların, deniz tabanı litolojisindeki değişimlerin, batık gemilerin, denize düşmüş olan uçakların ve petrol boru hatları veya iletişim kabloları gibi deniz tabanında bulunan diğer nesnelerin haritalanması mümkün olmaktadır. Çalışma sırasında birbirine paralel uzanan hatların sonar kayıtlarının küçük bir kısmının birbirinin üzerine çakışması sağlanır (overlap). Bu şekildeki veri toplama yöntemi ile, birbirine çok yakın bu hatların sonar kayıtları yan yana getirilerek çalışma alanında deniz tabanının tamamının bir görüntüsü elde edilir. Bu tür görüntülere sonar mozaiği adı verilmektedir (Çifçi ve diğer., 2005)."

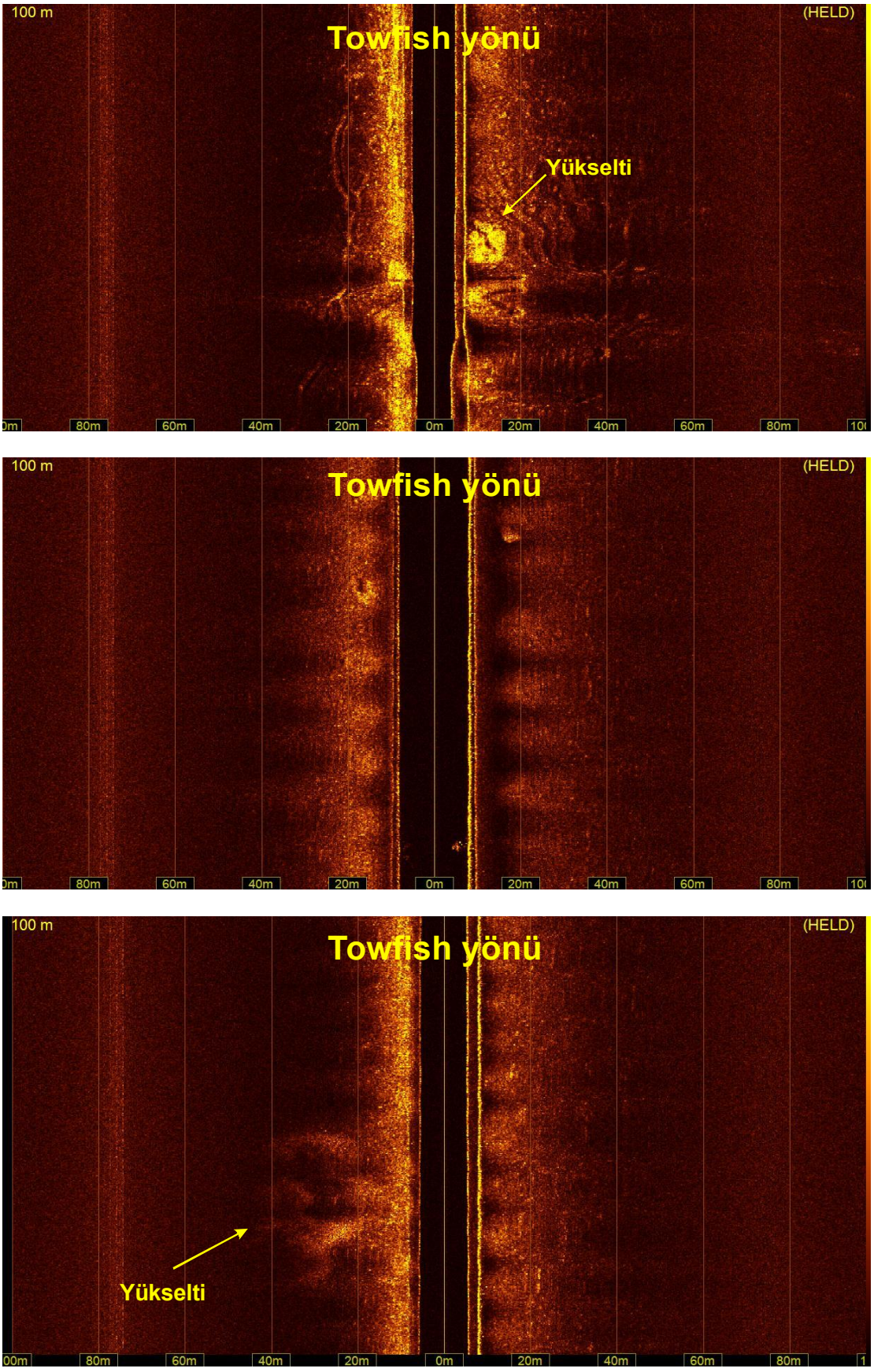
Tez kapsamındaki çalışmalarda Imagenex Yellow Fin yanal taramalı sonar sistemi kullanılmıştır. Yanal taramalı sonarda sancak ve iskeleden 100m'lik taramalar, 260 kHz çalışma frekansı ile 2.2ºx75º düşey tarama açısı ile yapılmıştır. Yanal tarama sonar profillerine ait bazı kayıtlar ve tüm profiller kullanılarak oluşturulan sonar mozaik haritası Şekil 3.4'te görülmektedir. Bazı sonar kayıtlarının alınması sırasında sorun yaşandığı için kesitlerin sol tarafından hatalı görüntü oluşmuştur. Bu nedenle Şekil 3.4'te hata olan kesitlerin sol tarafı gölgelendirilerek verilmiştir. Bunun yanında bu sonar kayıtları ile sismik yansıma kayıtlarının korelasyonu açısından bazı kesitler için birlikte inceleme yapılmıştır. Şekil 3.6'da da görüldüğü gibi özellikle



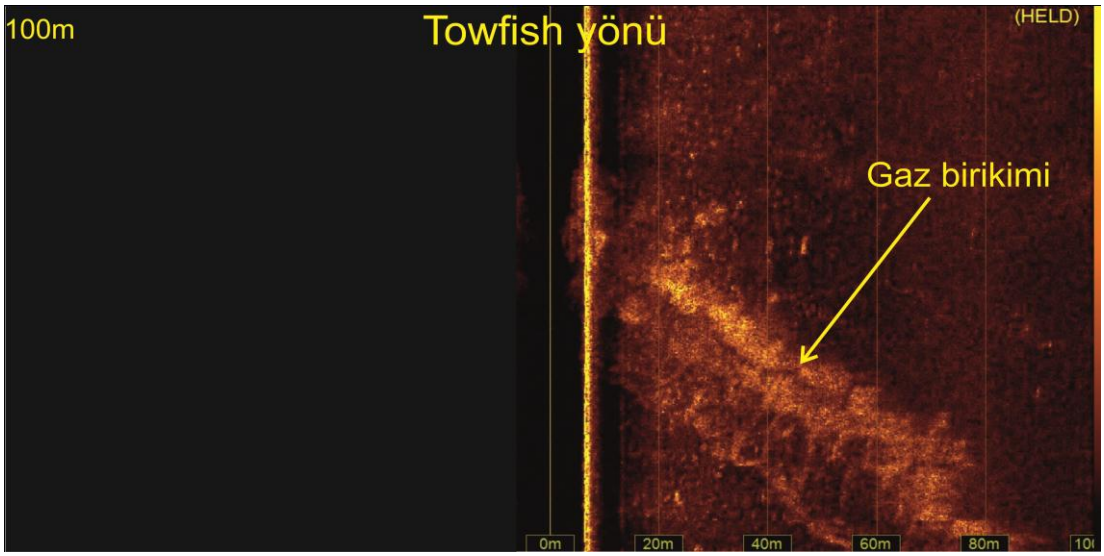
Şekil 3.3 Yanal Taramalı Sonar sistemi çalışma mekanizması (http://priabroy.files.wordpress.com/2010/10/tech_sbp_clip_image002.gif)

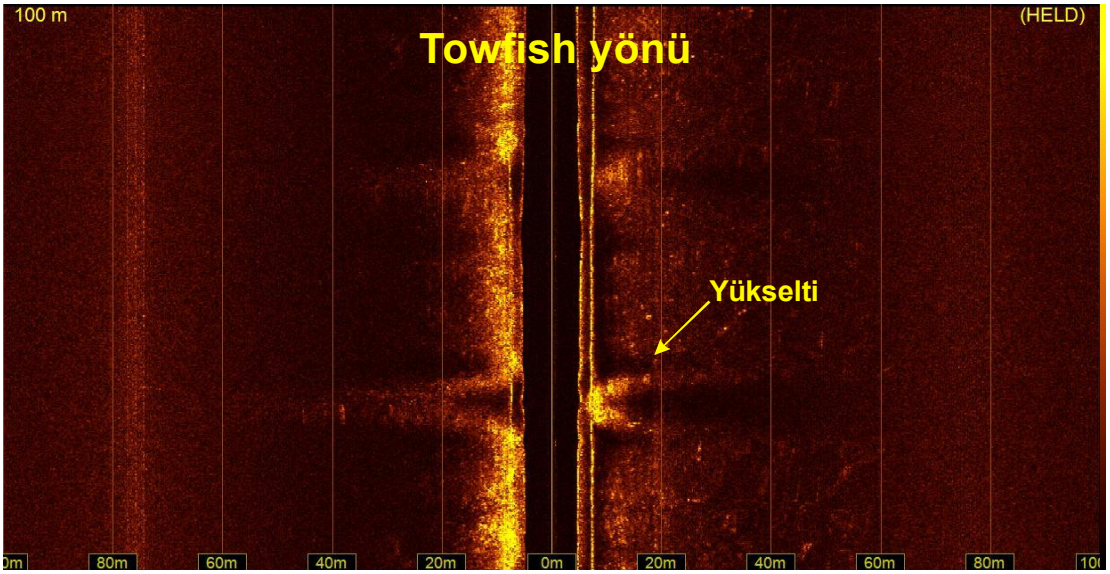


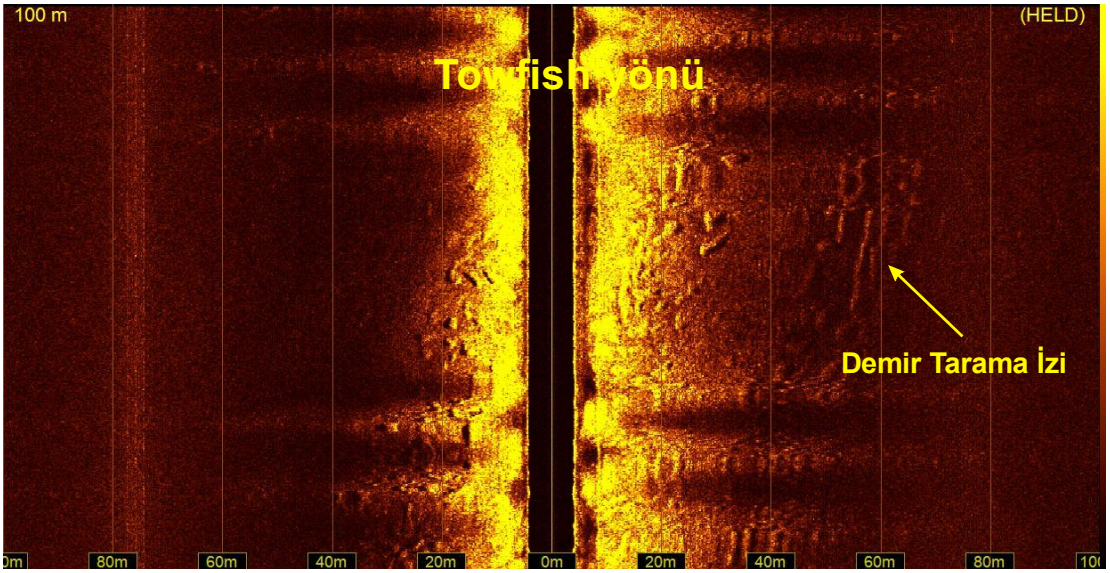
Şekil 3.4 Çalışmada bazı profillere ait sonar kayıtları ve tüm profiller kullanılarak oluşturulmuş mozaik haritası



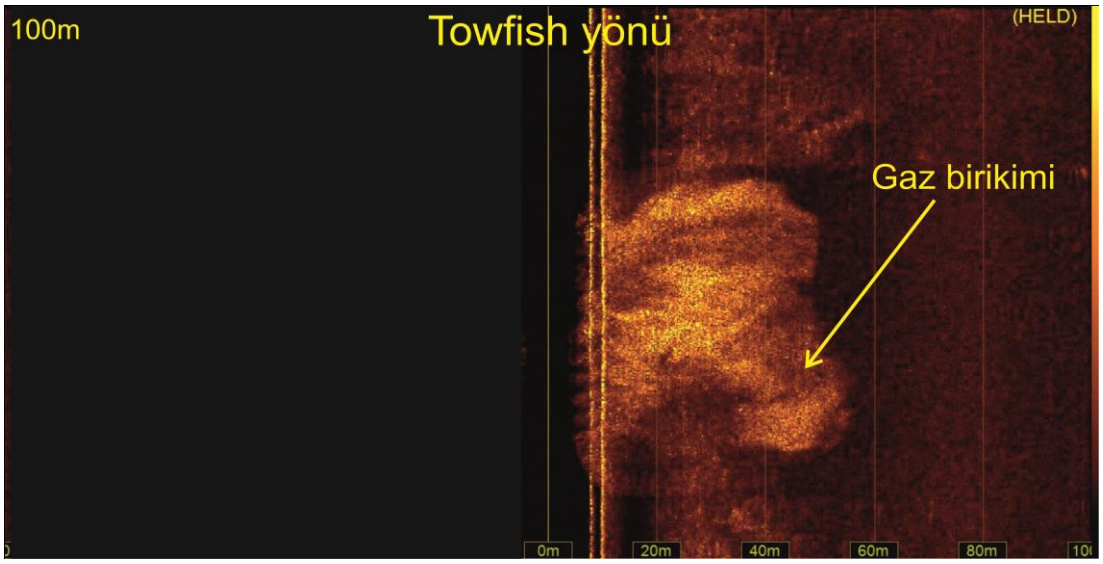
Şekil 3.4 Devamı

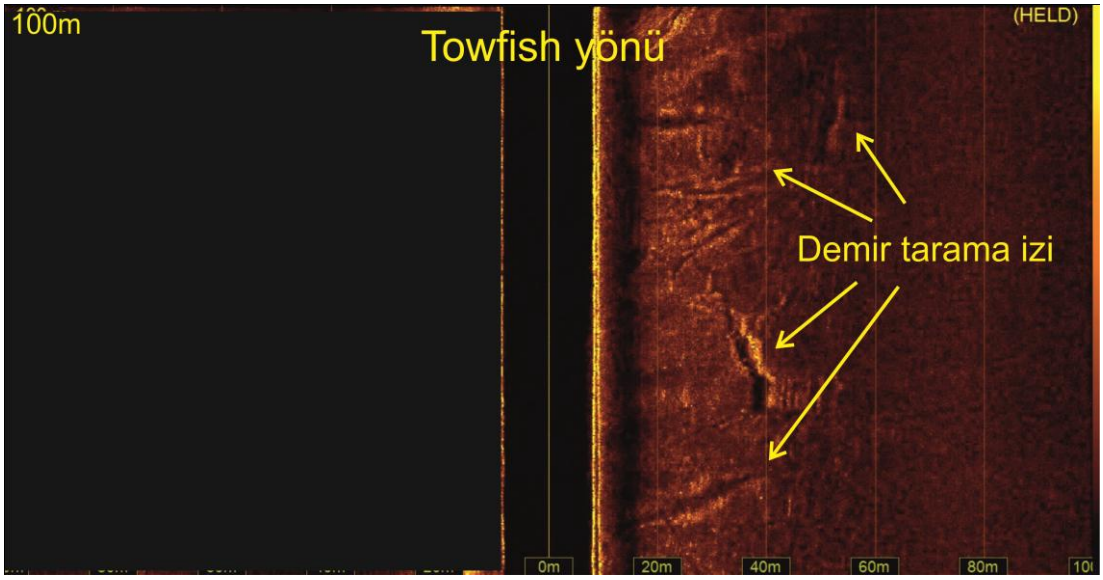


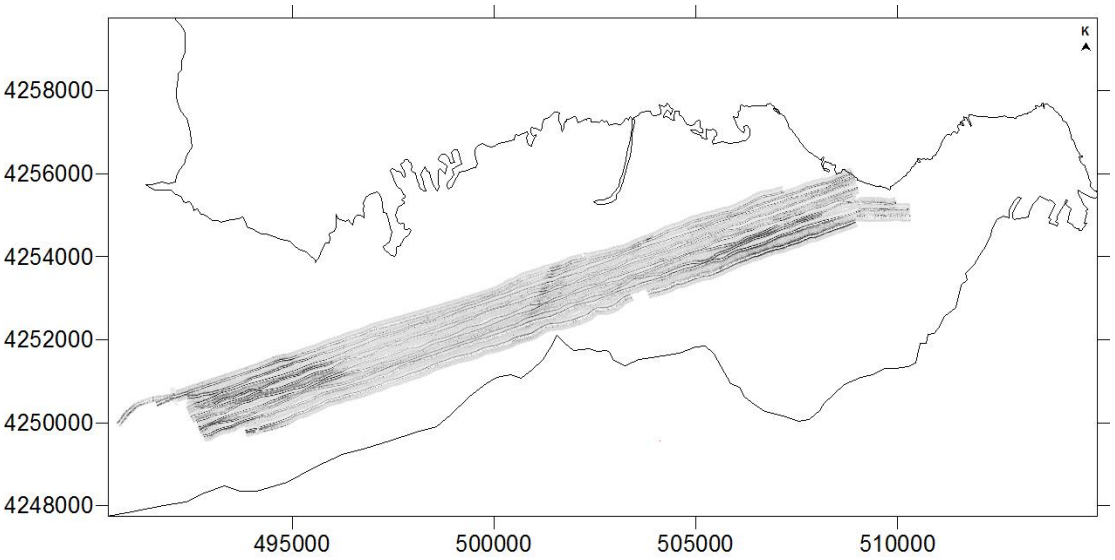




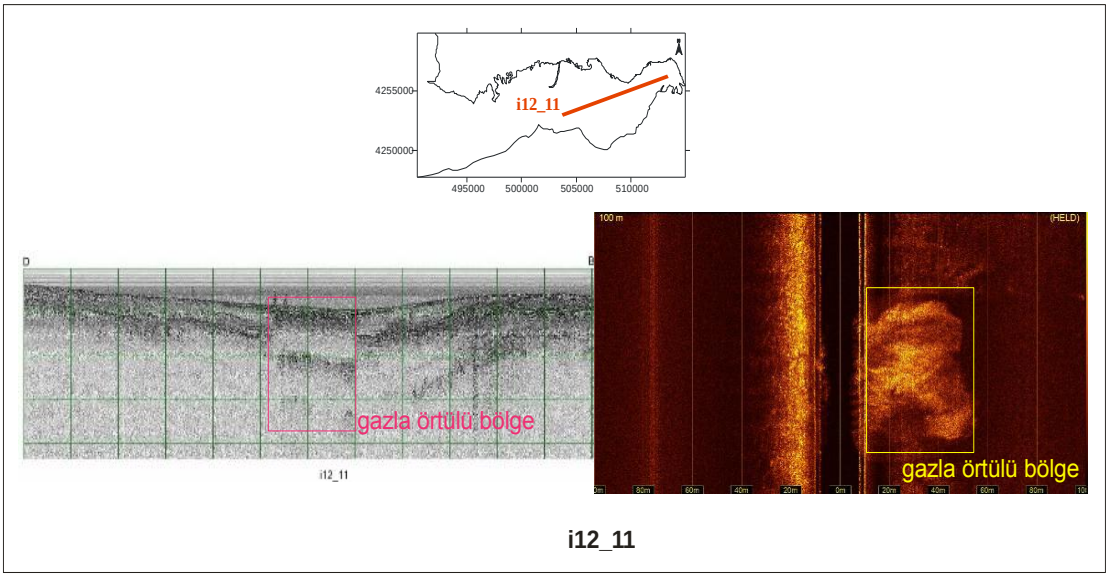
Şekil 3.4 Devamı

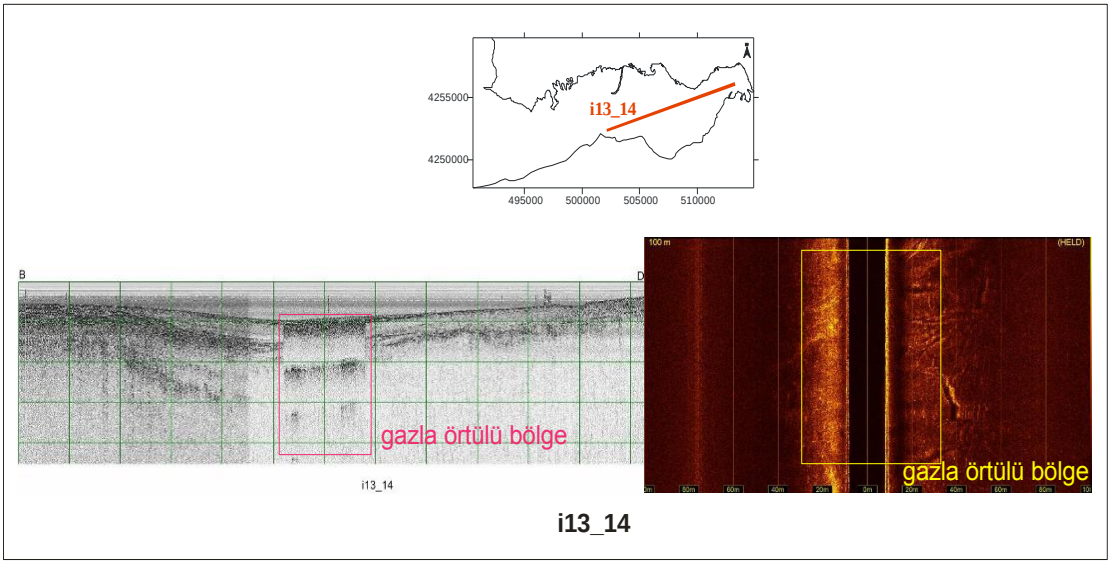


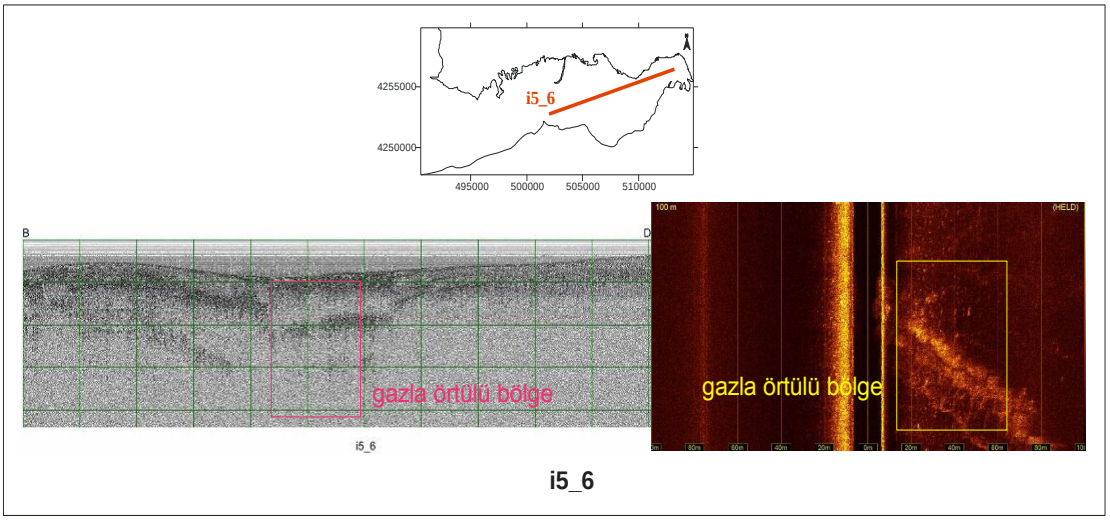




Şekil 3.4 Devamı







Şekil 3.5 Karşılaştırmalı sismik ve sonar profilleri

kesitlerdeki gaz birikimlerinin yoğun olarak gözlendiği bölgeler hem sismik yansıma hem de yanal taramalı sonarında uyum göstermektedir.

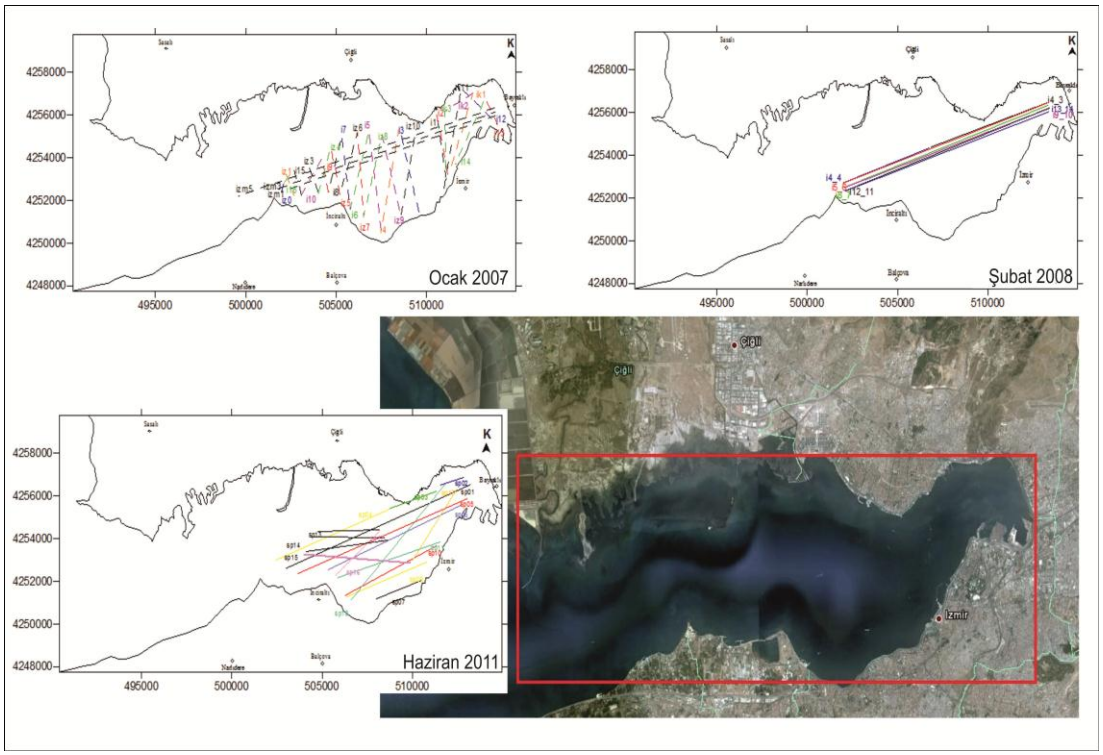
3.4 Yüksek Ayrımlıklı Sığ Sismik Çalışmalar (3.5 kHz)

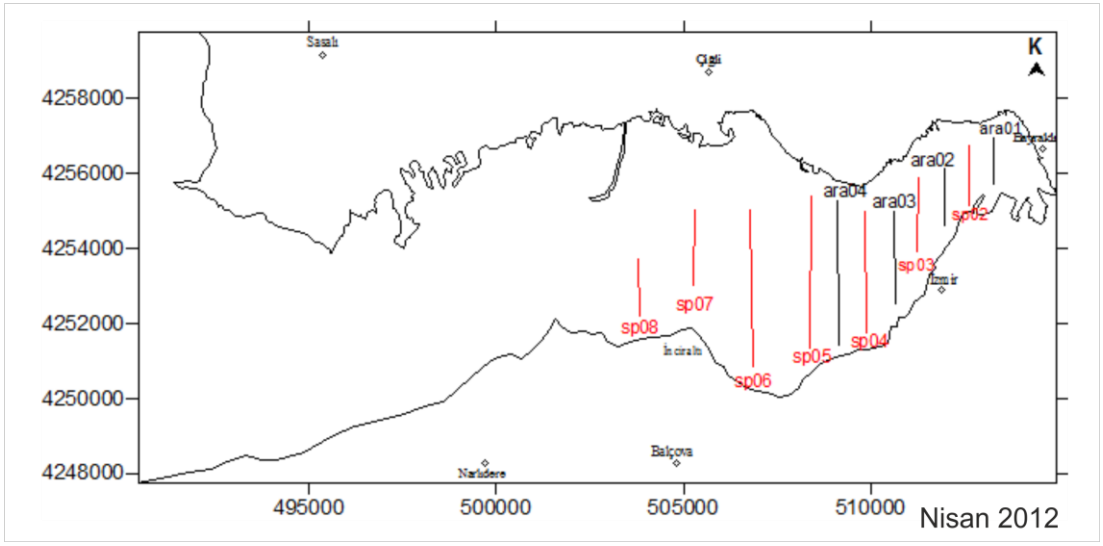
Yüksek ayrımlıklı sığ sismik çalışmalar ile deniz tabanının altındaki jeolojik yapıların akustik özelliklerine bağlı olarak görüntülenmesi sağlanabilmektedir. Bu çalışmalardan elde edilen verilerle bölgedeki aktif tektonik değişimler, morfolojiyi etkileyebilecek değişimler, akustik engellemelerin (olası su ve gaz çıkışları gibi) tespiti mümkün olmaktadır.

Bölgede Ocak 2007'de yapılan sığ sismik çalışmalarda toplam 154km, Şubat 2008'de ise toplam 126km sismik hat atılmıştır. Bu çalışmalarda Seabed Model 3010 MP model yüksek ayrımlıklı sismik sistem ve Triton veri iyileştirme sistemi kullanılmıştır. Gidiş-geliş zamanı (Two Way Travel Time-TWT) olarak ¼ saniye seçilmiştir. Sismik profilleri ve çalışma bölgesini gösteren yer bulduru haritası Şekil 3.6d'de, profillerin başlangıç ve bitiş koordinatları da Tablo 3.2'de yer almaktadır.

Ayrıca Haziran 2011 ve Nisan 2012'de yapılan çalışmalarda da atılan toplam sismik hat uzunluğu 95km'dir ve bu çalışmalarda da 1000 J'lük sparker sistemi kullanılmıştır, sistem özellikleri şu şekildedir:

Güç: 4kV & 3.2 KV DC
Güç Seçenekleri: 160, 250, 500, 750, 1000, 1300, 1500 ve 2000 J
Alıcı Kablo Uzunluğu: 17 m
Kanal Sayısı: 1
Bir Kanaldaki Hidrofon Sayısı: 12





Şekil 3.6 Çalışma bölgesi ve tez kapsamında atılan sismik profilleri gösteren yer bulduru haritası

Tablo 3.2 Profil Koordinatları

Profil İsmi	Başlangıç Koordinatı	Bitiş Koordinatı
i4_3	513275.872D 4256471.84K	506855.6D 4254359.9K
i4_4	506722.53D 4254325.6K	501985.29D 4252672K
i5_6	501985.29D 4252672K	513277.5D 4256449.6K
i8_7	513318.56D 4256332.6K	502059.11D 4252467.6K
i9_10	502059.11D 4252467.6K	513402.26D 4256195.5K
i12_11	513402.26D 4256195.5K	502110.5D 4252322.1K
i13_14	502113.85D 4252320.6K	513362.64D 4256062.1K
i16_15	513365.38D 4255986.9K	506432D 4253671.1K
i16_15_1	506310.13D 4253629.9K	502248.91D 4252161.4K
i17_18	502248.91D 4252161.4K	513427.4D 4255857.9K
i20_19	513427.4D 4255857.9K	502937.64D 4252285K
i21_22	502937.64D 4252285K	509524.11D 4254493K
i23_22	513775.43D 4256099.6K	509799.27D 4254527.4K
i1	511069.14D 4252993.4K	510545.1D 4256114.7K
i2	510545.1D 4256114.7K	511252.7D 4252916.5K
i3	509562.18D 4251465.3K	508483.74D 4255402.17K
i4	508483.74D 4255402.1K	507487.45D 4250609.3K
i5	507487.45D 4250609.3K	506806.84D 4255249.6K
i6	506806.84D 4255249.6K	505769.87D 4251586.2K
i7	505769.87D 4251586.2K	505313.47D 4255029.5K
i8	505313.47D 4255029.5K	504569D 4252384.2K
i9	504569D 4252384.2K	504201.4D 4253935K

Tablo 3.2 Devamı

Profil İsmi	Başlangıç Koordinatı	Bitiş Koordinatı
i10	504201.4D 4253935.4K	503065.25D 4252242.9K
i11	510944.87D 4252585.6K	511917.67D 4257252.1K
i12	511917.67D 4257252.1K	513909.71D 4255564.7K
i13	513909.72D 4255564.7K	513238.41D 4256791.53K
i14	513238.4D 4256791.5K	511597.79D 4253717.7K
i15	503065.25D 4252242.9K	502663.88D 4253436.5K
i16	502663.88D 4253436.5K	501861.65D 4252583.5K
ik1	511387.69D 4253650.7K	512570.03D 4257019.6K
ik2	512566.54D 4257017K	511005.71D 4256183K
ik3	511005.71D 4256183K	511069.14D 4252993.4K
iz0	501978.96D 4252390.5K	502245.28D 4253172.5K
iz1	502245.28D 4253172.5K	502681.3D 4252234.8K
iz2	502681.3D 4252234.8K	502475.31D 4252143.42K
iz3	503544.97D 4253520.1K	504026.2D 4252311.9K
iz4	504028.24D 4252309.3K	504718.36D 4254466.2K
iz5	504718.36D 4254466.2K	505217.81D 4252269.7K
iz6	505217.81D 4252269.7K	506186.59D 4255189.2K
iz7	506186.59D 4255189.2K	506530.71D 4251236.5K
iz8	506530.71D 4251236.5K	507529.55D 4255070.3K
iz9	507529.55D 4255070.3K	508592.76D 4251234.8K
iz10	508592.76D 4251234.8K	509435.23D 4255365.3K
iz11	509435.23D 4255365.3K	510466.71D 4252208.8K

Tablo 3.2 Devamı

Profil İsmi	Başlangıç Koordinatı	Bitiş Koordinatı
izk1	502475.31D 4252143.4K	502030.59D 4253070.7K
izk2	502030.59D 4253070.7K	502422.89D 4253232.4K
izk3	502426.97D 4253232.8K	502647.84D 4252228.5K
izm1	513787.76D 4255949.7K	501978.96D 4252390.5K
izm3	501861.65D 4252583.5K	513766.52D 4256125.3K
izm5	513746.69D 4256325.24K	499597.12D 4252207.04K
ik_sp01	503005.76D 4252609.1K	513212.8D 4256547.2K
ik_sp02	512839.9D 4256852.5K	511542.57D 4256483K
ik_sp03	511300.69D 4256192K	508741.62D 4255407.5K
ik_sp04	508652.51D 4255350.3K	502428.93D 4252982K
ik_sp05	503664.16D 4252344K	513035.09D 4255899.3K
ik_sp06	512679.81D 4255544.1K	505342.49D 4252505.9K
ik_sp07	508014.55D 4251180.2K	510436.76D 4252024.5K
ik_sp09	510777.53D 4252885.4K	506362.92D 4251260.3K
ik_sp10	506270.36D 4251333.1K	511321.34D 4253657.6K
ik_sp11	511517.1D 4253826.1K	505891.01D 4252142.8K
ik_sp12	505742.74D 4252289.5K	508150.35D 4254326.7K
ik_sp13	508172.64D 4254417.7K	504756.73D 4254314.2K
ik_sp14	504328.55D 4254086.5K	508445.7D 4254029.1K
ik_sp15	508602.55D 4253897.2K	504097.84D 4253402.9K
ik_sp16	503976.26D 4253278.2K	509827.43D 4252864.3K
ik_sp17	509991.9D 4252981.2K	512443.65D 4256327.9K

Tablo 3.2 Devamı

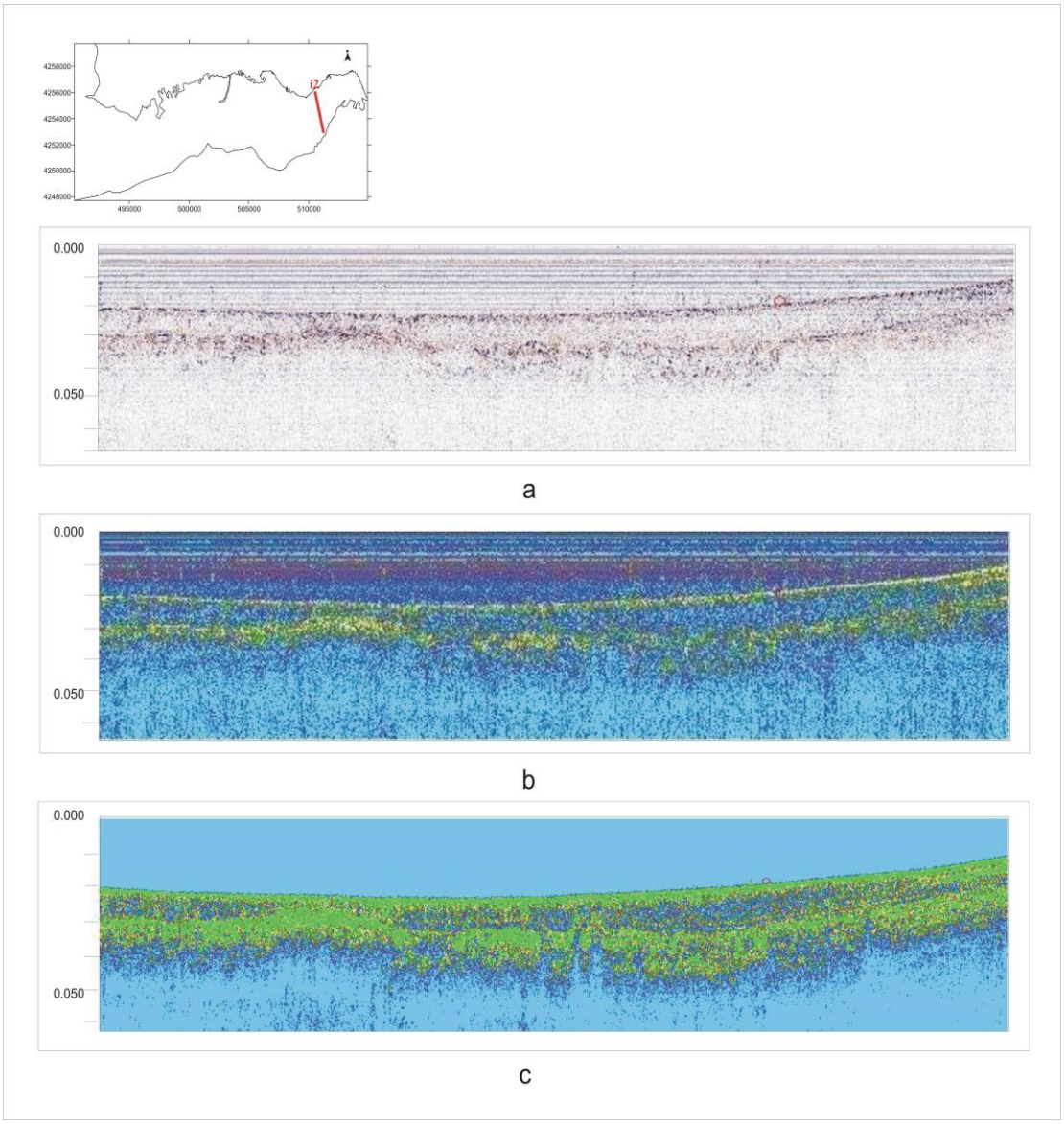
Profil İsmi	Başlangıç Koordinatı	Bitiş Koordinatı
ik_sp18	511797.89D 4256522.6K	506598.97D 4251154.3K
ik12-ara01	513273.8D 4255730.37K	513293.24D 4256926.94K
ik12-ara02	511958.52D 4256120.22K	511965.99D 4254616.28K
ik12-ara03	510611.88D 4254992.35K	510651.61D 4252521.65K
ik12-ara04	509126.419D 4255285.78K	509144.04D 4251439.45K
ik12-sp02	512621.22D 4256724.71K	512632.43D 4255151.73K
ik12-sp03	511244.4D 4253937.3K	511272.8D 4255877.28K
ik12-sp04	509893.1D 4251732.71K	509835.5D 4254988.31K
ik12-sp05	508379.89D 4251320.2K	508397.98D 4255379.71K
ik12-sp06	506757.45D 4255035.5K	506843.46D 4250841.86K
ik12-sp07	505260.11D 4253006.98K	505284.88D 4255017.4K
ik12-sp08	503811.31D 4252209.41K	503780.005D 4253717.93K

BÖLÜM DÖRT
UYGULAMALAR

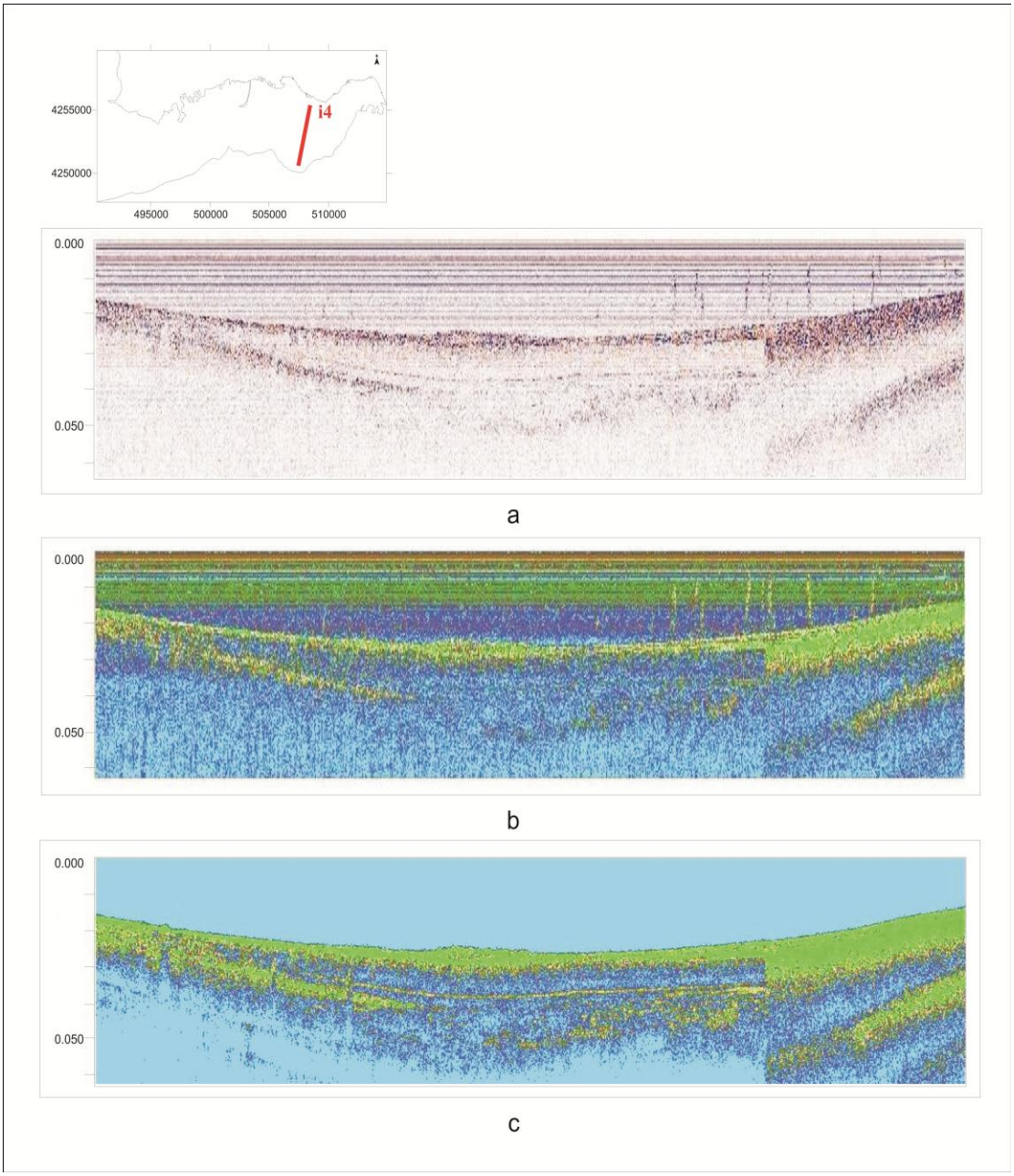
Ocak 2007 ve Şubat 2008'de yapılan çalışmalara ait bazı sismik kesitlere veri işlem için Promax programı kullanılarak F-K filtresi ve bantgeçişli filtre uygulanmıştır. F-K filtresinde 2B Fourier spekturumu alınıp istenmeyen alanlar bir poligonla işaretlenmiş, bu poligonun içerisi 0 (sıfır) ile çarpılıp Ters Fourier Dönüşümü alınmış, böylece veride istenmeyen kısımlar atılmıştır. Ayrıca verilere 3.0-5.0 kHz aralığını geçiren bir bantgeçişli süzgeç uygulanmıştır. Bu süzgeç, yatay görünen 1500 ve 2500 Hz deki yüksek genlikli gürültüyü yok etmiştir. Ardından da AGC genlik kazanımı uygulanmıştır. Şekil 4.1'de i2, i4, i6, i8, ik1 ve izm3 sismik kesitlerine ait ham kesit (a), sismik kesitin zarfı (b) ve veri işlem uygulanmış ve mute işlemi yapılarak gürültüler atılmış şekli yer almaktadır.

Haziran 2011'deki çalışmada sparker sistemi kullanılarak alınmış sismik kesitlerde ise iz uzunluğu 500ms alınarak öncelikle mute, ardından gürültülerin (spike) atılması için surgical mute uygulanmıştır. Bunlardan sonra bant geçişli süzgeç (80-800 Hz) ve AGC genlik kazanımı (100 ms) uygulanmıştır. Son adım olan sabit hızlı migrasyondan sonra da kesitlerin veri işlem sonrası son hali elde edilmiştir.

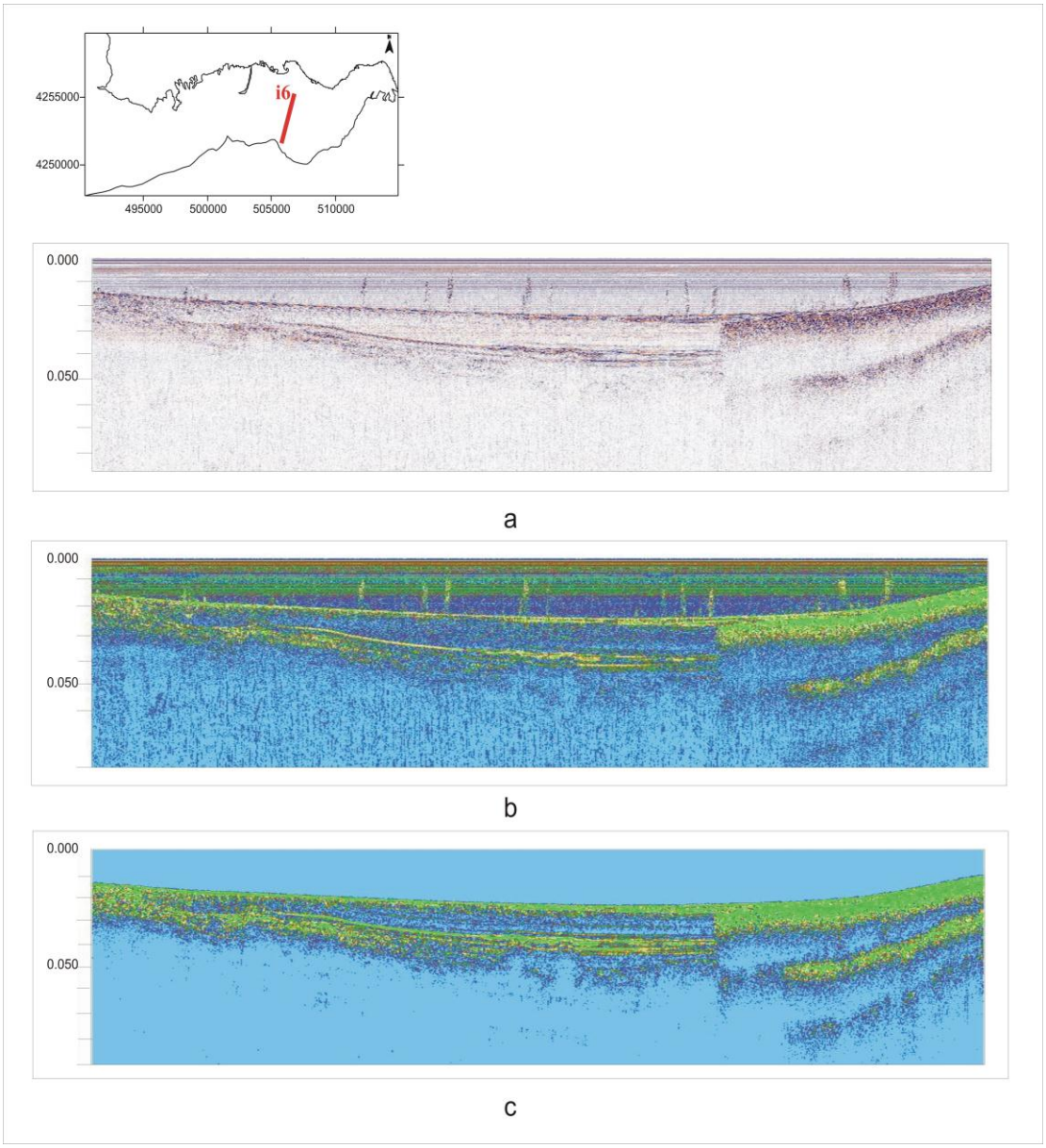
Çalışma kapsamında stratigrafik olarak Sismik A birimini üç boyutlu görüntülemek için Rockworks programı kullanılmıştır. Bir jeoloji programı olarak kullanılan Rockworks programında sondaj kuyularına ait veri girişleri ile stratigrafik model oluşturulabilirken sismik kesitler üzerinde belirli aralıklarla kalınlıklar ölçülmüş, bunlar sondaj kuyusu gibi düşünülerek katman kalınlık ve lokasyon bilgileri girildikten sonra stratigrafik model oluşturulmuştur. Bu programda çizilen stratigrafik modeller Şekil 4.2'de görülmektedir. Bu model incelendiğinde de İzmir Körfezi'nin Seferihisar yükselimi ile Nifdağı yükselimi arasındaki çöküntü alanında geliştiği net bir şekilde görülebilmektedir.



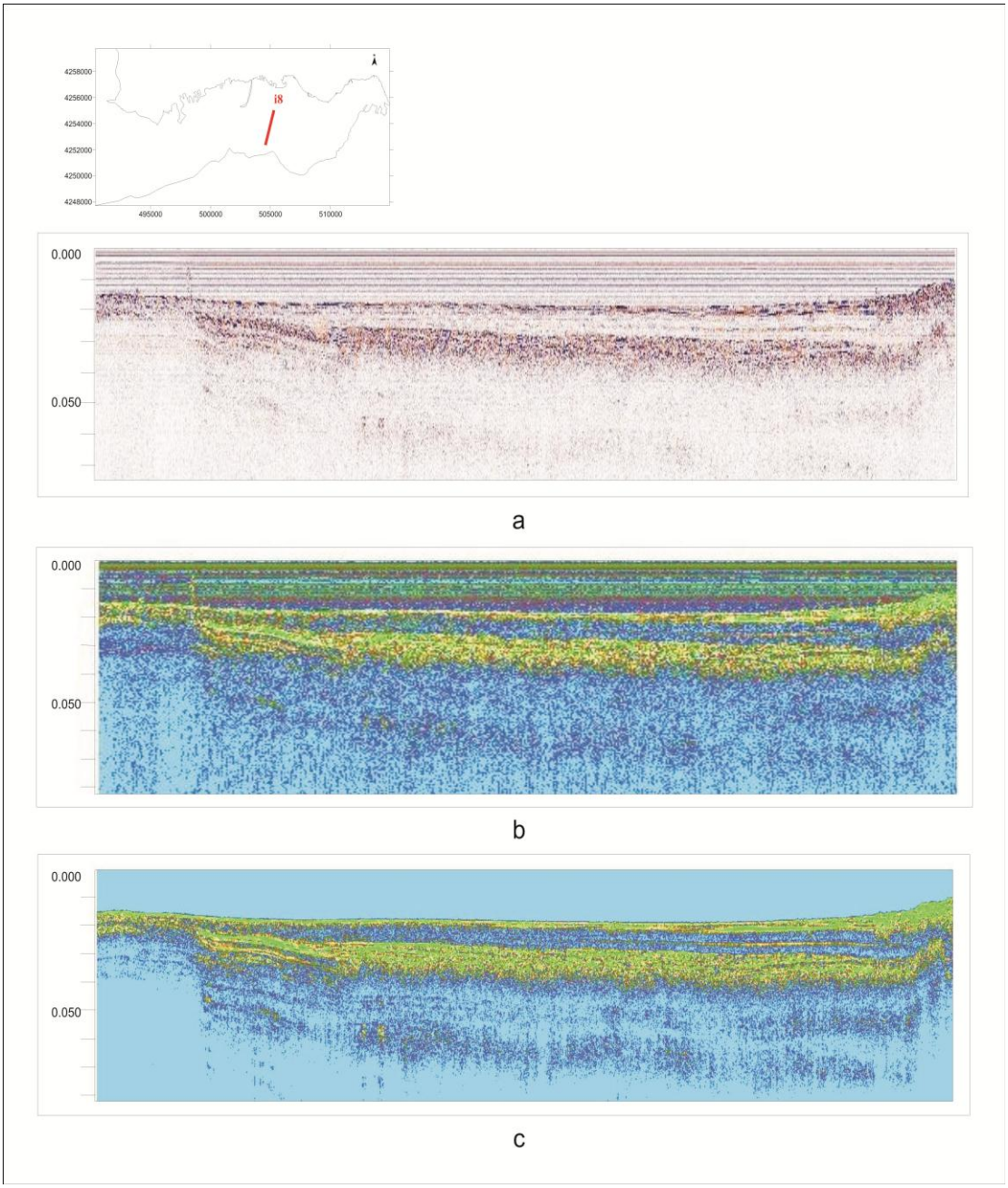
Şekil 4.1 **a)** Ham Sismik Kesit **b)** Kesitin Sismik Zarfı **c)** Veri işlem ve mute işlemi uygulanmış sismik kesitler



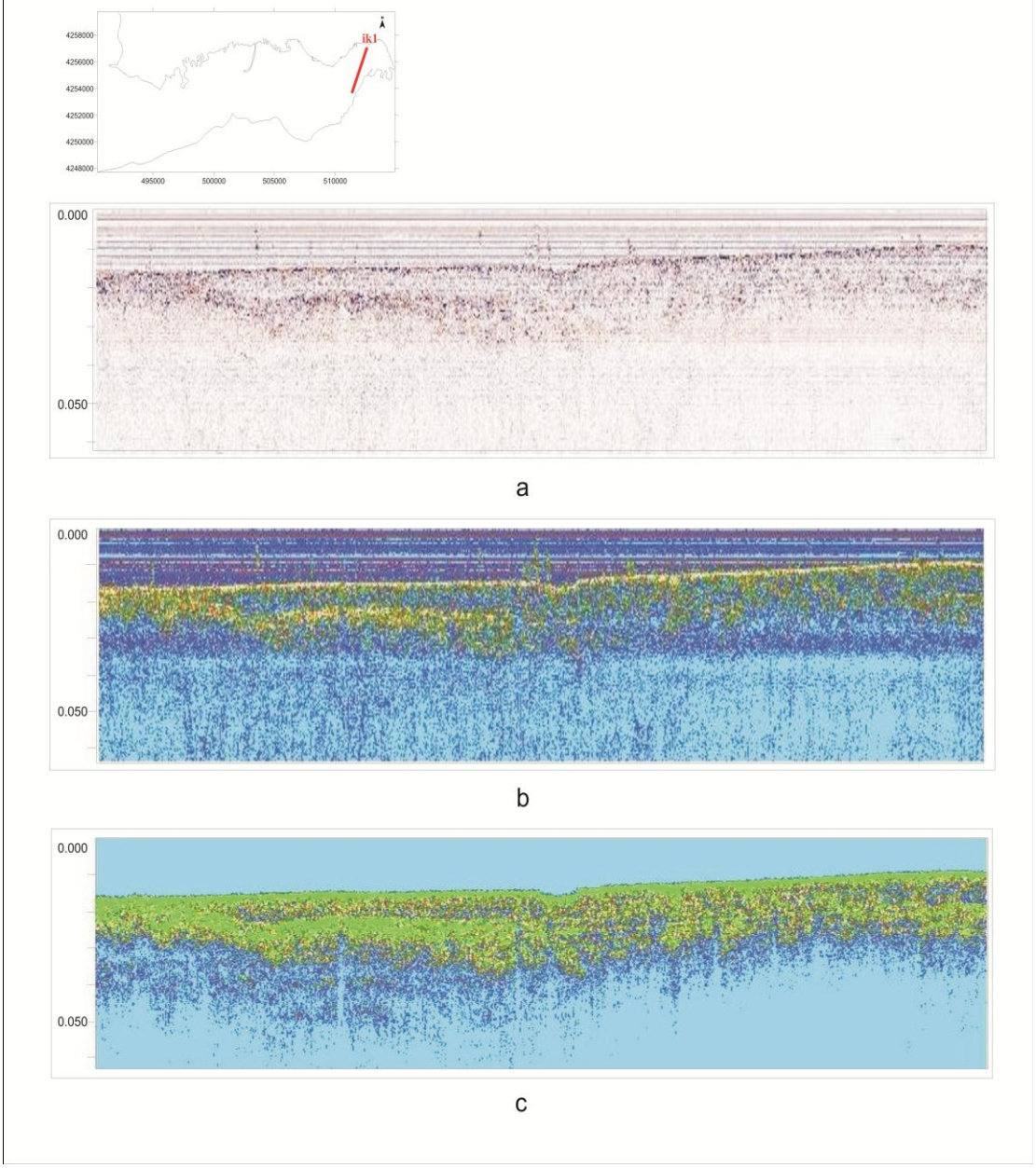
Şekil 4.1 Devamı



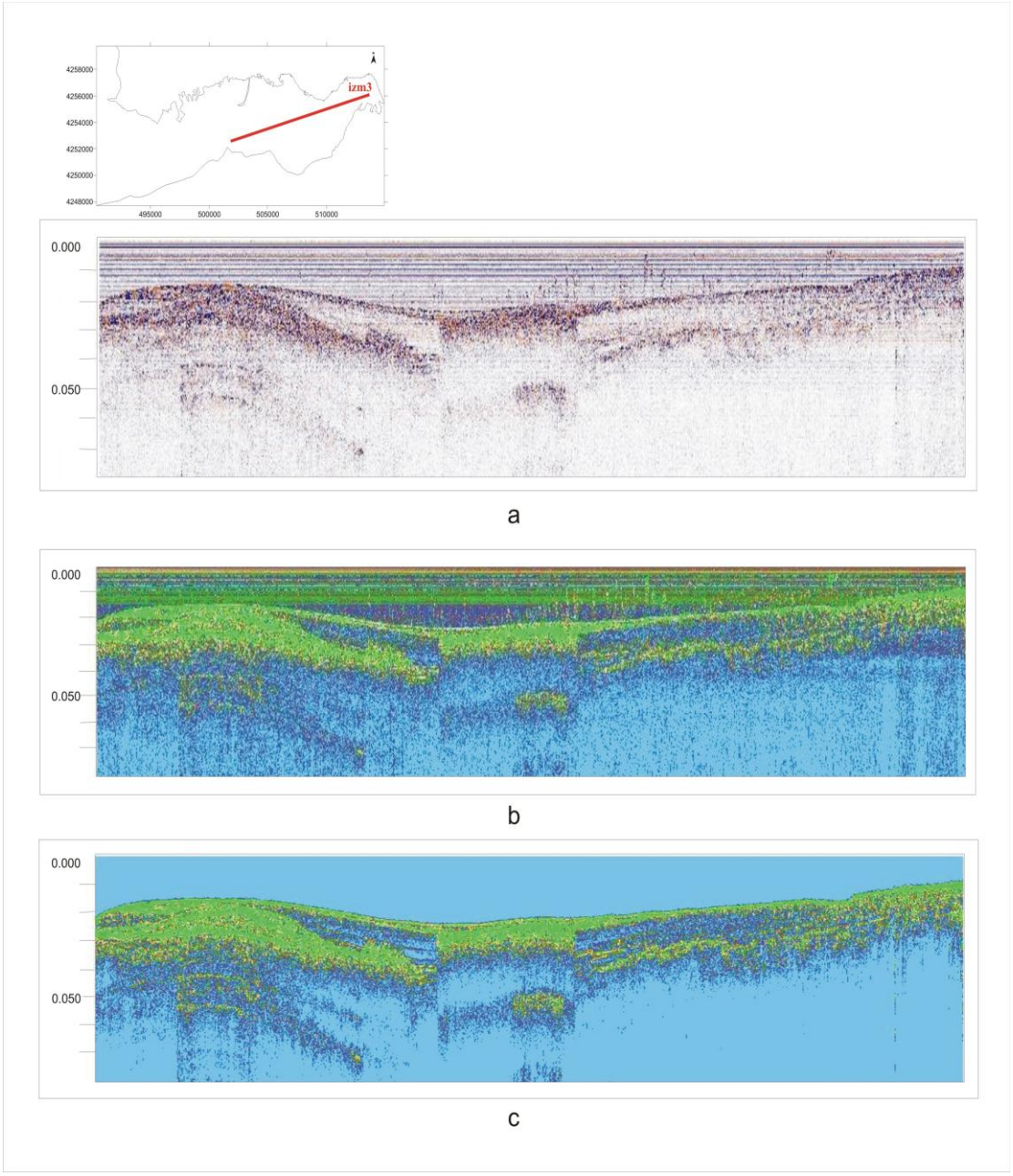
Şekil 4.1 Devamı



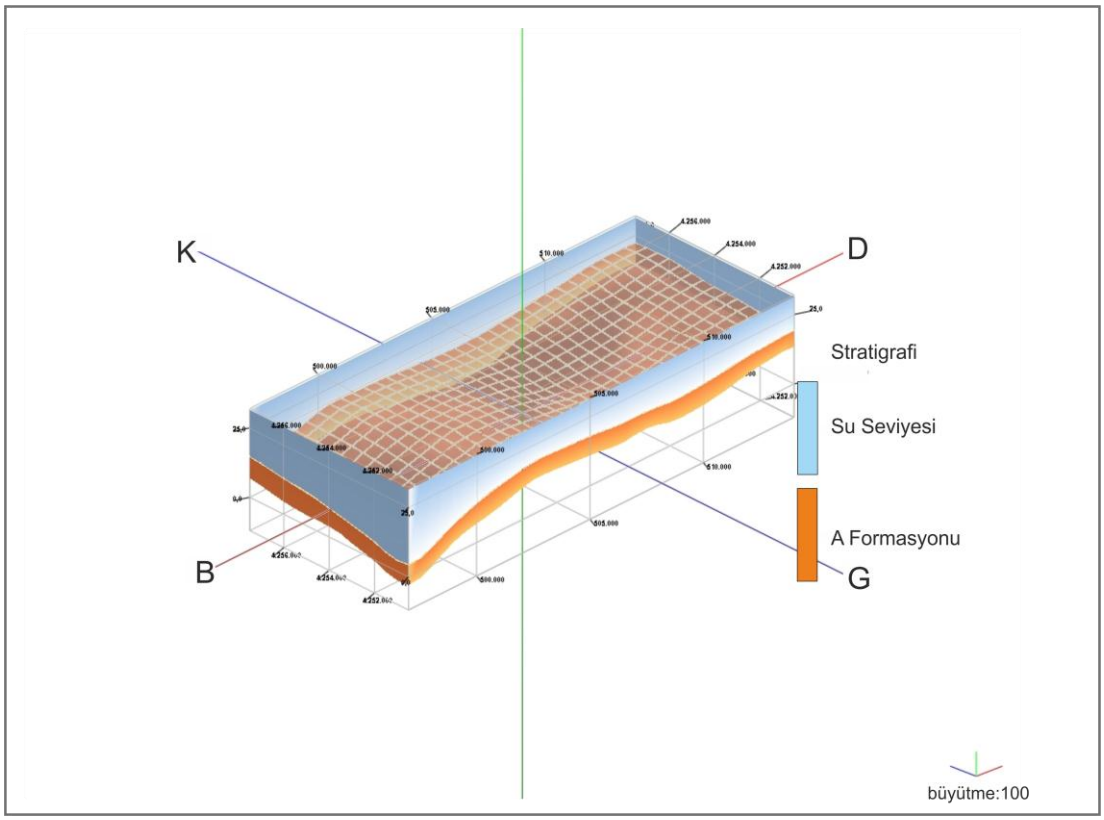
Şekil 4.1 Devamı

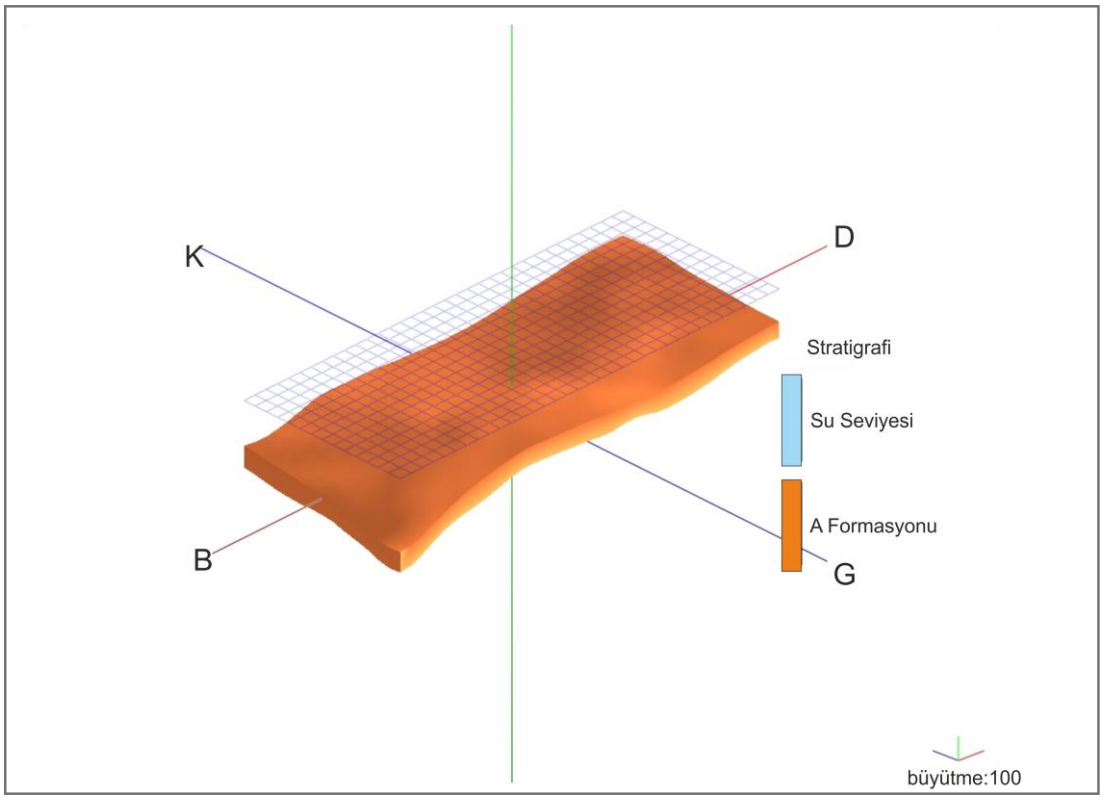


Şekil 4.1 Devamı

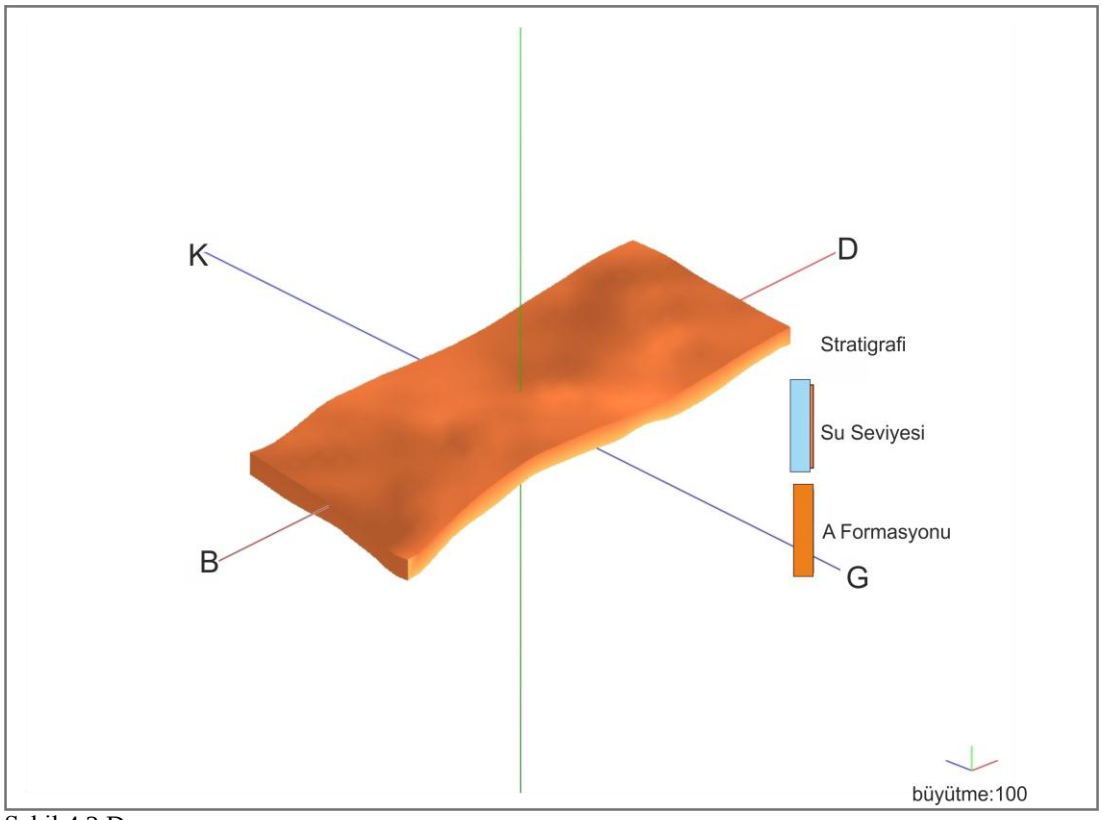


Şekil 4.1 Devamı





Şekil 4.2 Rockworks programı ile çizilen stratigrafik modeller



Şekil 4.2 Devamı

İki tür sismik çalışma yapılmıştır. 3,5 kHz subbottom profiler çalışmasında gidiş-geliş zamanı (Two Way Travel Time-TWT) olarak ¼ saniye seçilmiş, sparker çalışmasında da güç 1000 J olarak kullanılmıştır. Sismik çalışmalar sırasında ses hızı suda 1500 m/s olarak alınmıştır. Tüm çalışmalardan elde edilen sismik kesitlerde akustik özelliklerine bağlı iyi reflekte olmuş dört birim ayırtlanmıştır. Bu birimler, Sismik A, Sismik B, Sismik C ve Sismik D birimleri olarak tanımlanmıştır.

Sismik A birimi, genel olarak süreklilik gösteren, birbirine paralel reflektörlerden oluşmuştur. Bu birime ait alt birimler de net olarak izlenebilmektedir. Sismik A birimine ait katman kalınlık bilgileri incelendiğinde; İç Körfez'in batı kesiminde en fazla 6 m, en az 1 m'ye ulaştığı, genelde 4-5 m arasında değiştiği gözlenmektedir. İç Körfez'in orta kesiminde ise katman kalınlığı en fazla 12 m, en az 7 m'dir, genellikle 7-8 m arasında değişkenlik göstermektedir. İç Körfez'in doğu kesiminde ise Sismik A biriminin katman kalınlığı en fazla 9 m, en az 4 m'dir. En genç yaşlı katman olan bu birimin Holosen yaşlı ince siltli malzemeden oluşmuş yumuşak sedimentlerden meydana geldiği bilinmektedir.

Sismik B birimi, daha yaşlı, Sismik A birimine göre daha pekişmiş malzemeden oluşmuş bir birimdir. Bu birim, Sismik A birimi gibi tüm kesitlerde kesintisiz olarak izlenememekte, bazı kesitlerde akustik engellemeler nedeniyle kesintiye uğramaktadır.

Subbottom çalışmalarından elde edilen sismik kesitlerde akustik temel olarak yorumlanabilen birim Sismik B birimi iken sparker kullanılarak alınan sismik kesitlerde ise enerji kaynağının daha güçlü olması nedeniyle Sismik B biriminin altındaki birimleri de izleyebilmekteyiz. Sismik B biriminin altındaki birim ise Sismik C olarak tanımlanmıştır ve bu birim yukarıdaki birimlere göre daha az pekişmiş malzemeden oluşmuş bir birimdir.

Sismik A, Sismik B ve Sismik C birimlerine ek olarak bazı kesitlerde olası Miyosen yaşlı volkanik birim (Sismik D birimi) izlenebilmektedir (Şekil 4.3, Profiller: ik_sp02, ik_sp03, ik_sp05, ik_sp07, ik_sp09, ik_sp11, ik12-ara01, ik12-ara02, ik12-ara03, ik12-ara04, ik12-sp02, ik12-sp03, ik12-sp04, ik12-sp05, ik12-sp06, ik12-sp07, ik12-sp08,). Birbirini takip eden ik_sp02 ve ik_sp03 No'lu profillerde de GB-KD yönlü ik_sp03 profilinin KD ucunda yer alan olası Miyosen yaşlı birim bu kesitin sağında yer alan yine GB-KD yönlü ik_sp02 profilinin bu defa GB ucunda izlenebilmektedir. Yine bu birimin izlendiği kesitlerde daha genç birimlerin bu birimi üzerleyerek "onlap" yaptığı ve basenlerde gözlenen uzaklaşan dolgu (divergent fill) tipi bir yapı özelliği gösterdiği gözlenmektedir (ik_sp02, ik_sp07, ik_sp09, ik_sp11).

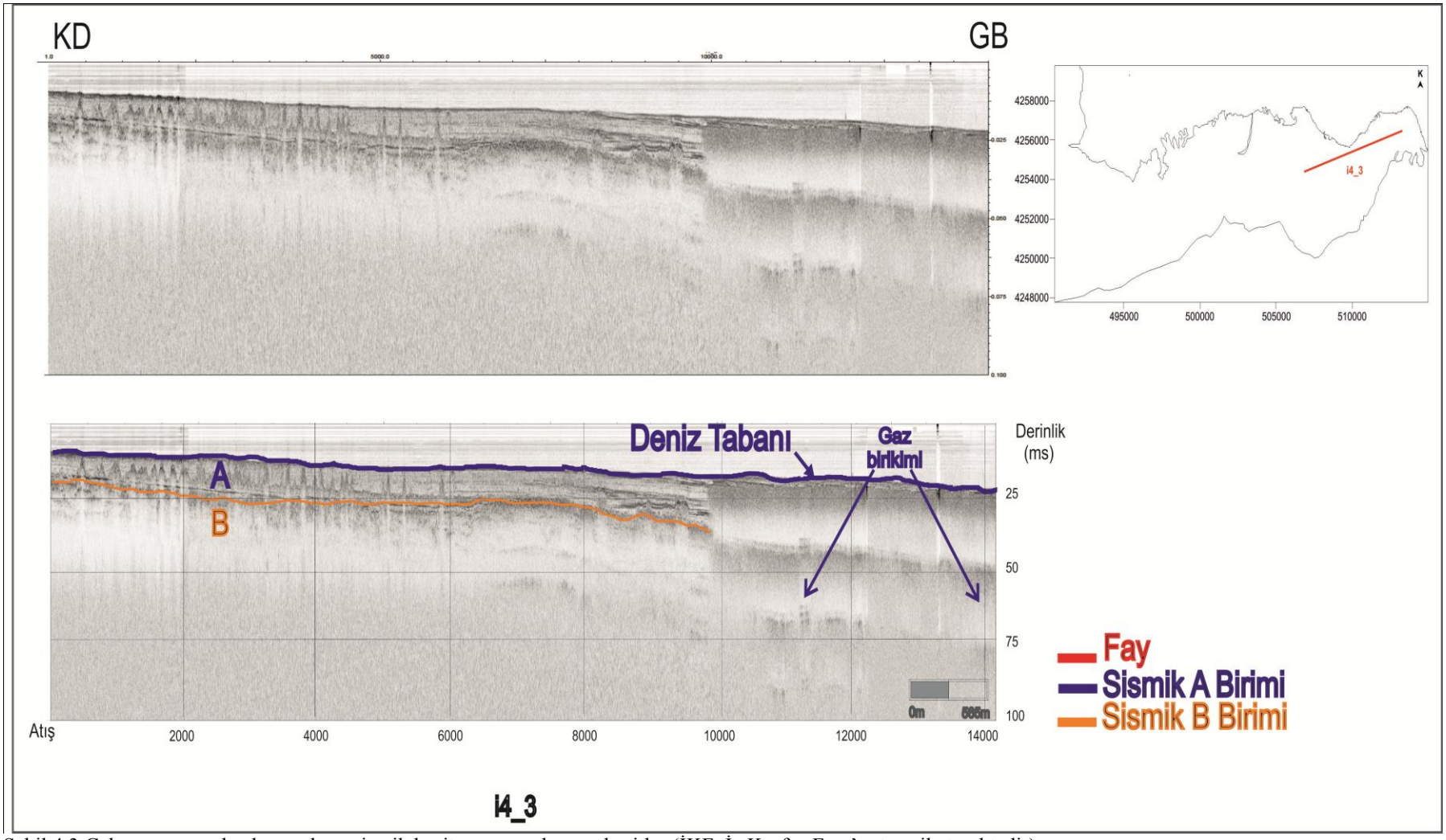
Sismik kesitlerin birçoğunda genel olarak gaz çıkışlarına ve gaz birikimlerine rastlanmaktadır (Şekil 4.3, Profiller: i4_3, i5_6, i9_10, i12_11, i13_14, i6, i7, ik_sp01, ik_sp04, ik_sp13, ik_sp14, iz6, iz7, izm1, izm3, izm5, ik12-sp05, ik12-sp06).

Sismik yansıma kayıtlarında (hem D-B hem de K-G doğrultulu profillerde) irili ufaklı birçok fayın varlığı dikkat çekmektedir. Bu faylardan özellikle güncel olanlar ve aktif olduğu düşünülenler belirtilmiştir. Yine bazı kesitlerde atımların net olarak

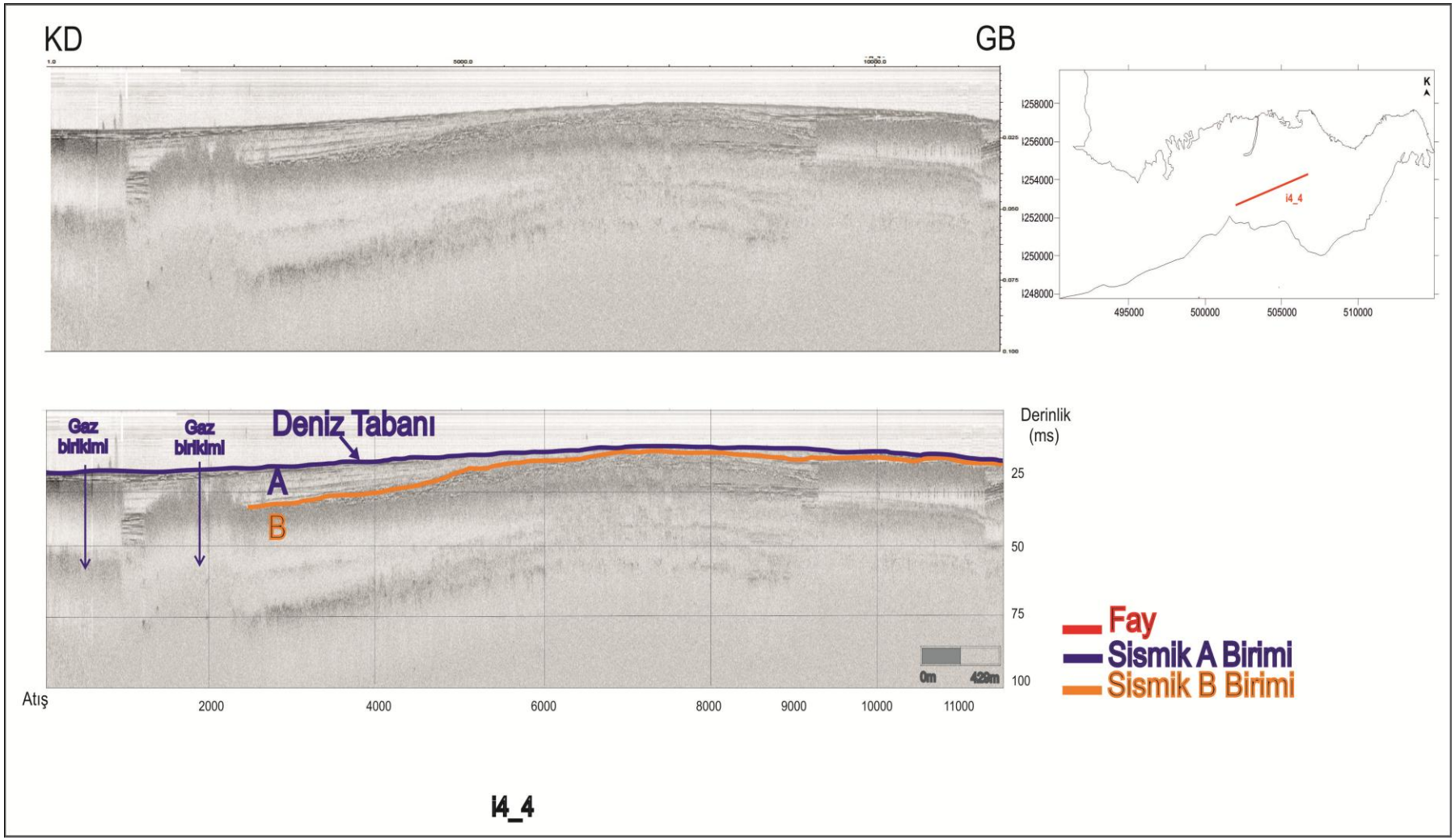
anlaşılabilmesi için tabaka seviyeleri (ara tabakalar) işaretlenmiş (Şekil 4.3, Profiller: ik_sp09, ik_sp16, ik12-ara02, ik12-ara03, ik12-sp05, ik12-sp07), bazı kesitlerde de bu bölgeler büyütülerek verilmiştir (Şekil 4.3, Profiller: ik_sp09, i16, i4, i3, i20_19, i16_15, i13_14, ik12-ara01, ik12-ara04, ik12-sp02, ik12-sp06, ik12-sp08). Körfez içinde görülen fayların deniz tabanına kadar uzanması fayın aktivitesinin devam ettiğinin bir belirtisidir.

Tüm bu çalışmalar sonucunda varlığı tespit edilen ve İç Körfez Fayı (İKF) olarak adlandırılan doğrultu atımlı fayın uzanımının belirlenmesinde ise aynı atım özelliklerinin izlendiği ik12-ara01, ik12-ara02, ik12-ara03, ik12-ara04, ik12-sp02, ik12-sp03, ik12-sp04, ik12-sp05, ik12-sp06 No'lu profiller baz alınmıştır. İç Körfez'deki diğer faylar ile yükselim ve çöküntü alanlarının tespitinde de Haziran 2011'deki sparker enerji kaynağı ile alınan sismik profiller ve 2007-2008'deki çalışmalardan elde edilen sismik profillerden yararlanılmıştır.

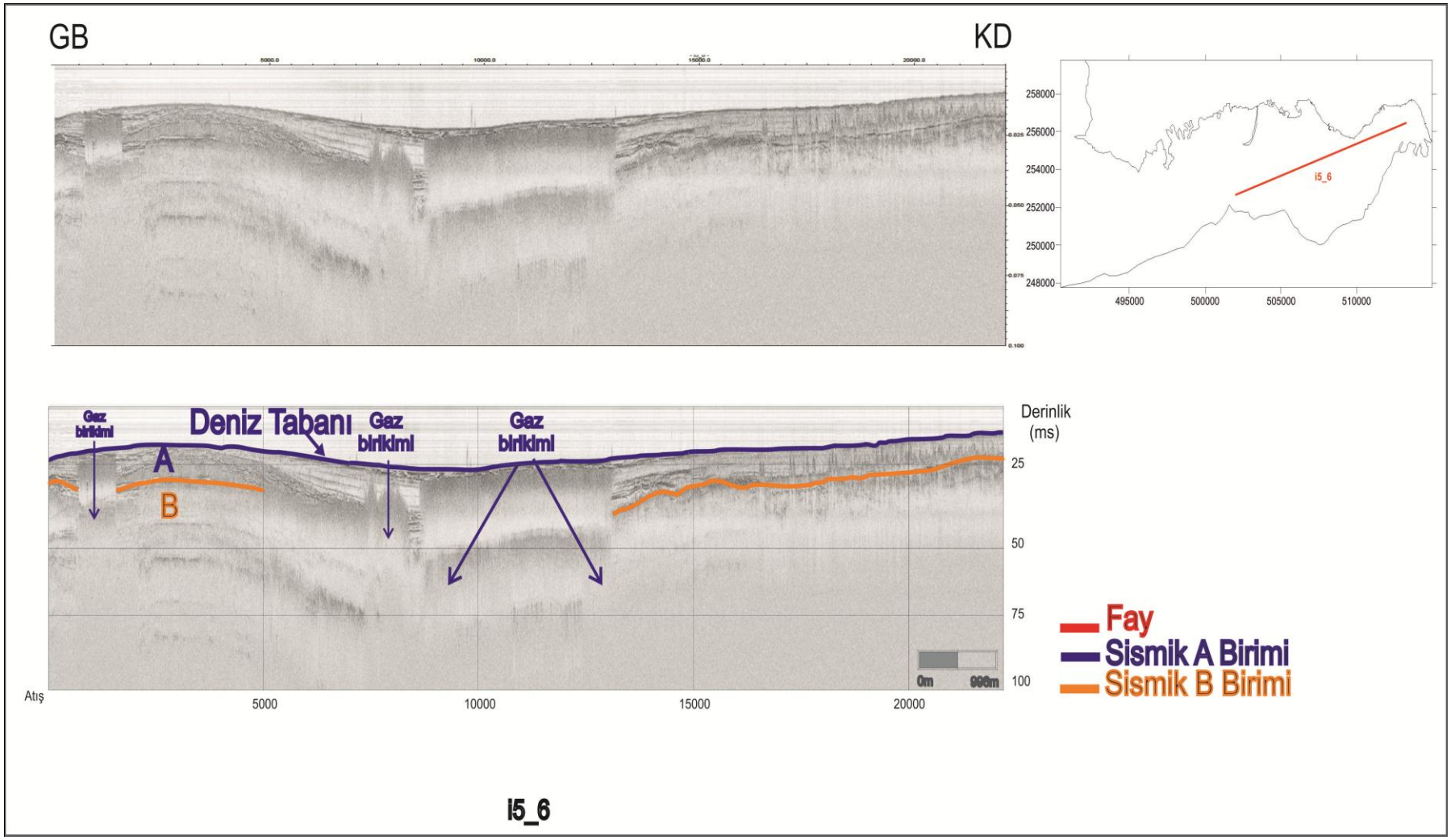
Bu bilgiler ışığında da İKF'nın uzanımı Şekil 4.4, 4.5 ve 4.6'daki gibi KD-GB olarak belirlenmiştir.



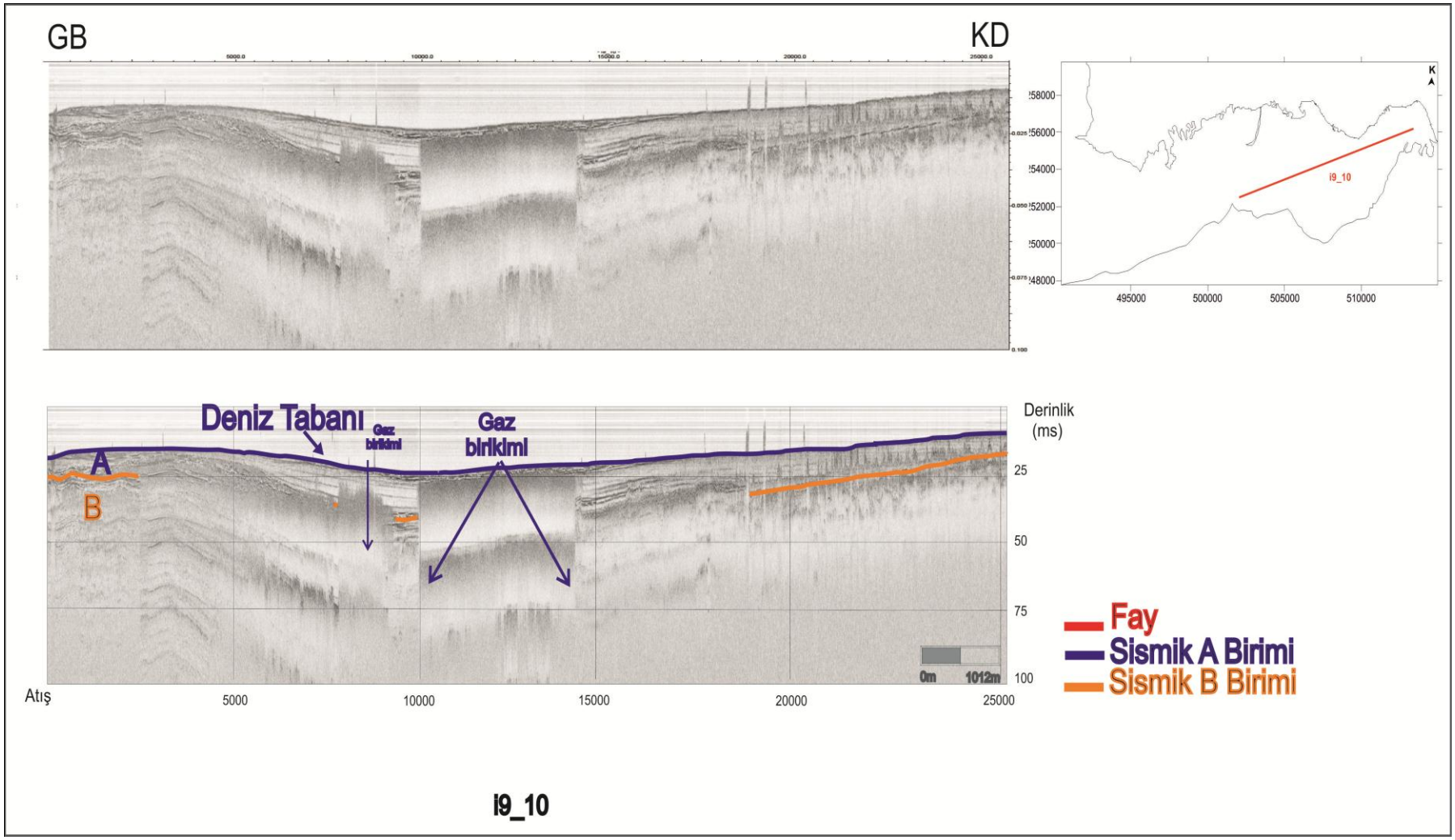
Şekil 4.3 Çalışma sırasında alınmış ham sismik kesit ve yorumlanmış kesitler (İKF: İç Körfez Fayı'nı temsil etmektedir)



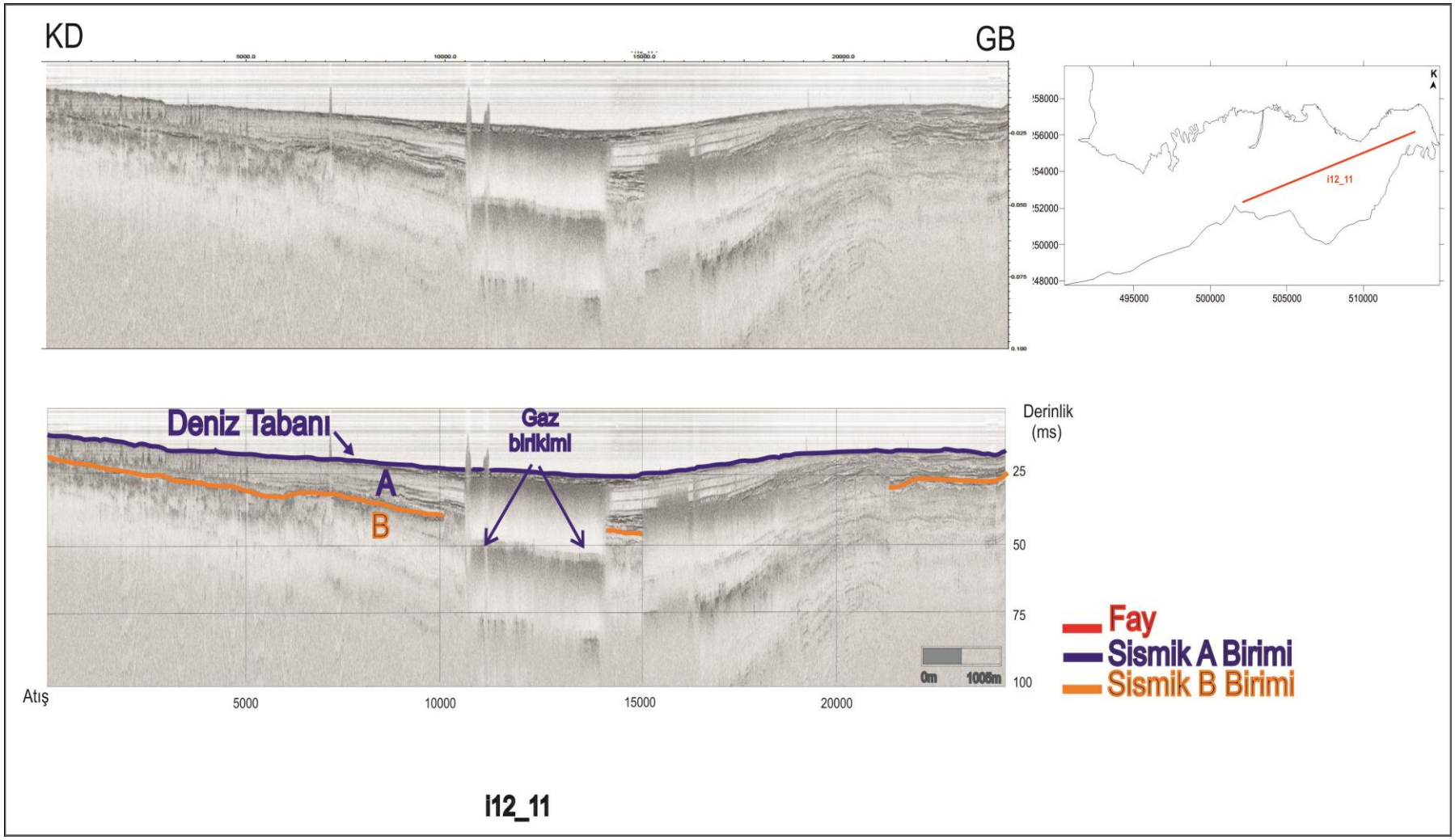
Şekil 4.3 Devamı



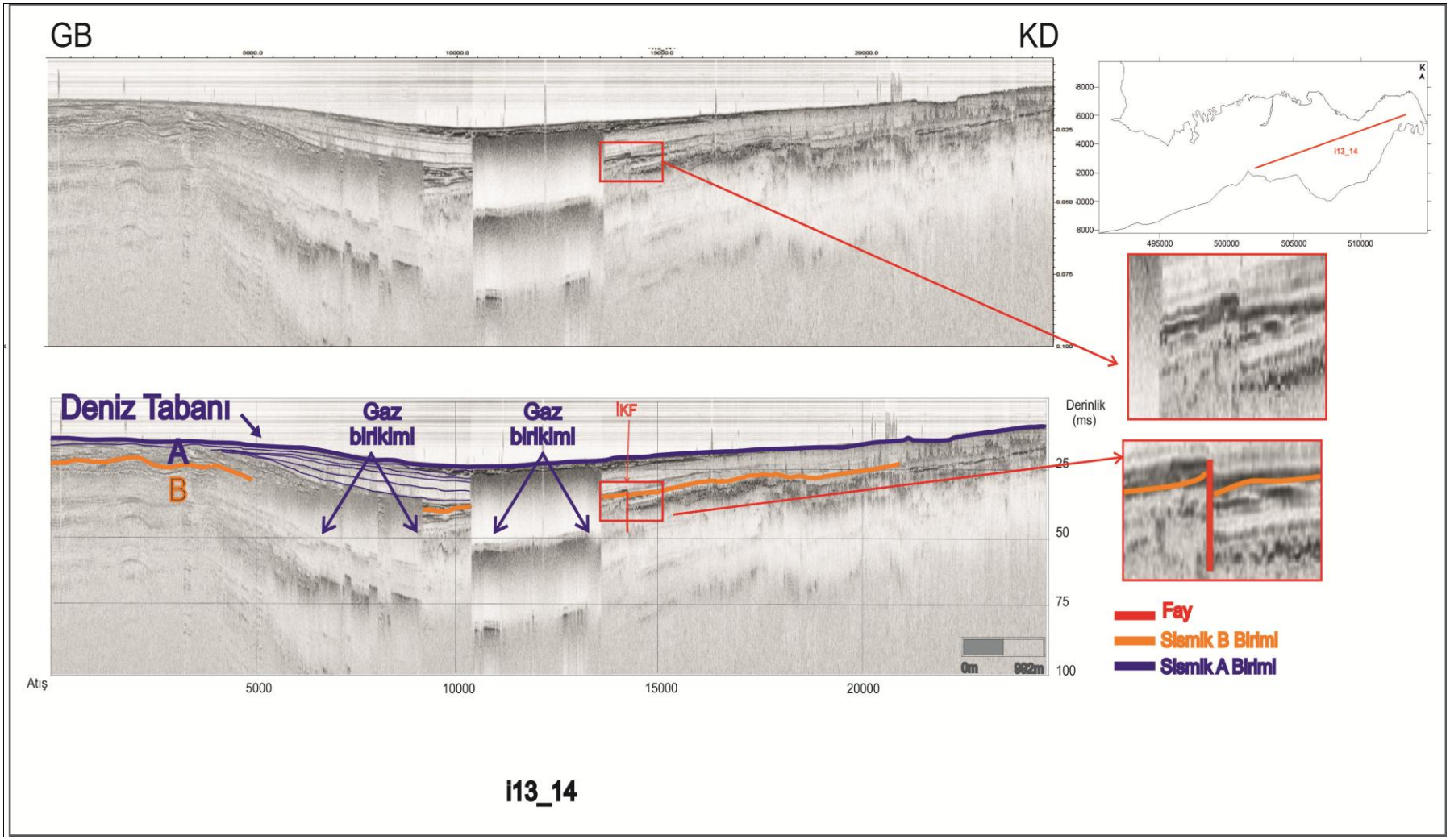
Şekil 4.3 Devamı



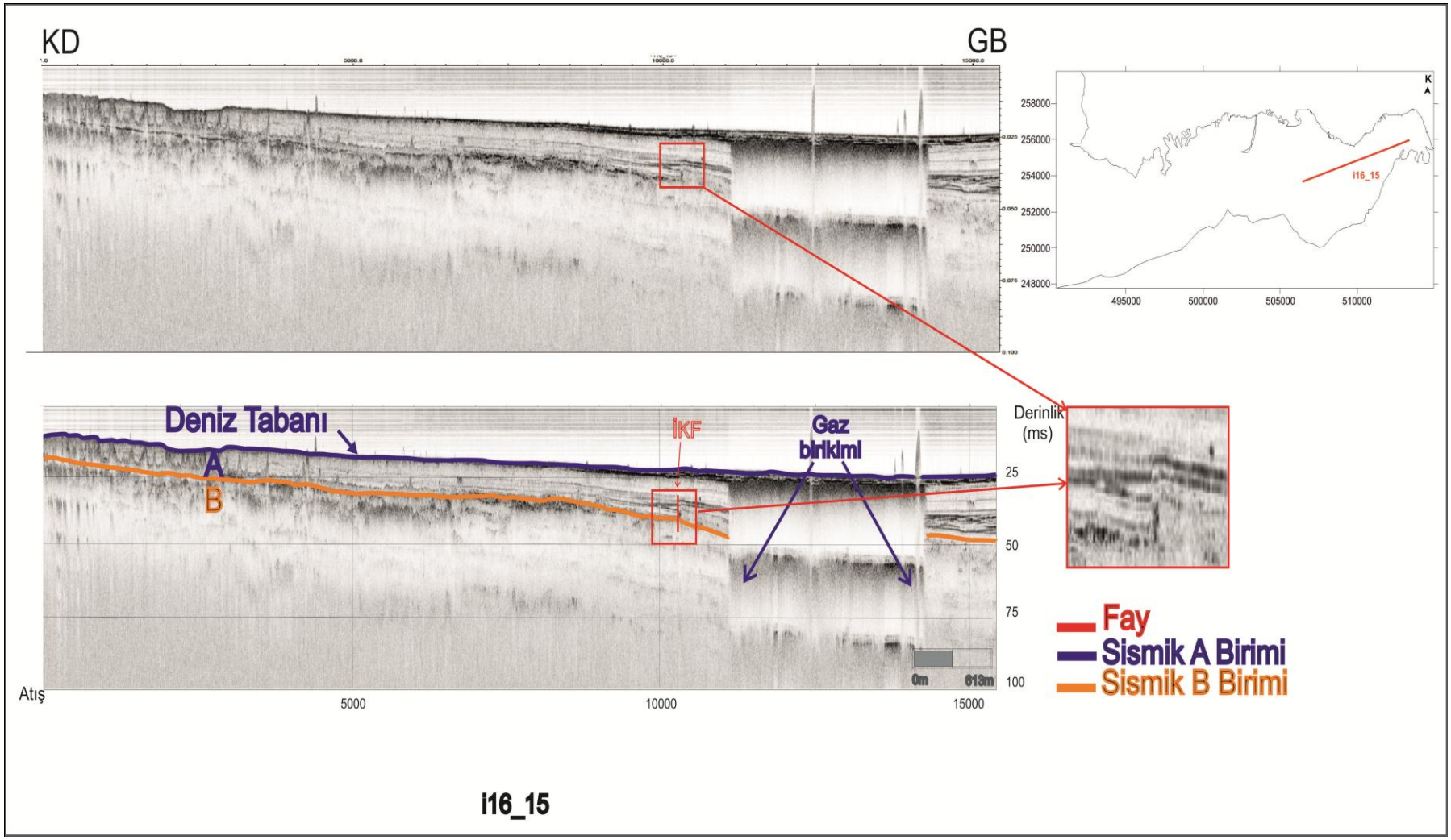
Şekil 4.3 Devamı



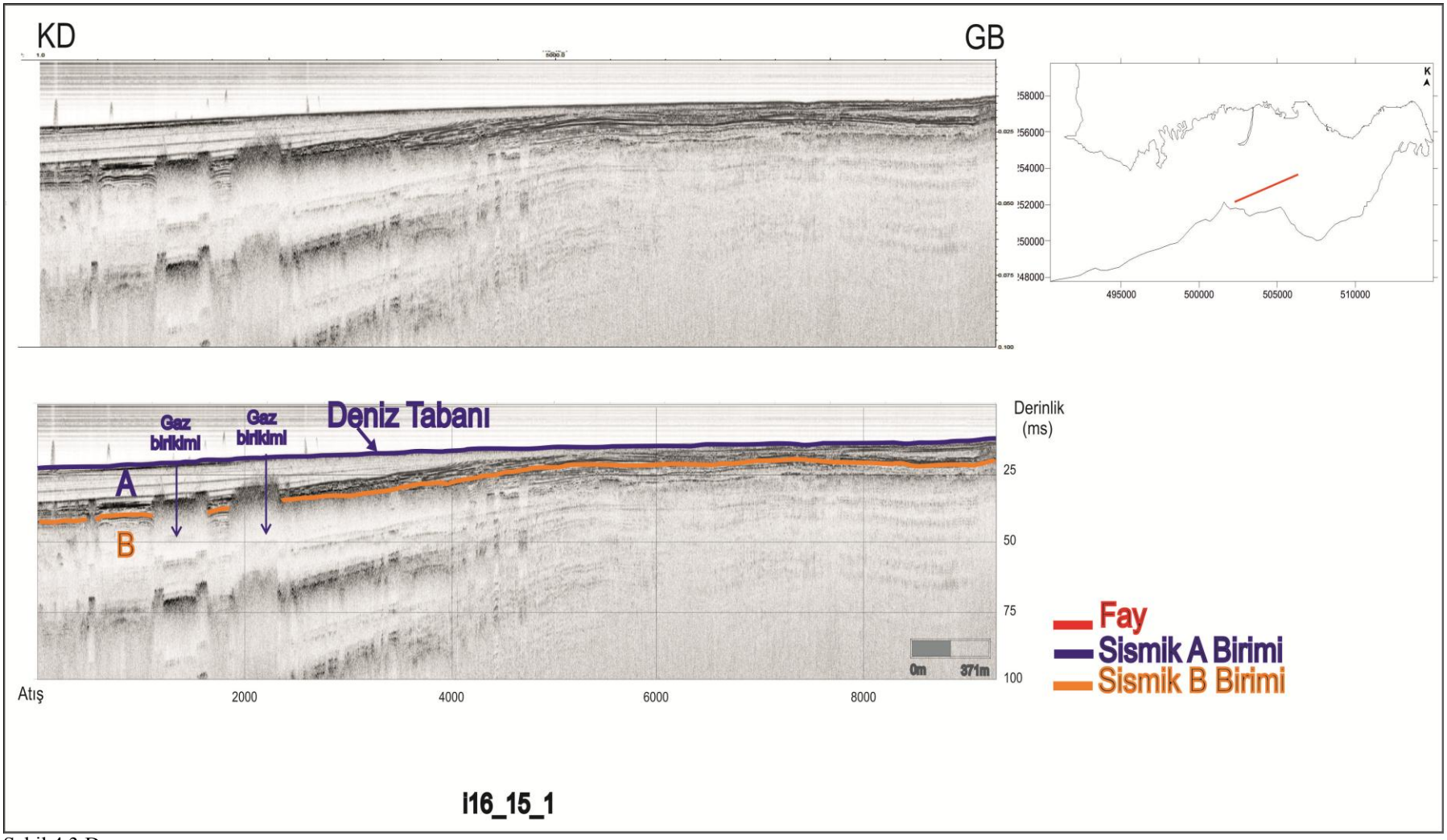
Şekil 4.3 Devamı



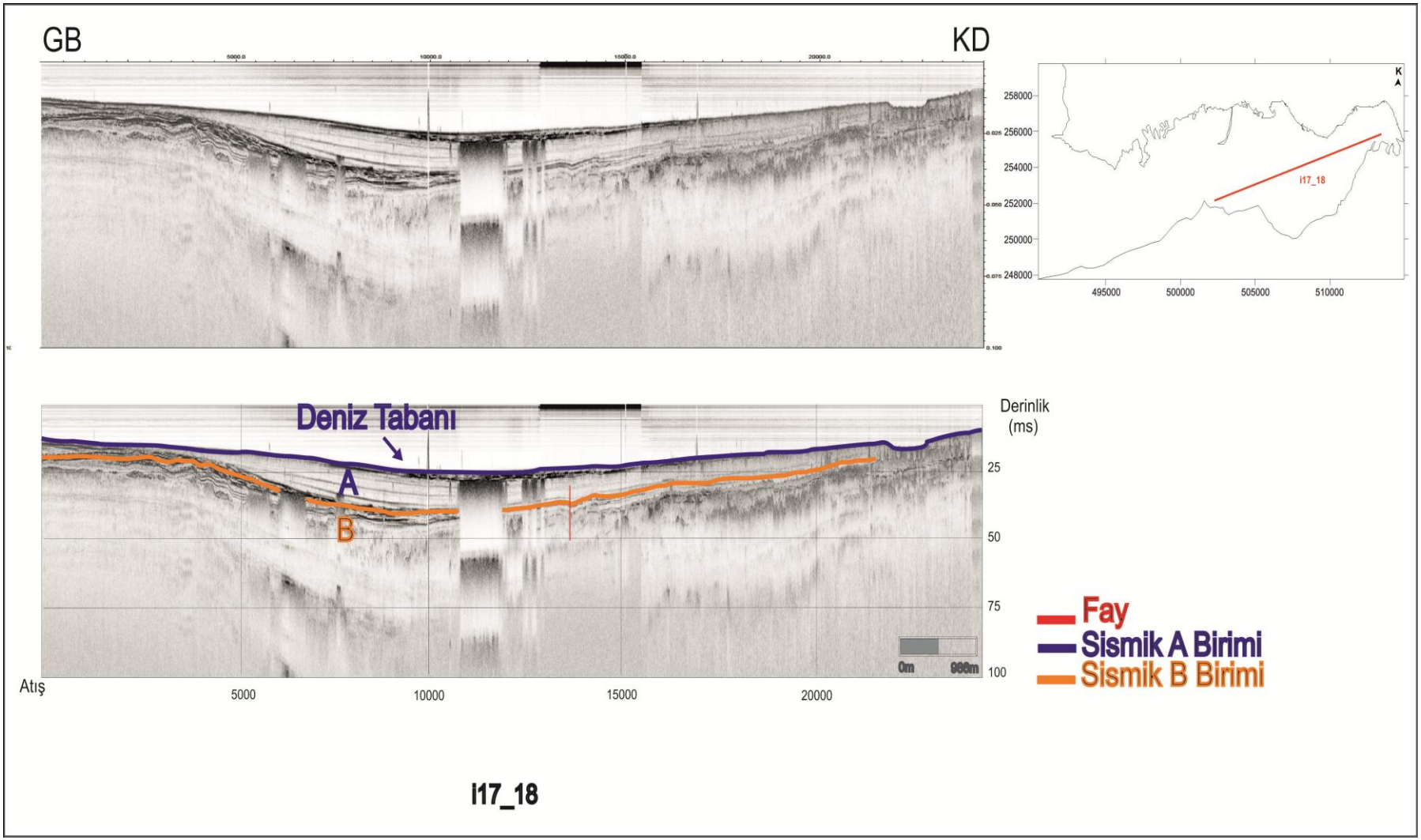
Şekil 4.3 Devamı



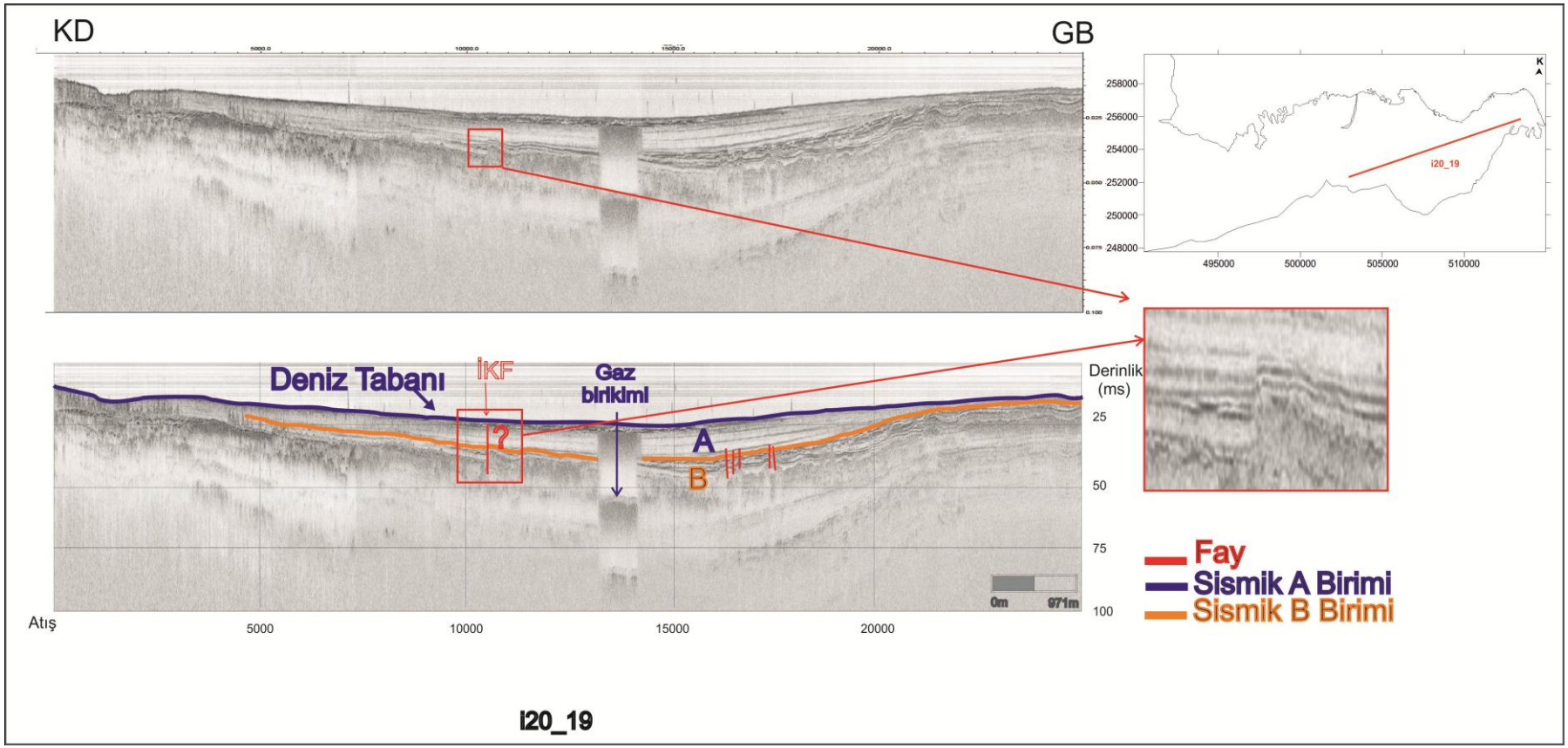
Şekil 4.3 Devamı



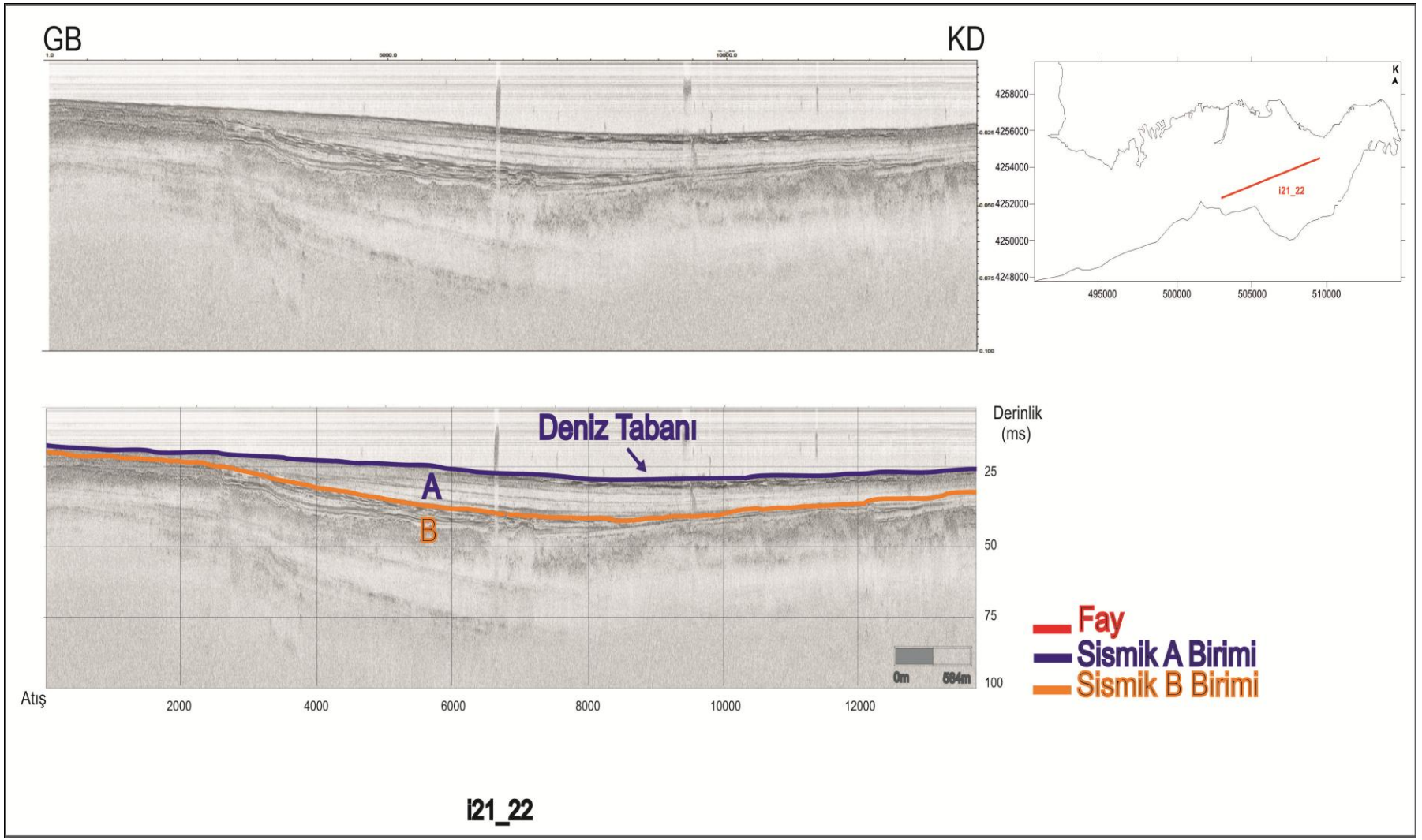
Şekil 4.3 Devamı



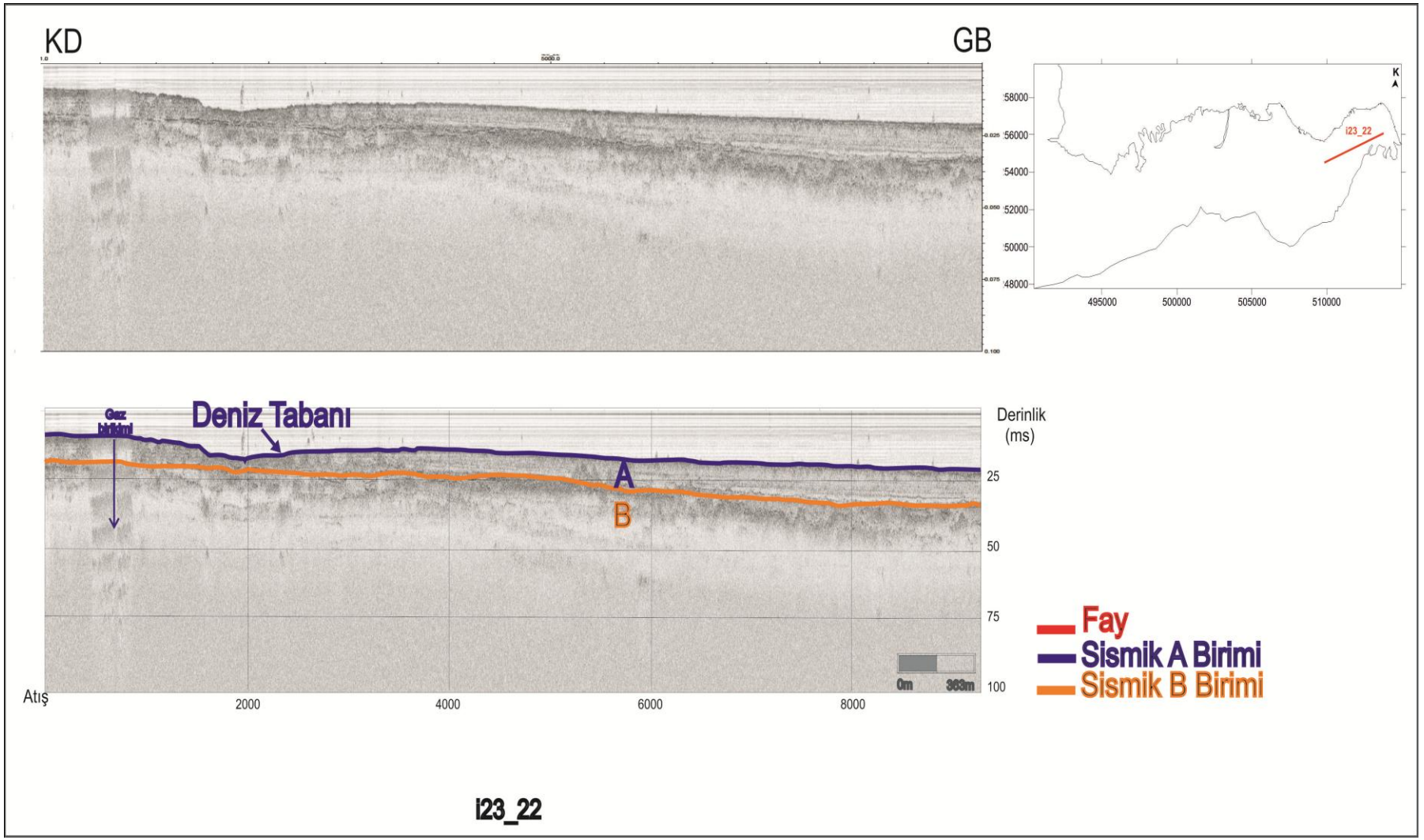
Şekil 4.3 Devamı



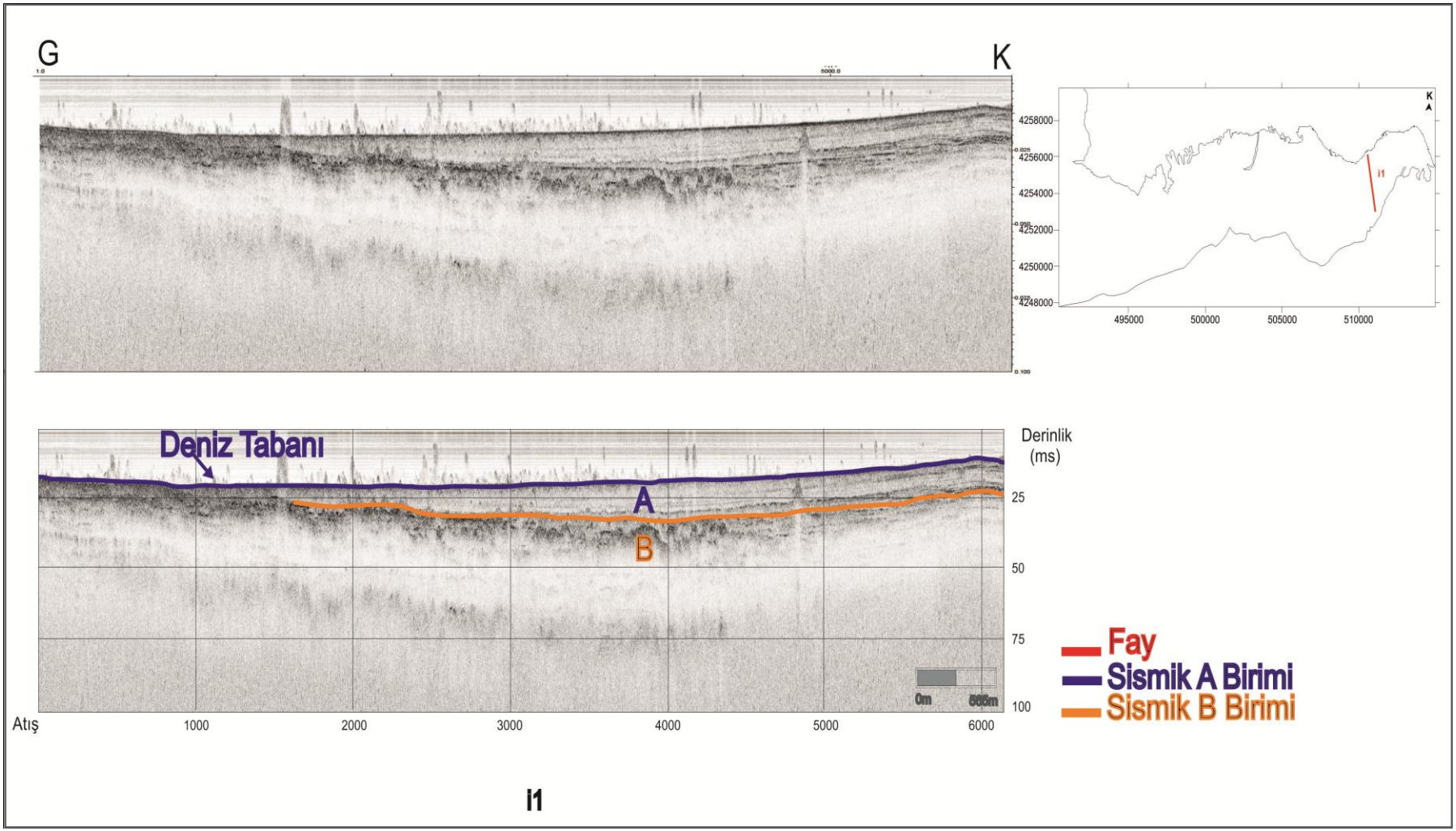
Şekil 4.3 Devamı



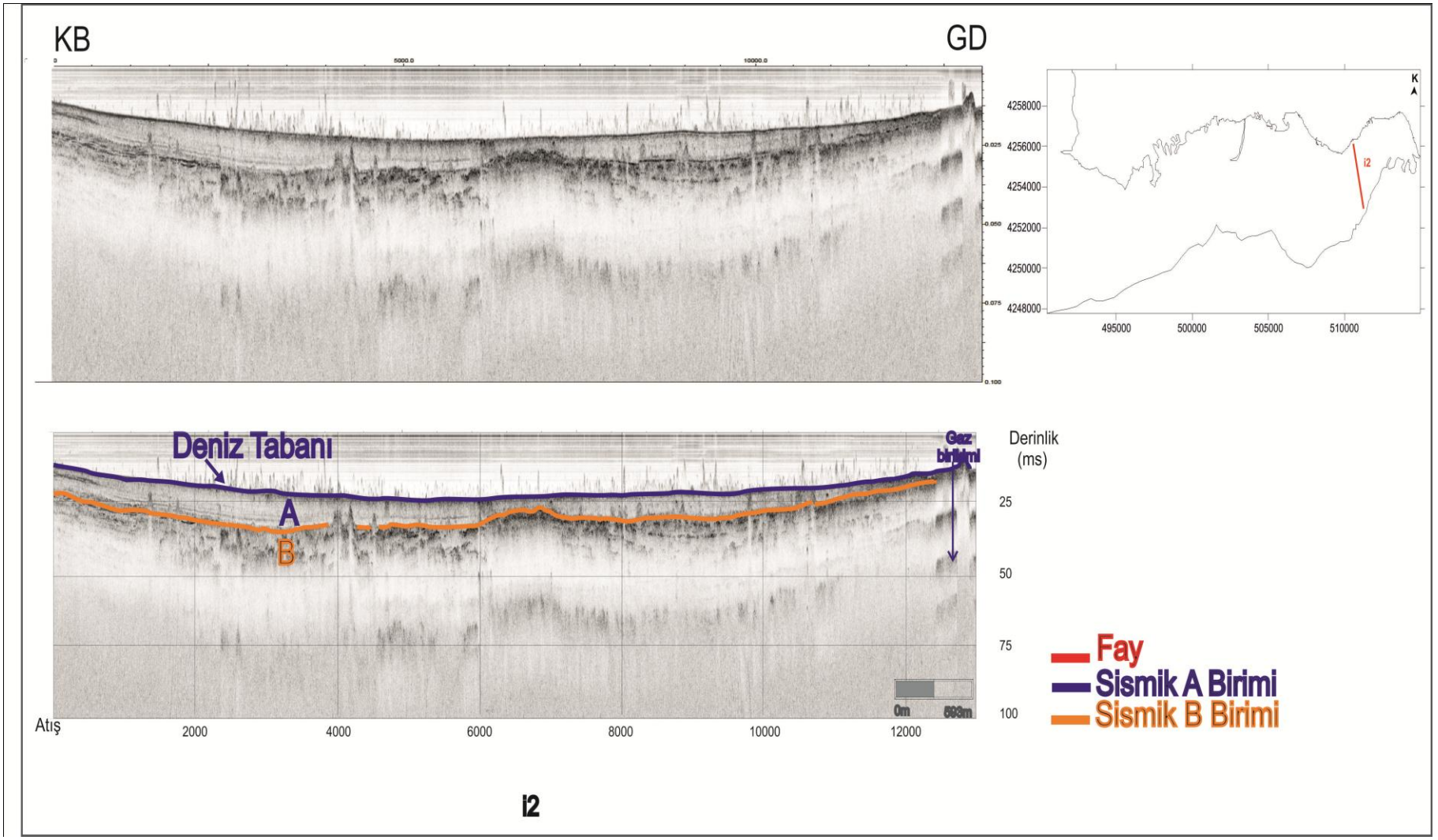
Şekil 4.3 Devamı



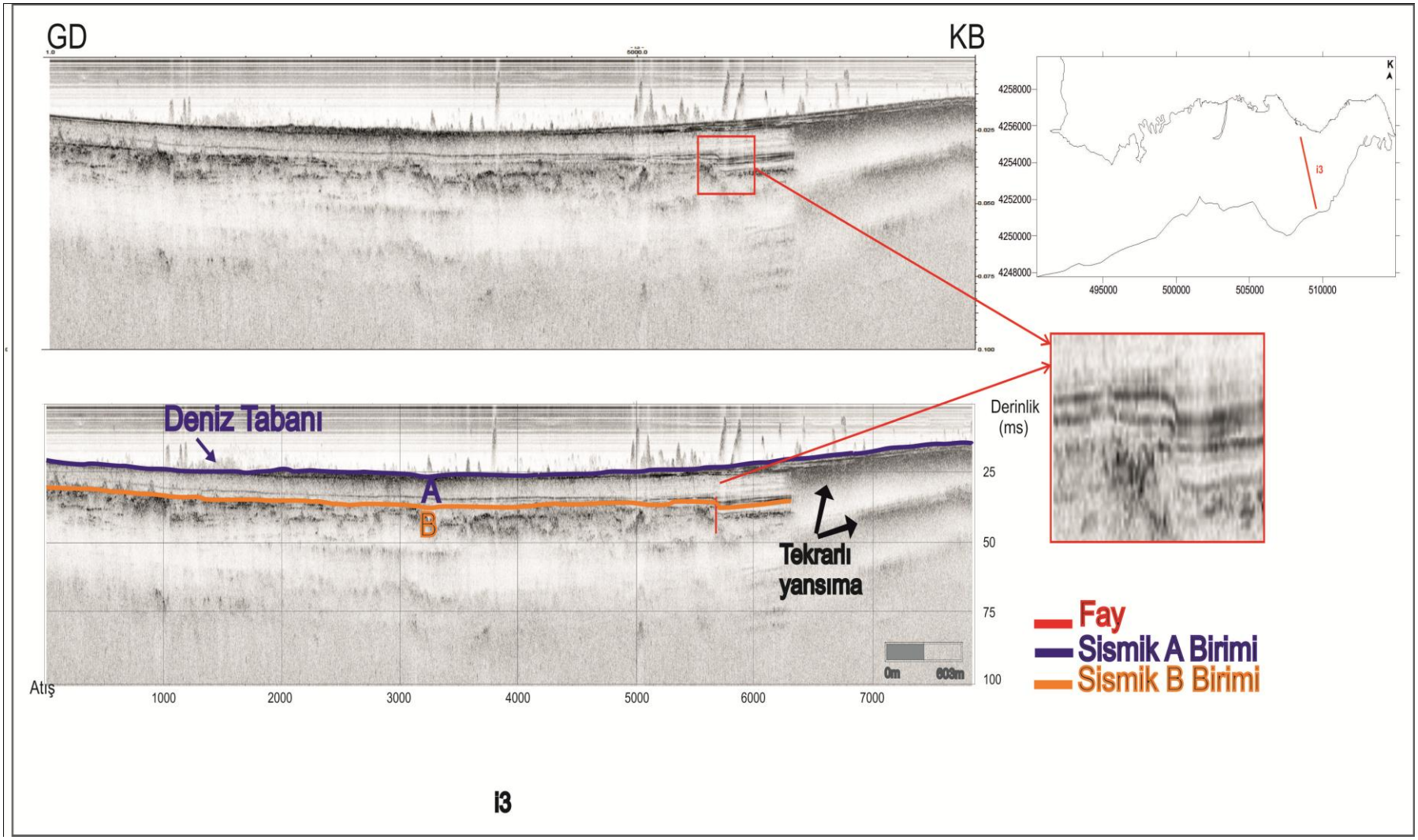
Şekil 4.3 Devamı



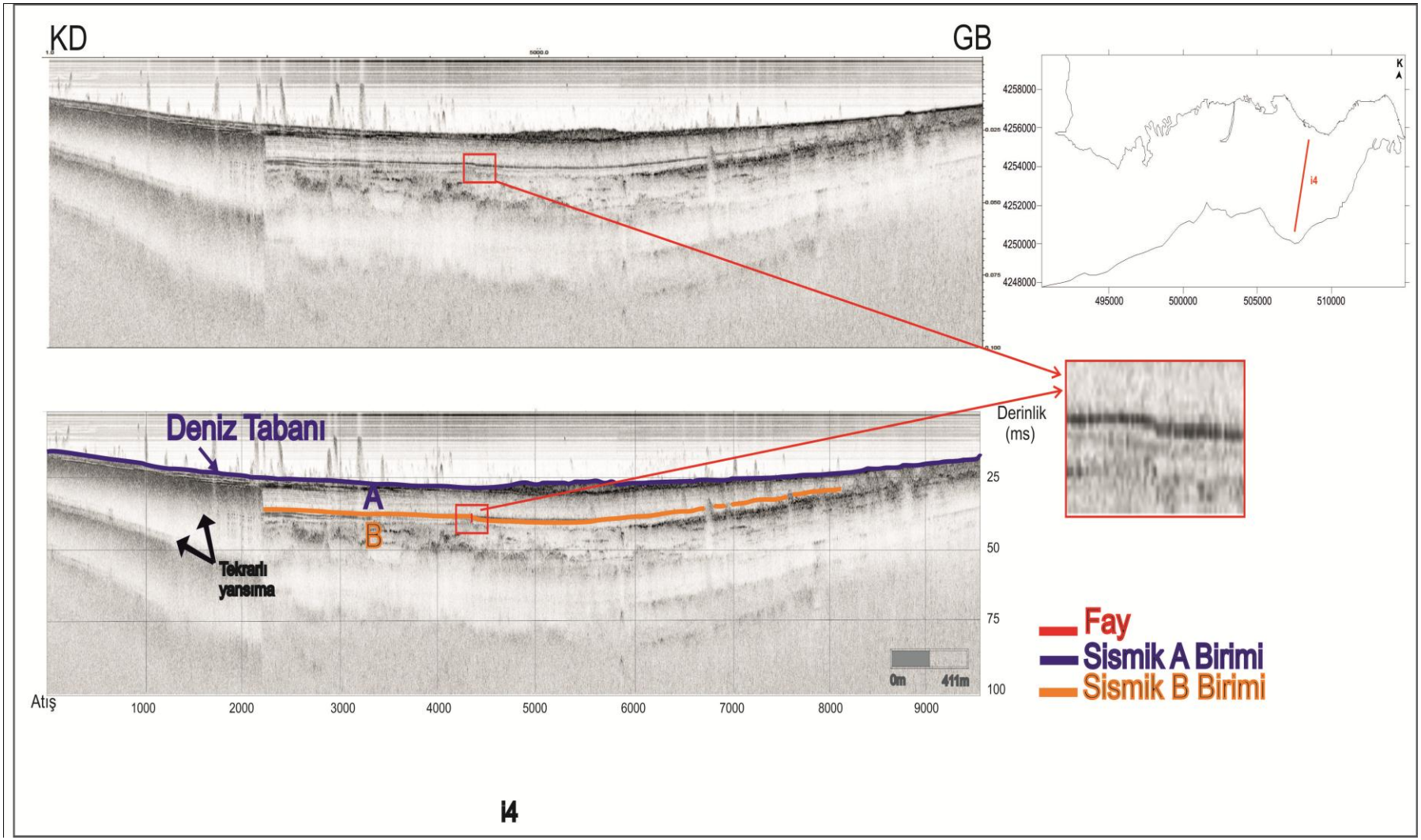
Şekil 4.3 Devamı



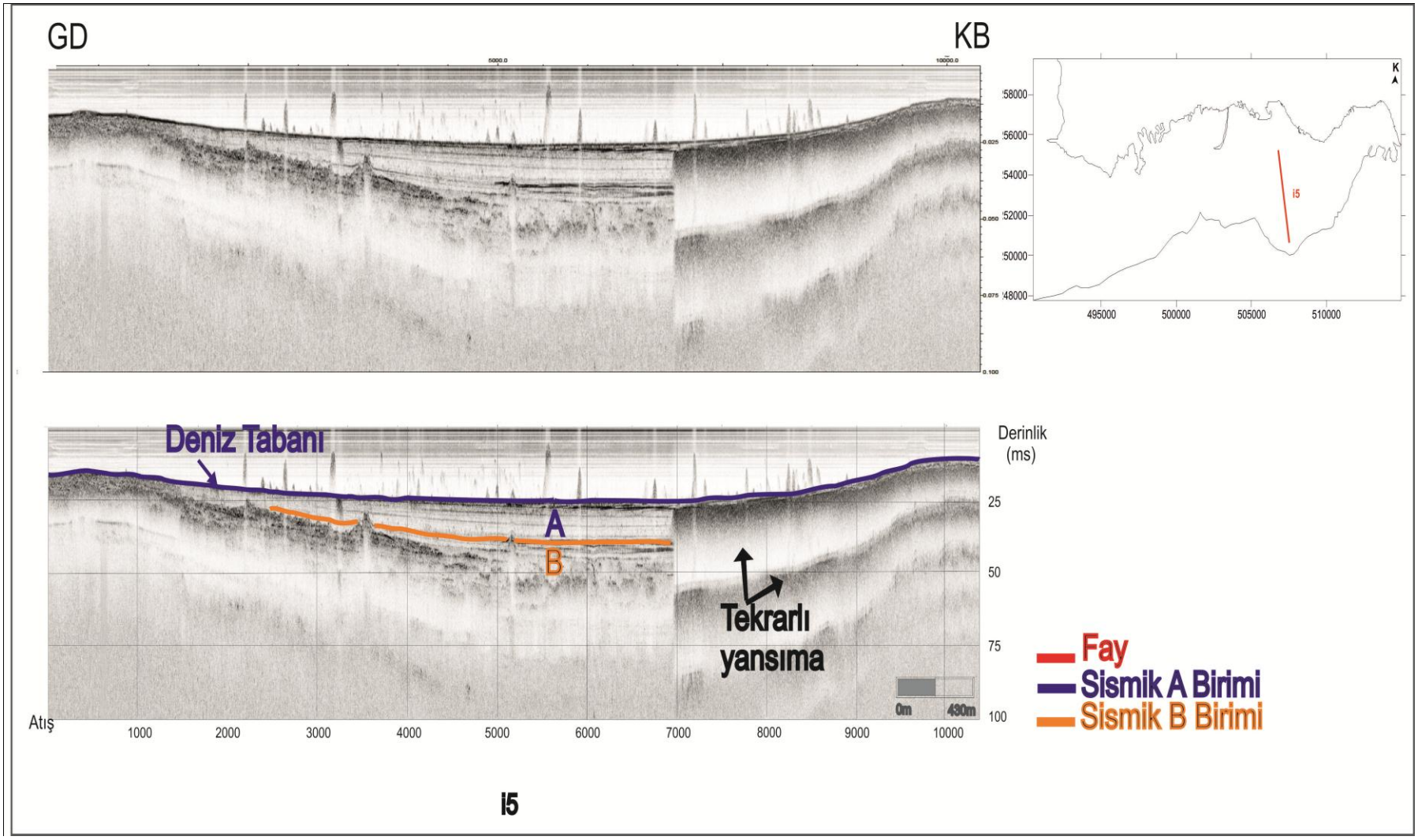
Şekil 4.3 Devamı



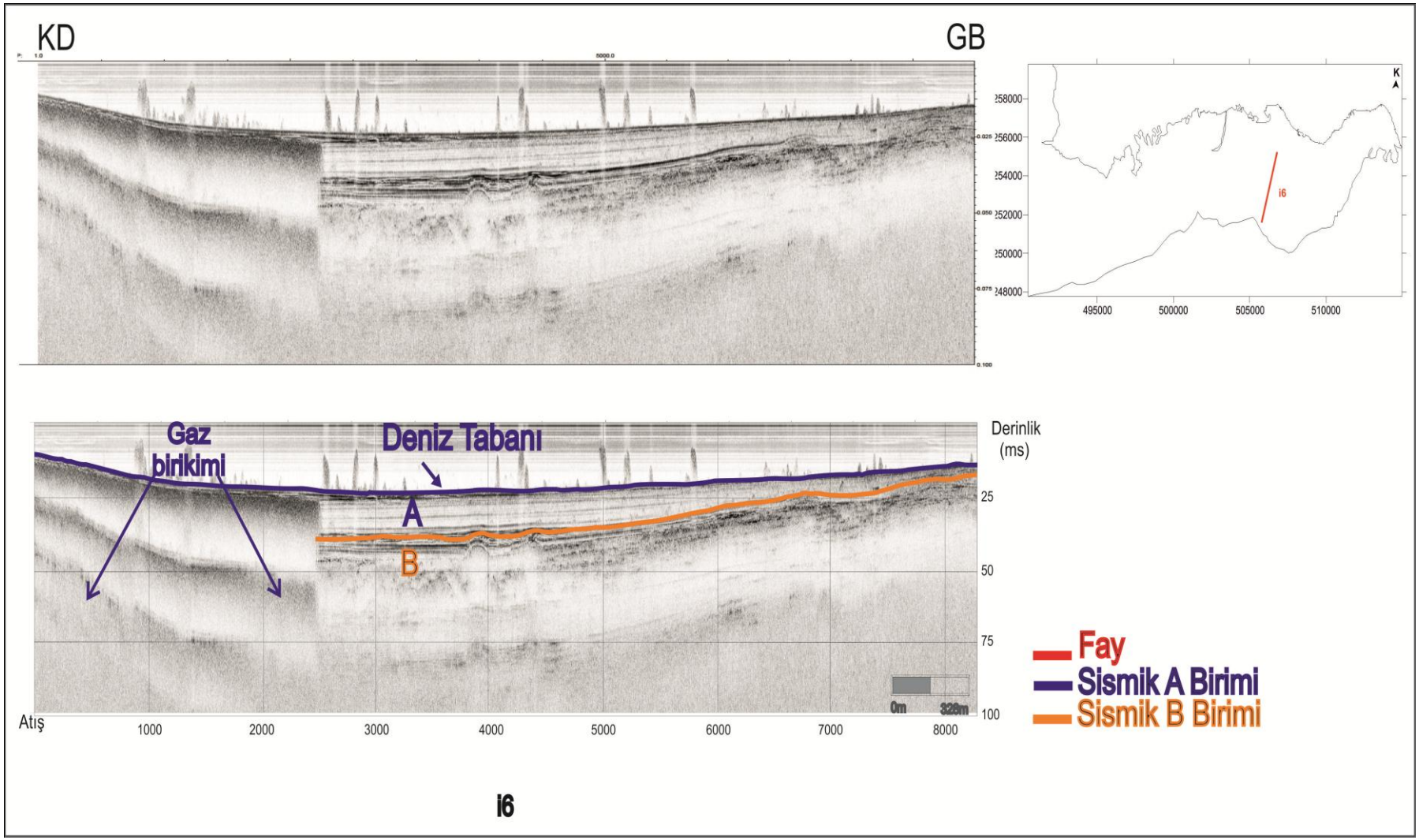
Şekil 4.3 Devamı



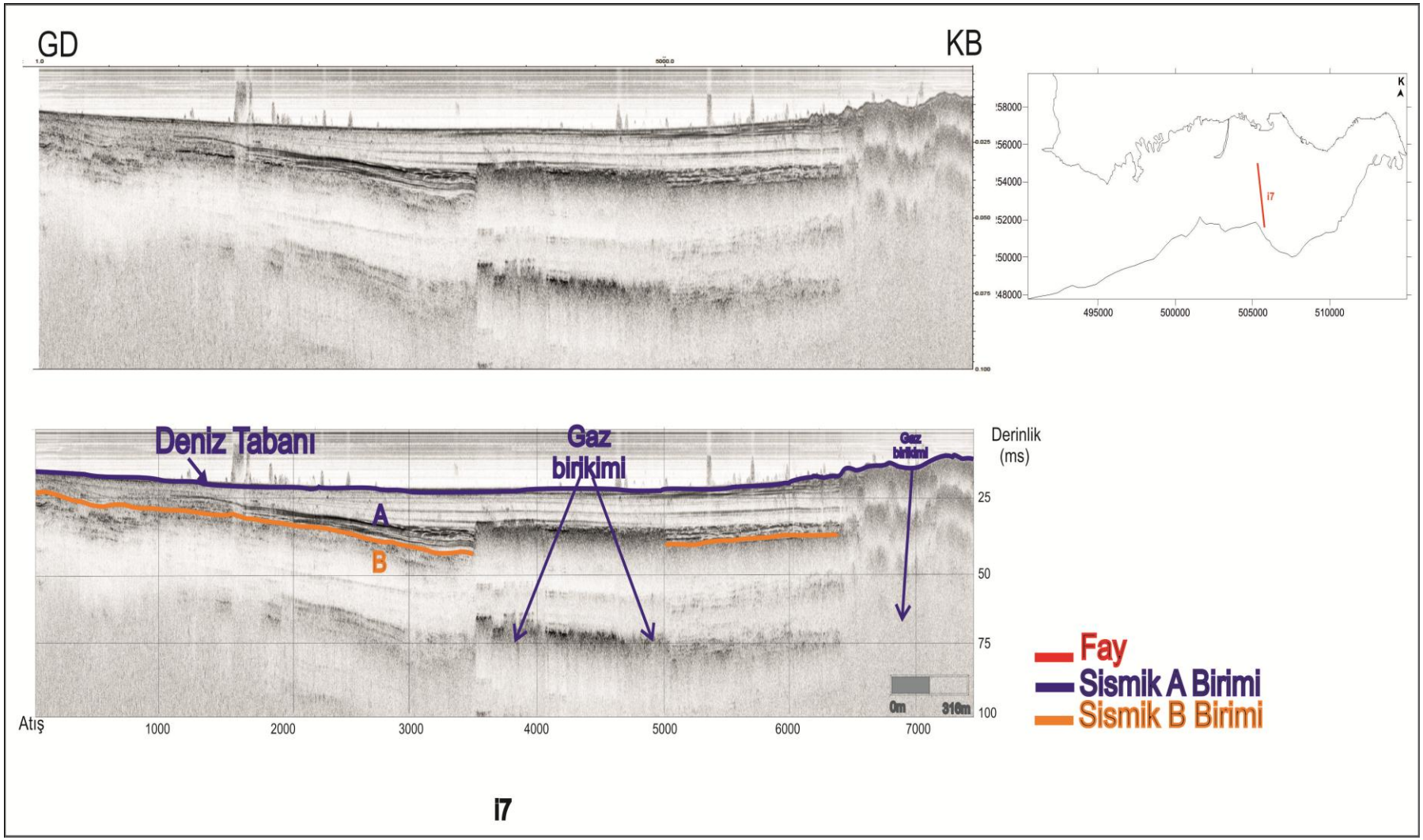
Şekil 4.3 Devamı



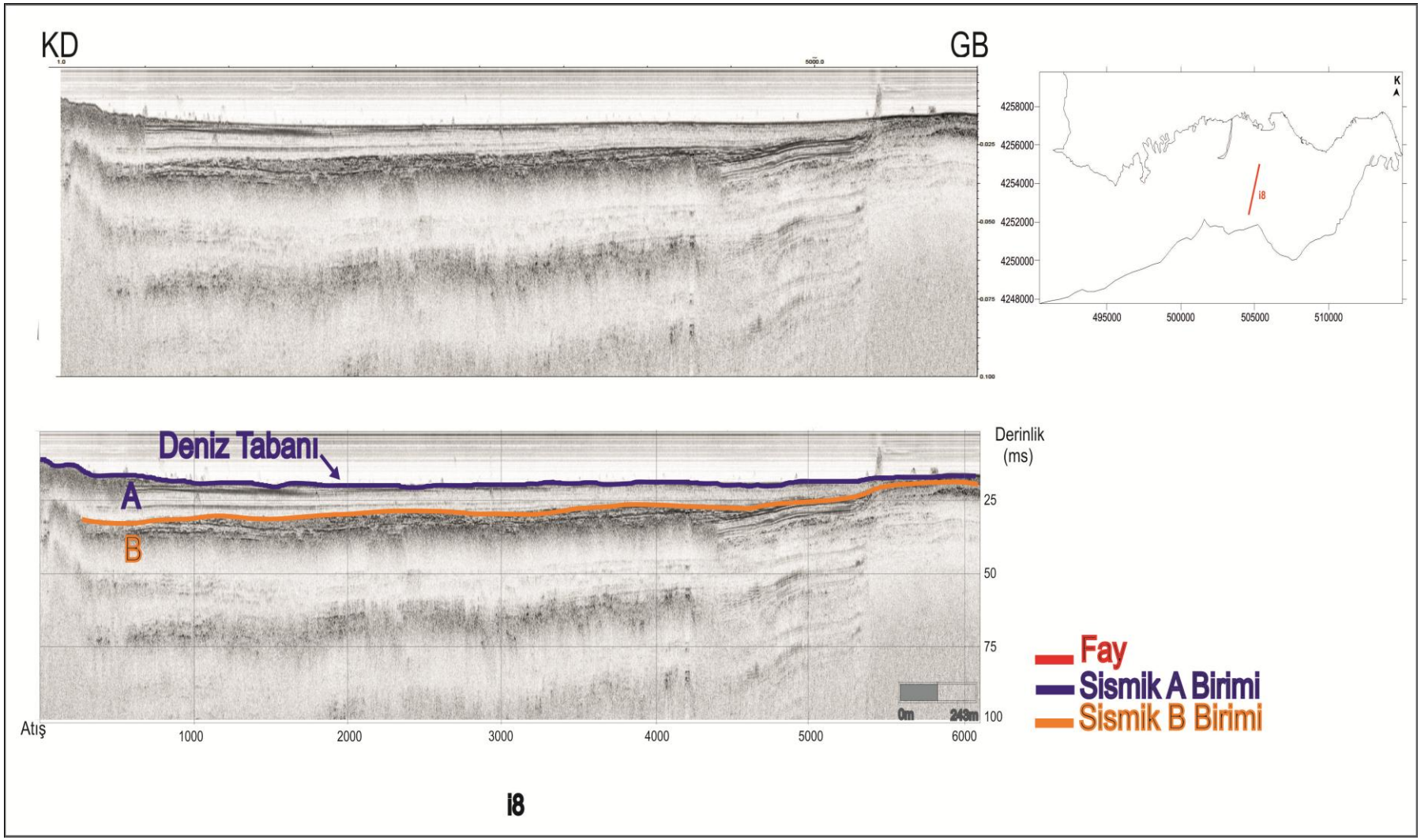
Şekil 4.3 Devamı



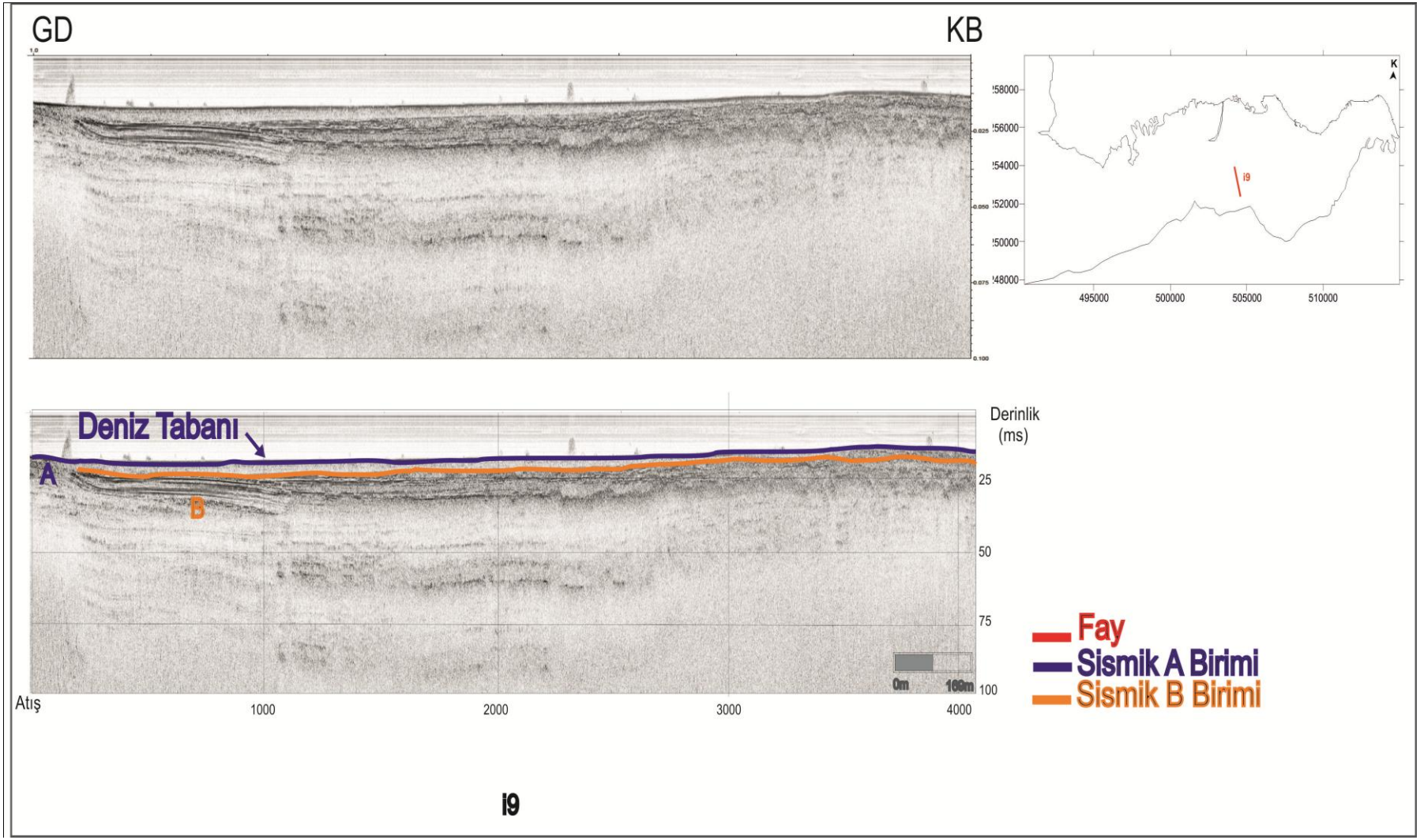
Şekil 4.3 Devamı



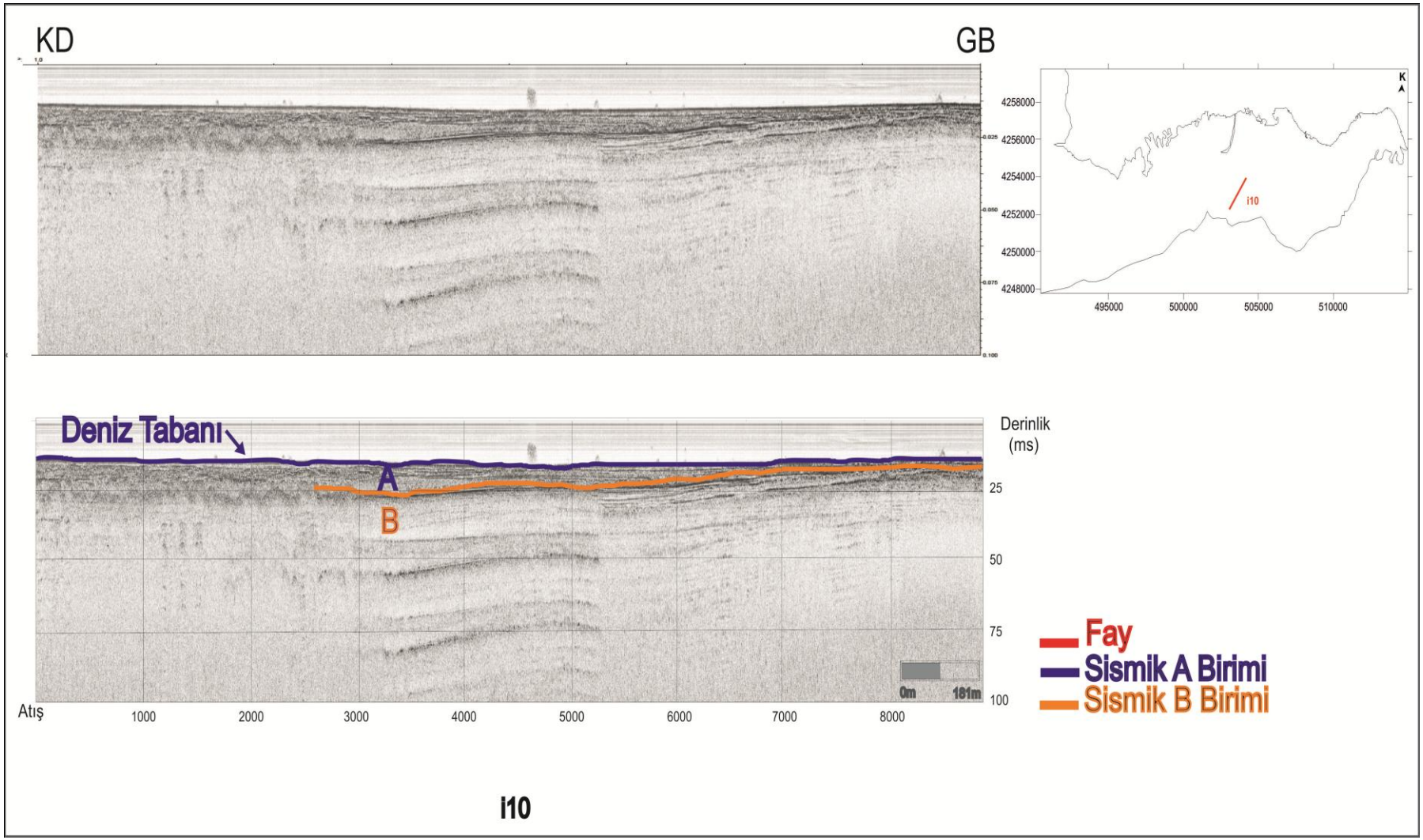
Şekil 4.3 Devamı



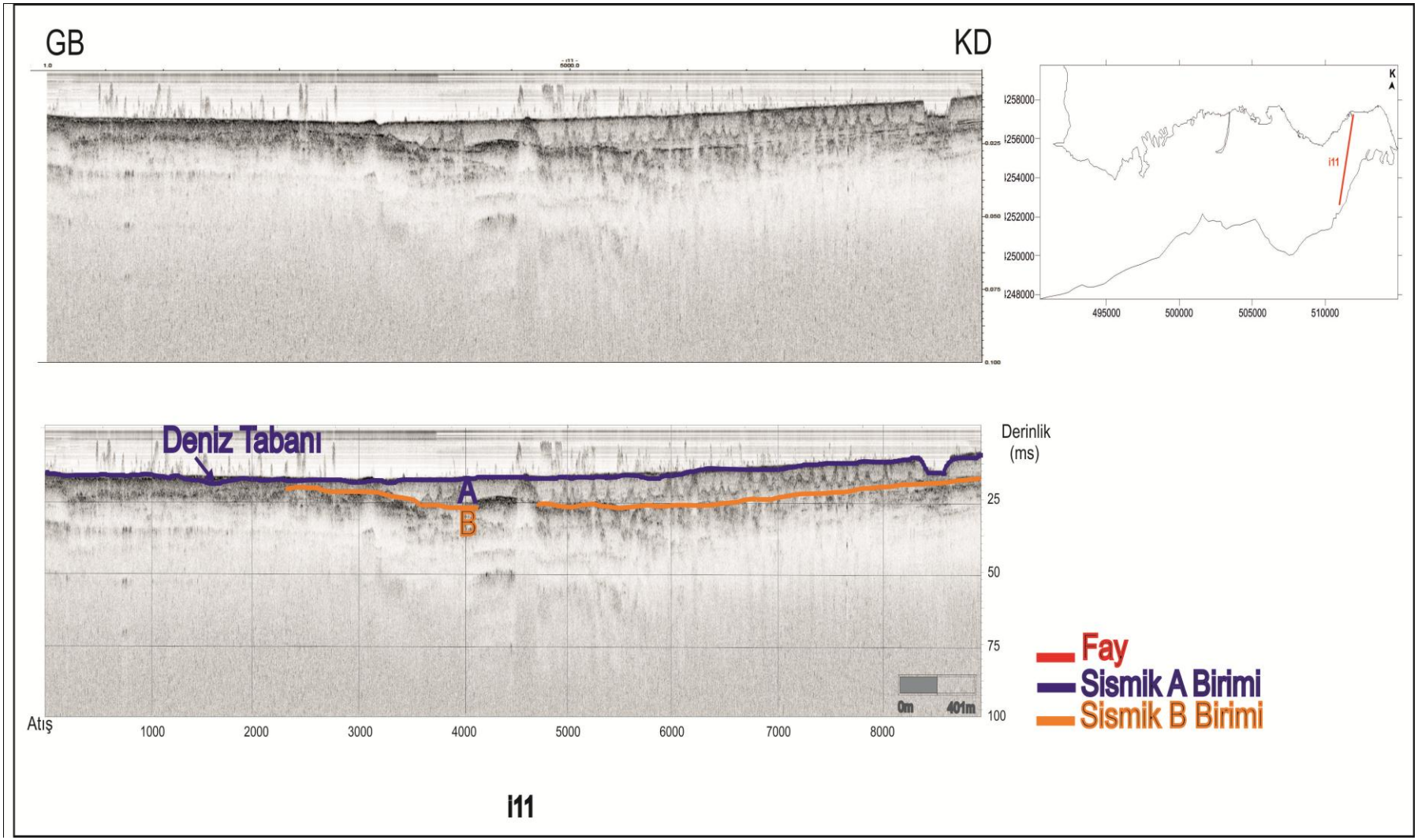
Şekil 4.3 Devamı



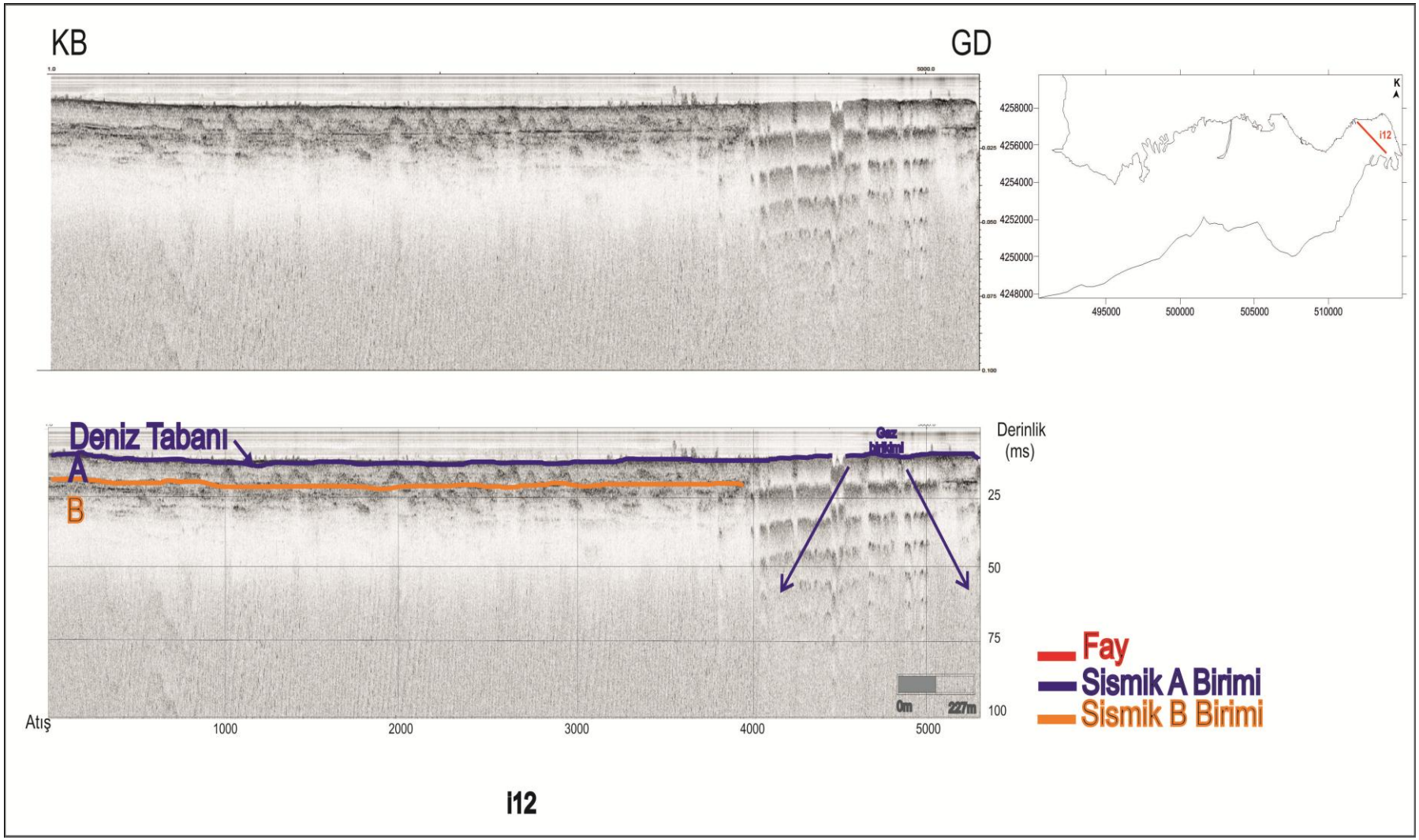
Şekil 4.3 Devamı



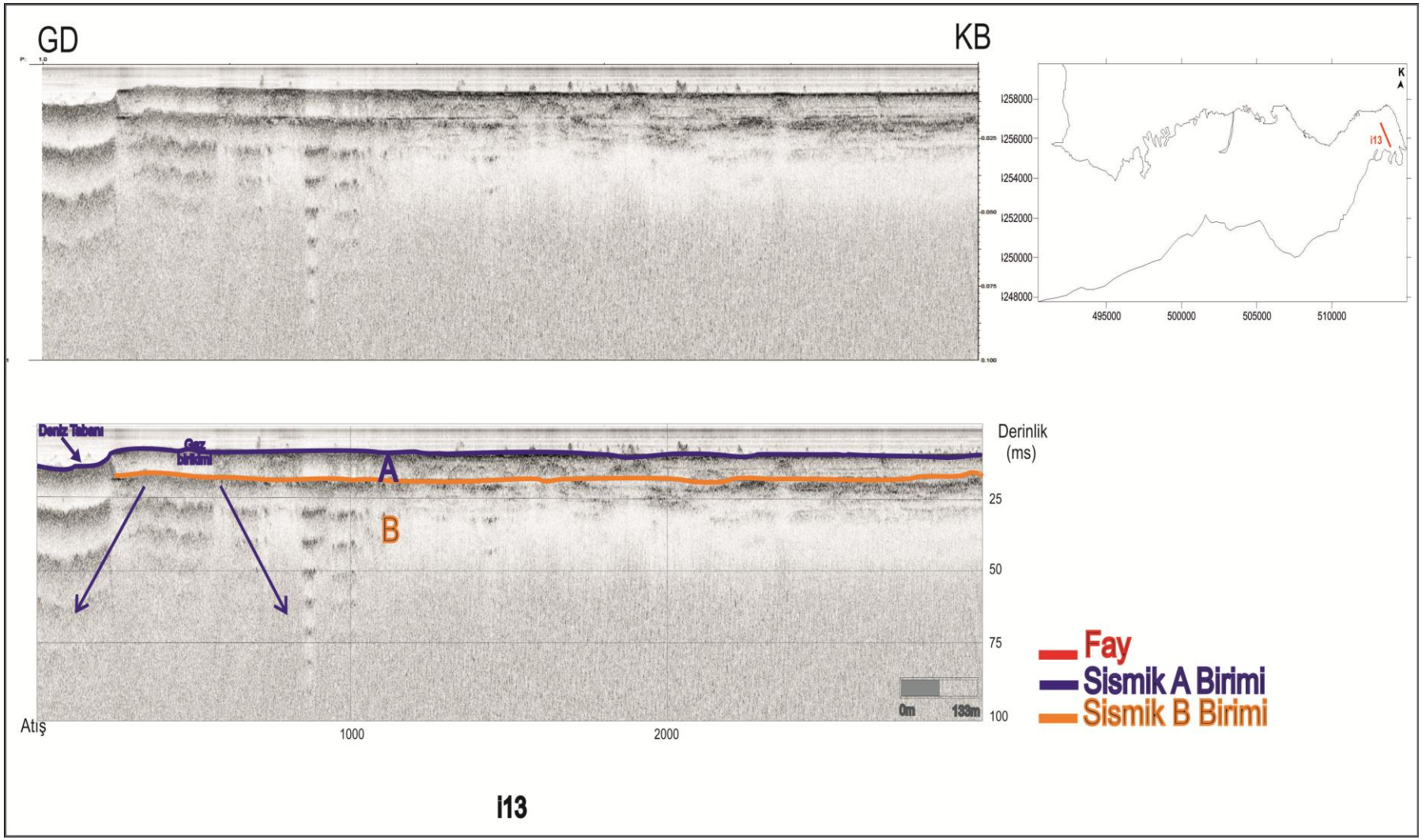
Şekil 4.3 Devamı



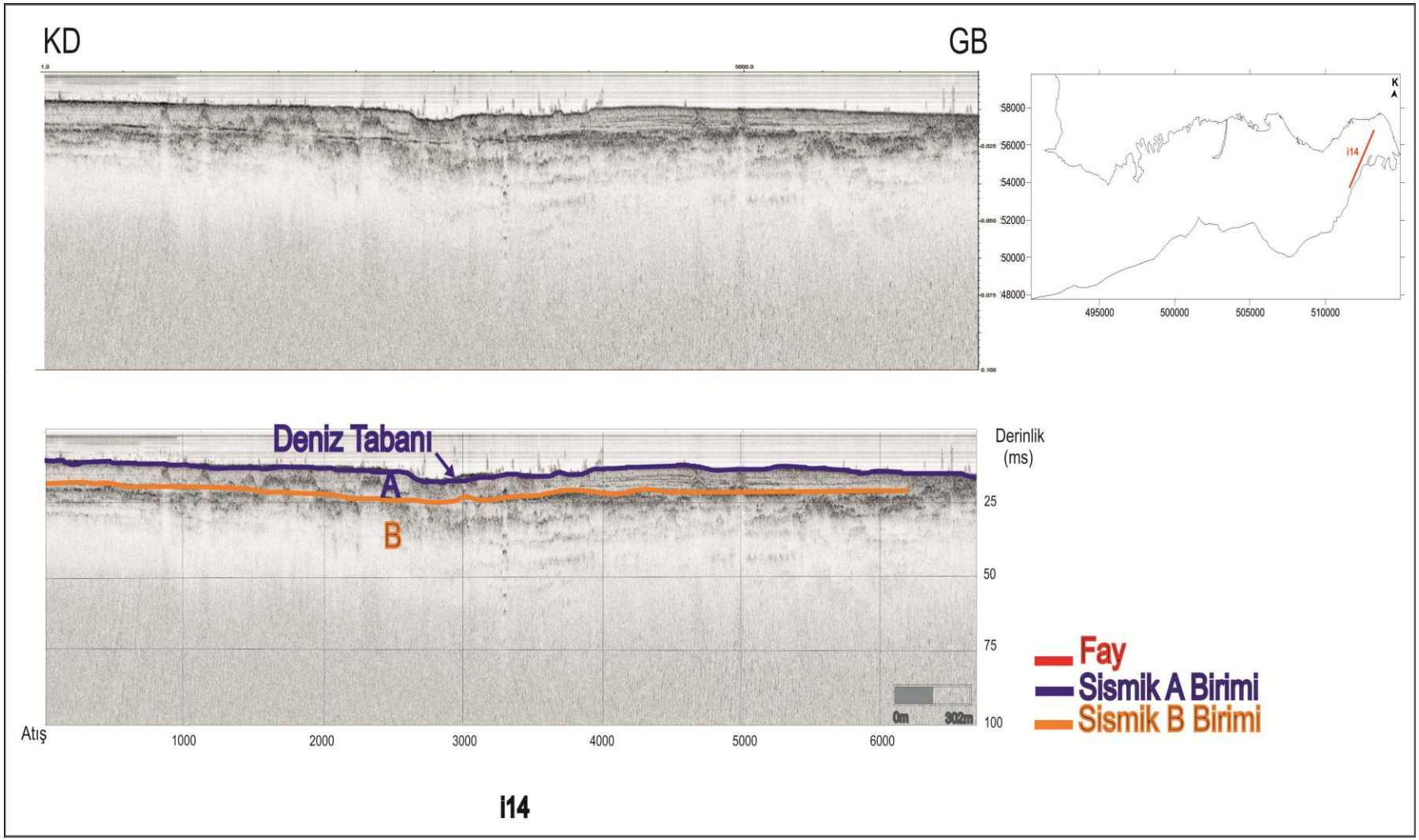
Şekil 4.3 Devamı



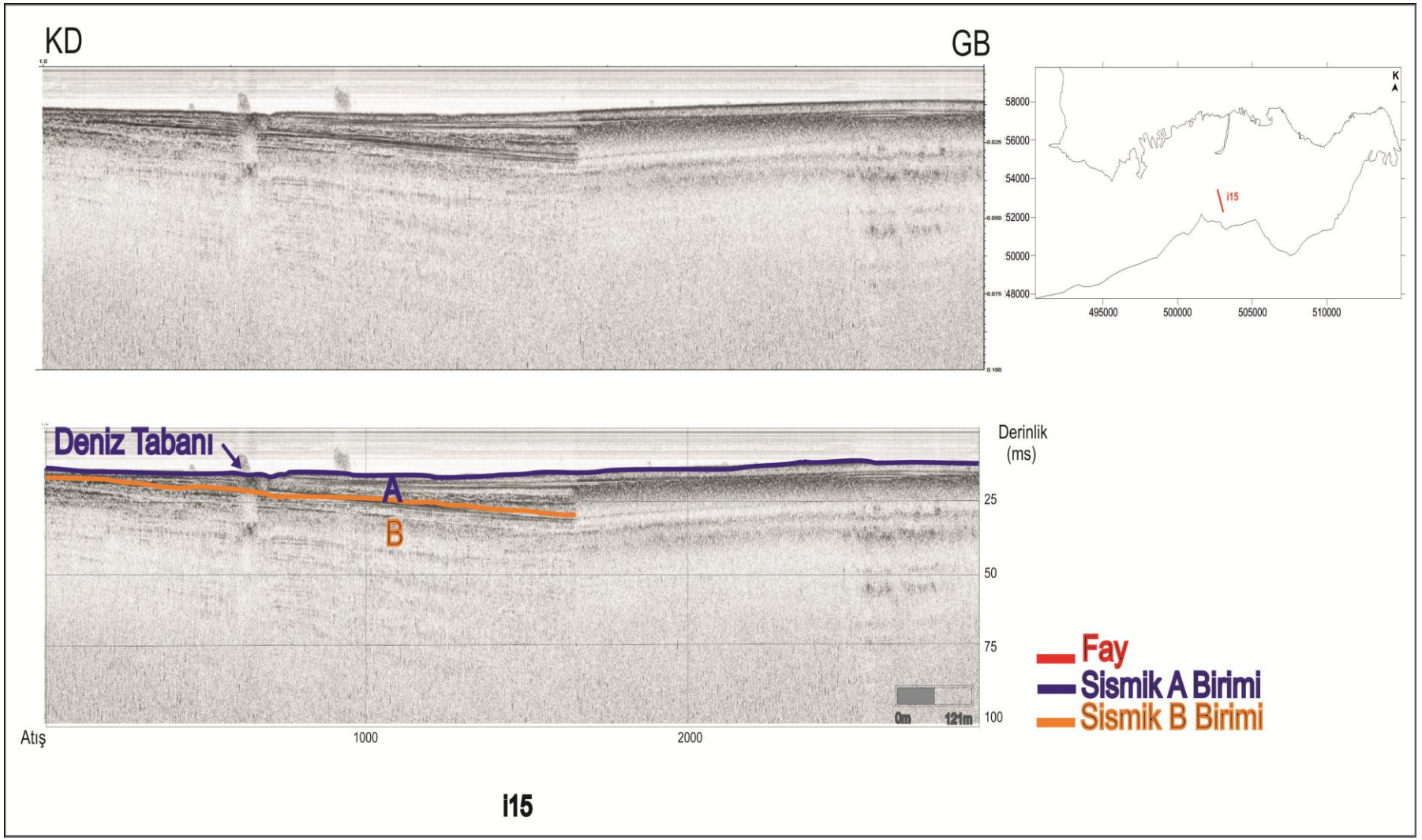
Şekil 4.3 Devamı



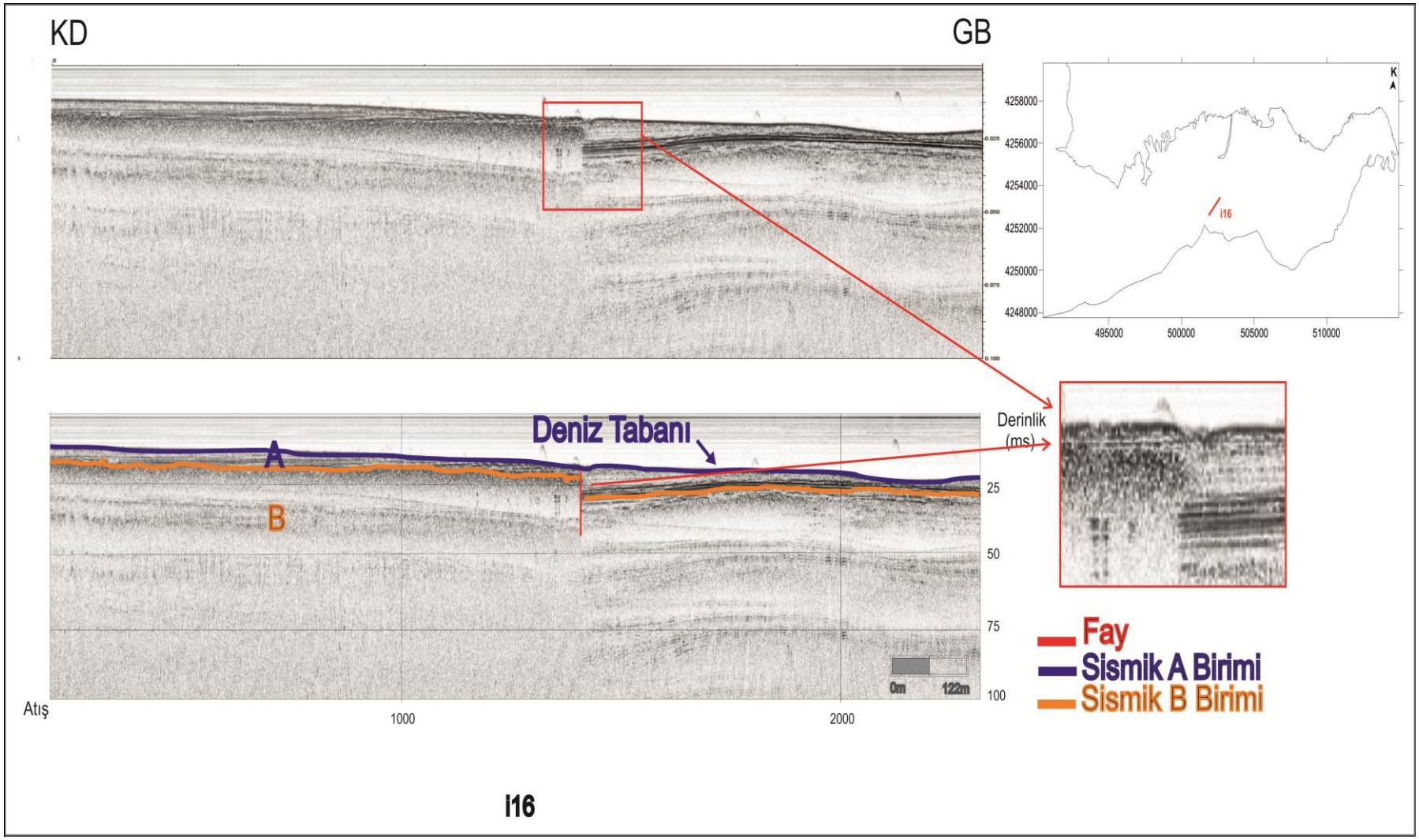
Şekil 4.3 Devamı



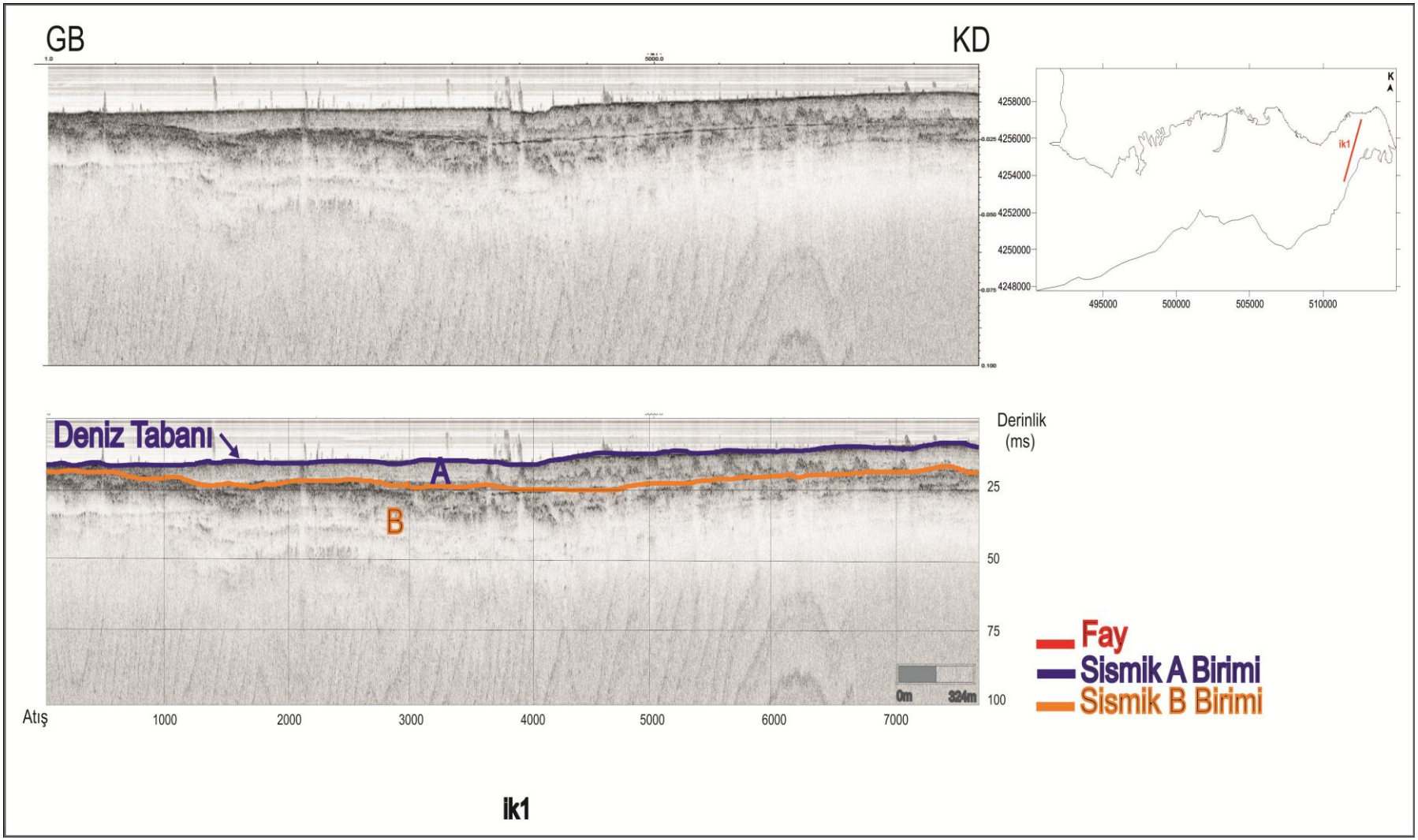
Şekil 4.3 Devamı



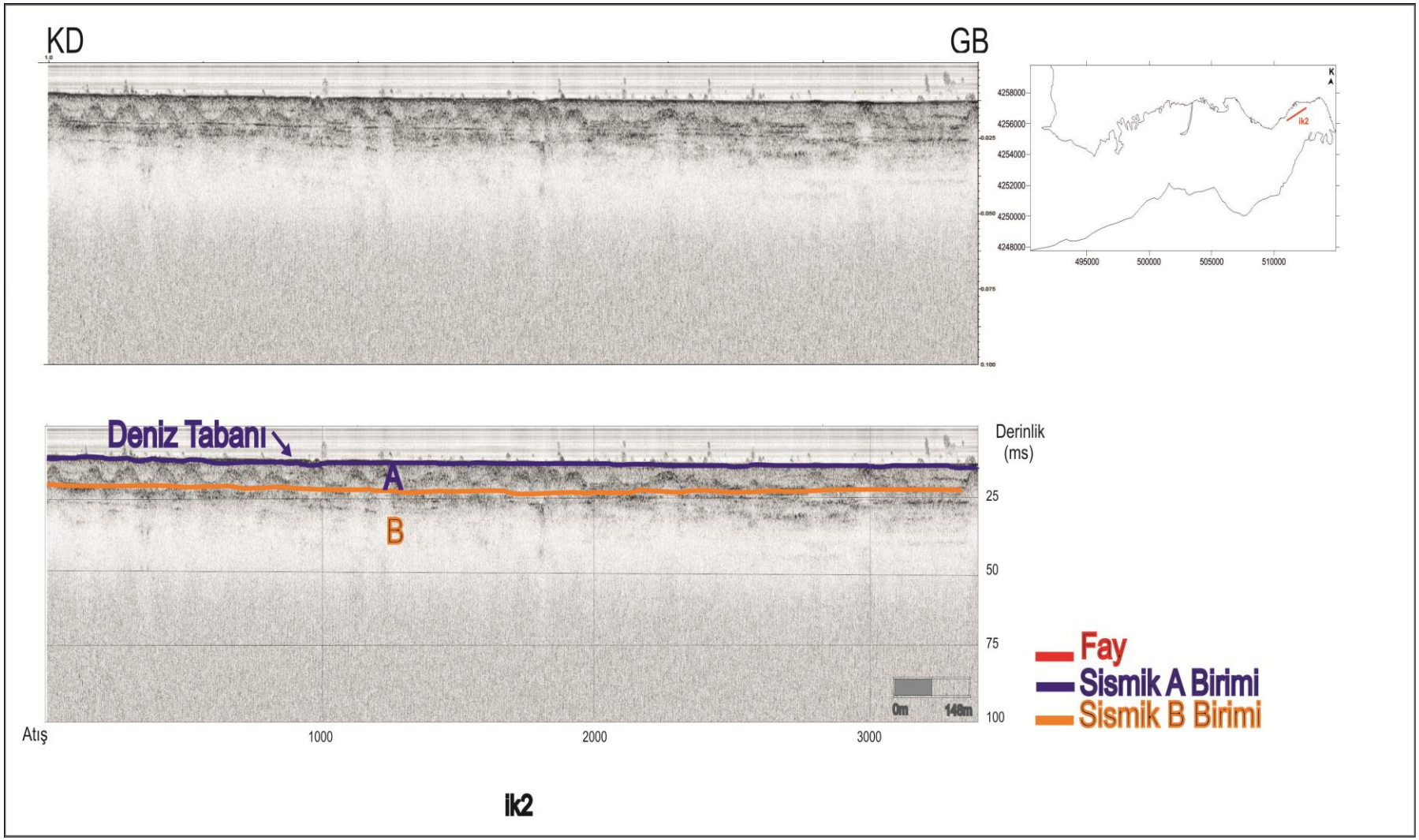
Şekil 4.3 Devamı



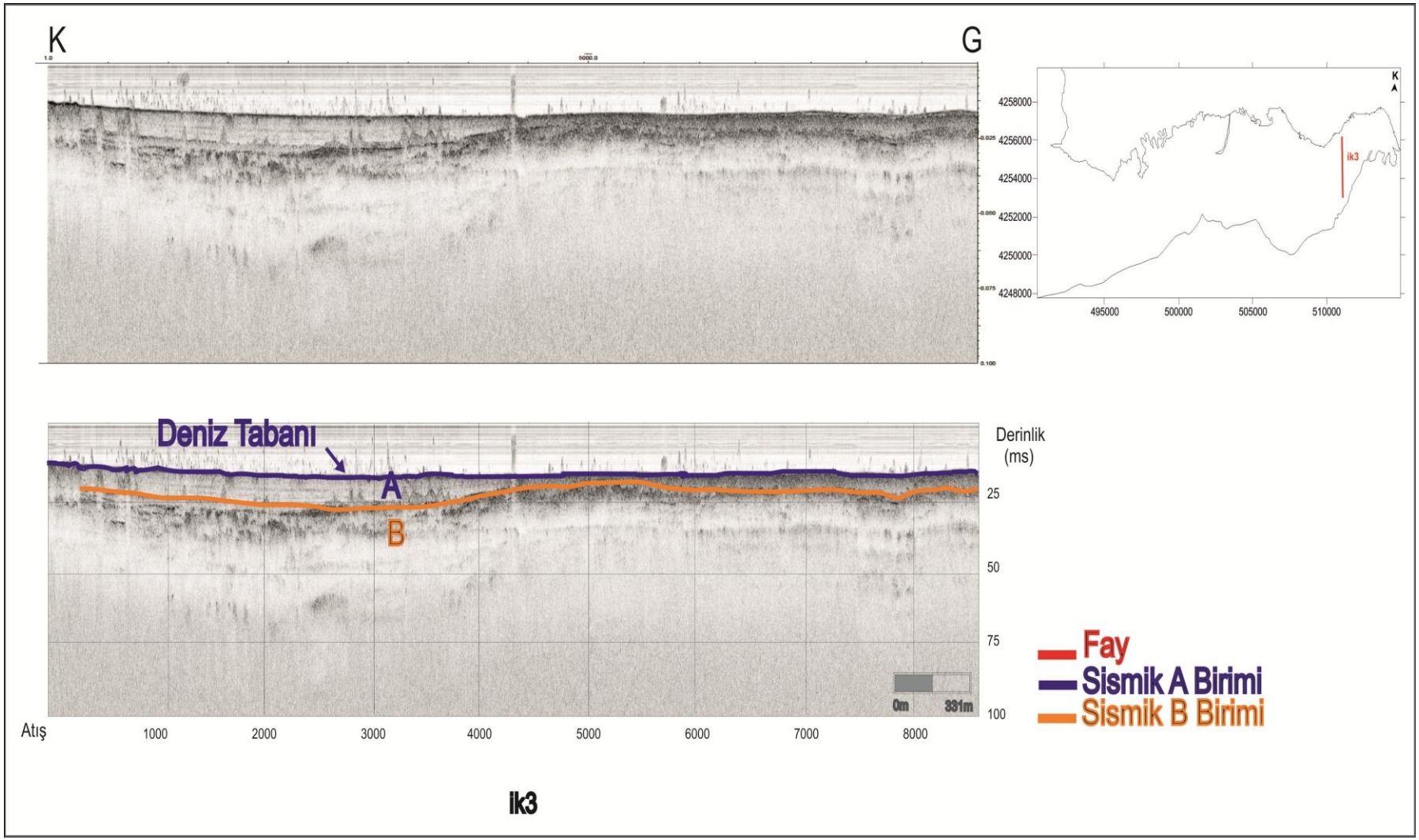
Şekil 4.3 Devamı



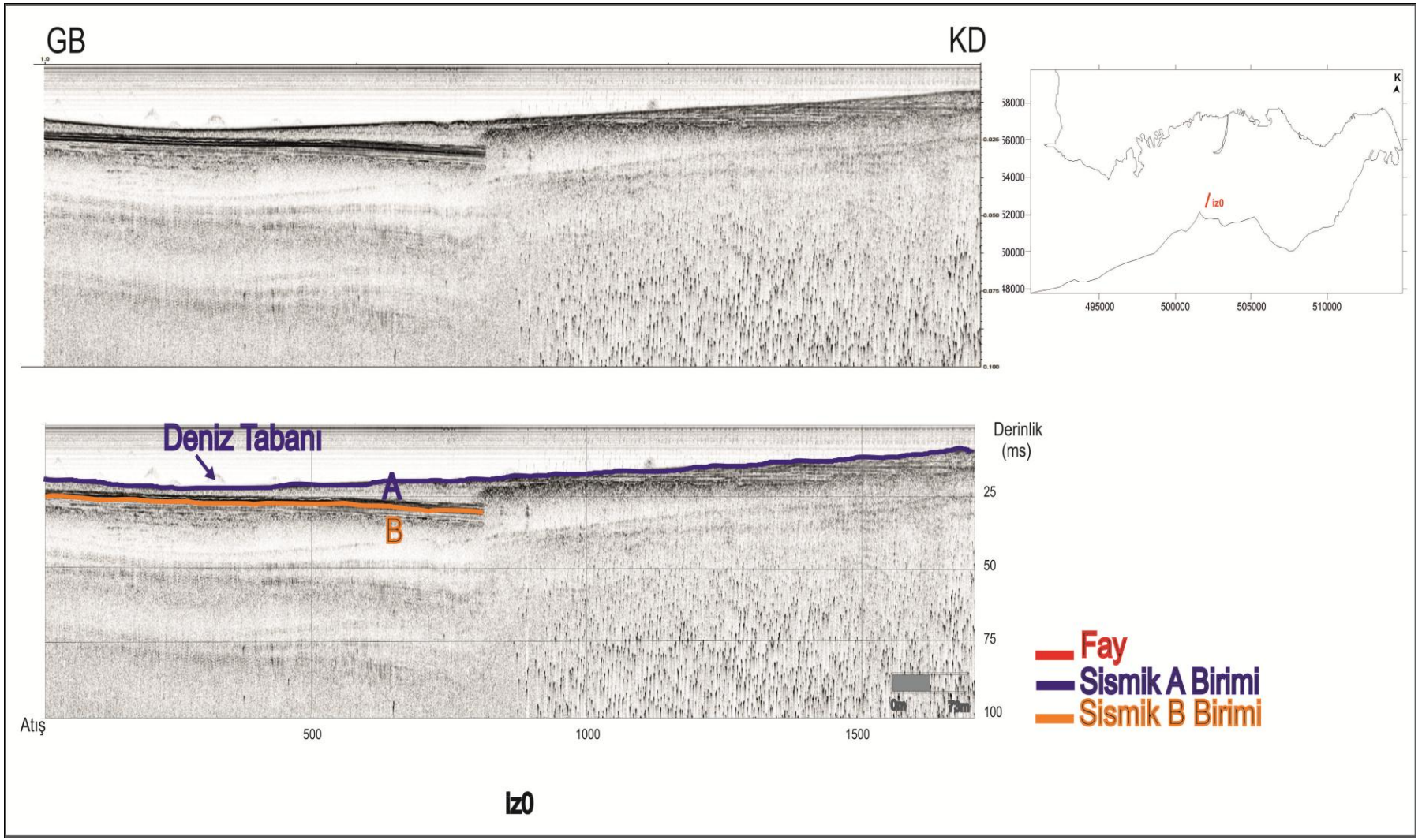
Şekil 4.3 Devamı



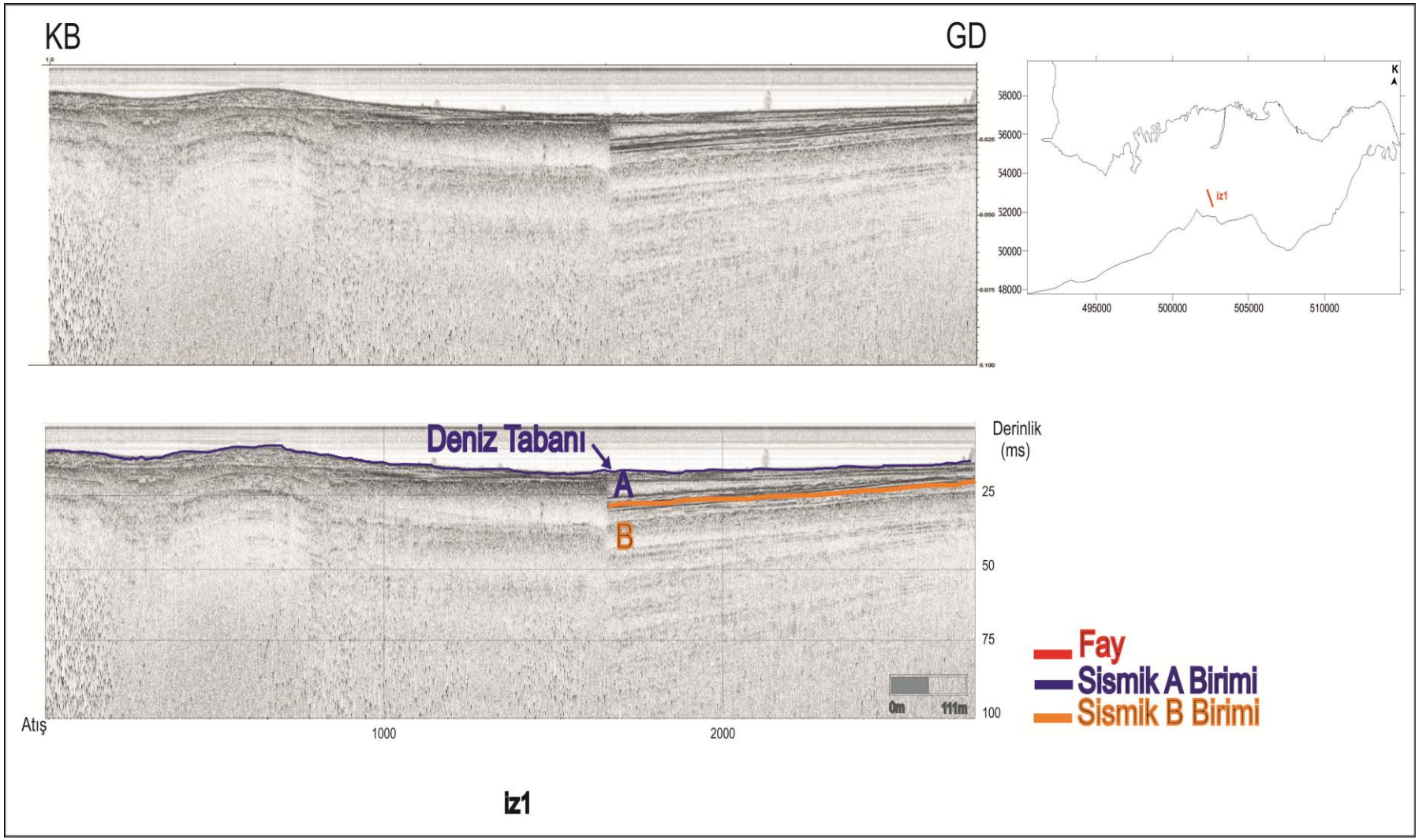
Şekil 4.3 Devamı



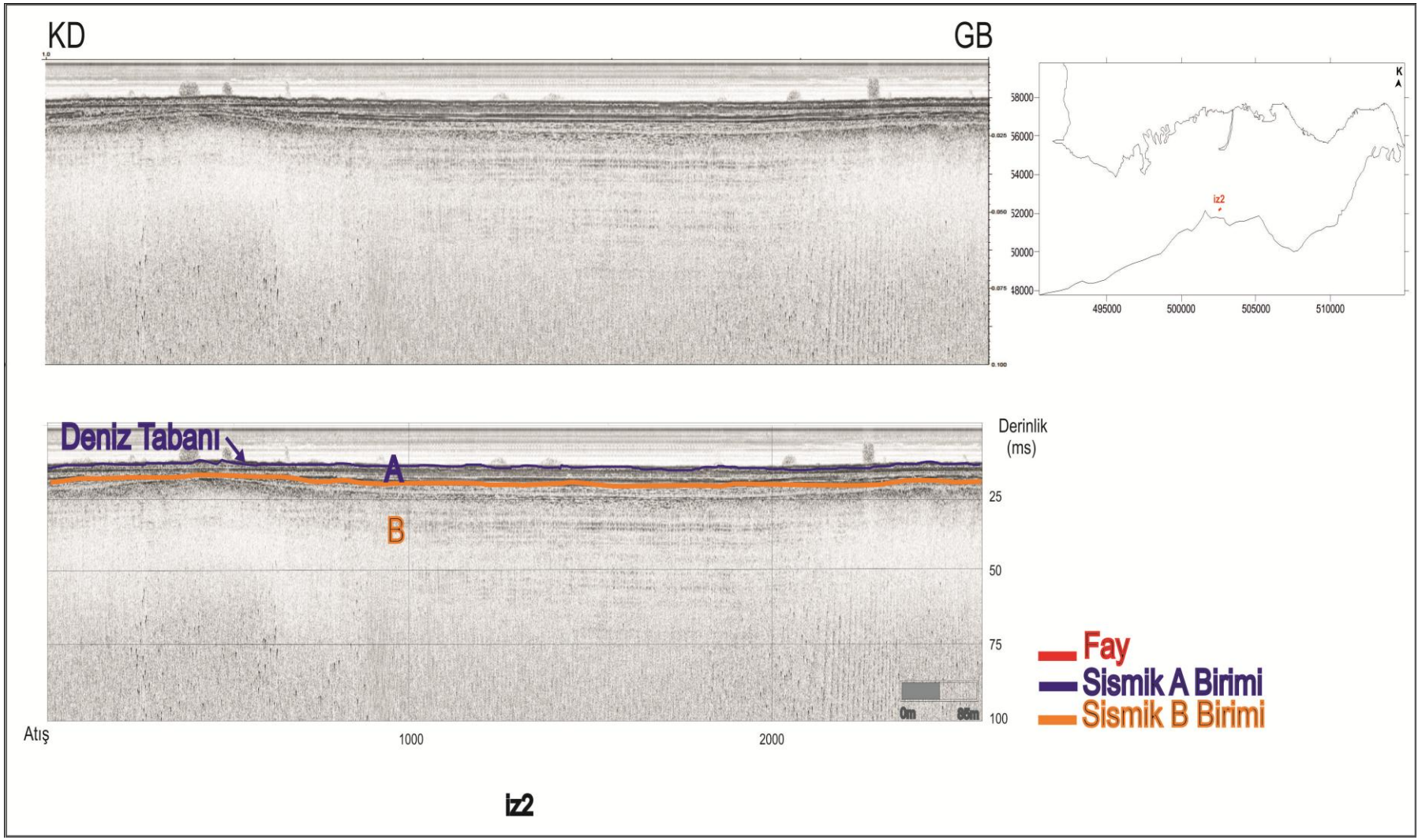
Şekil 4.3 Devamı



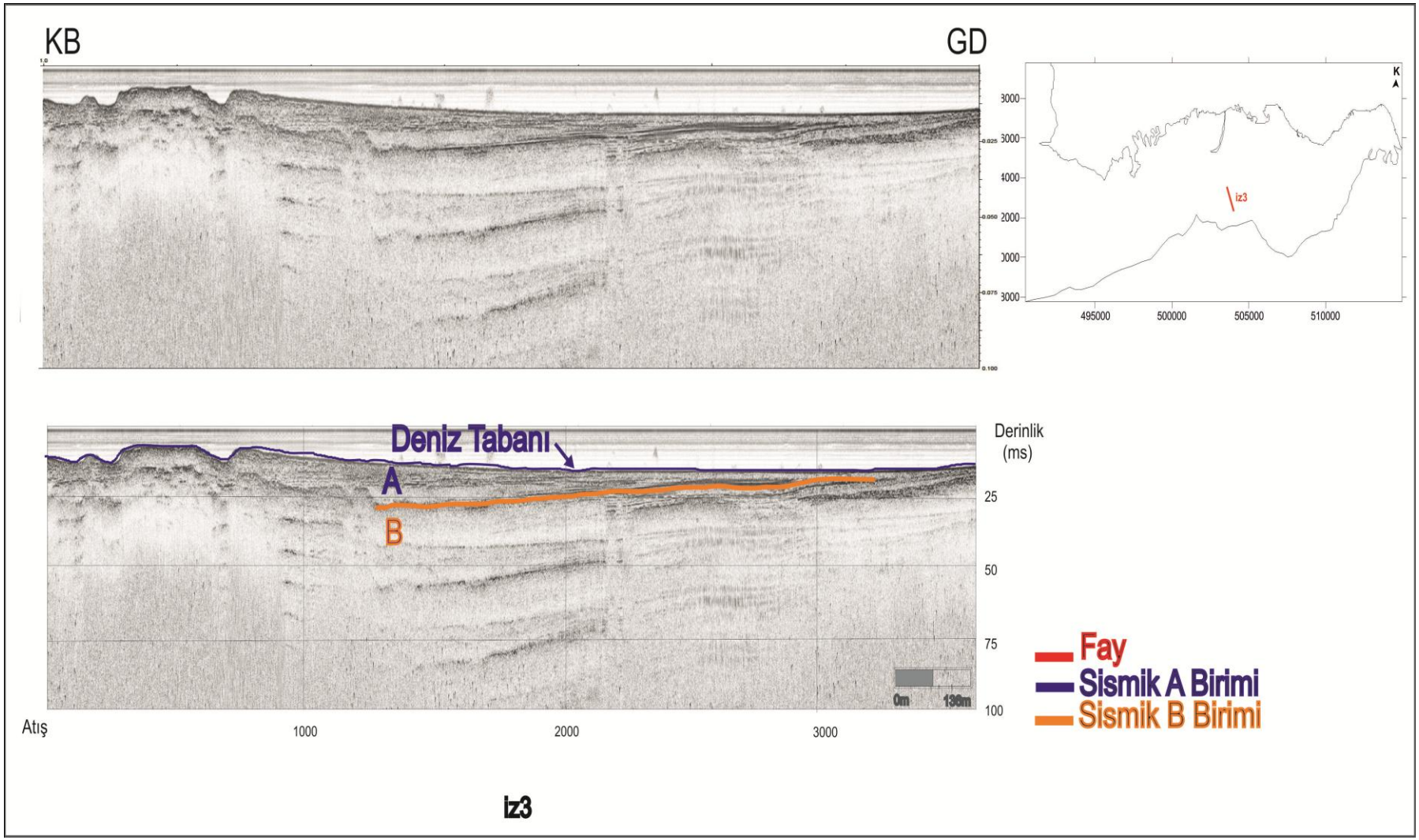
Şekil 4.3 Devamı



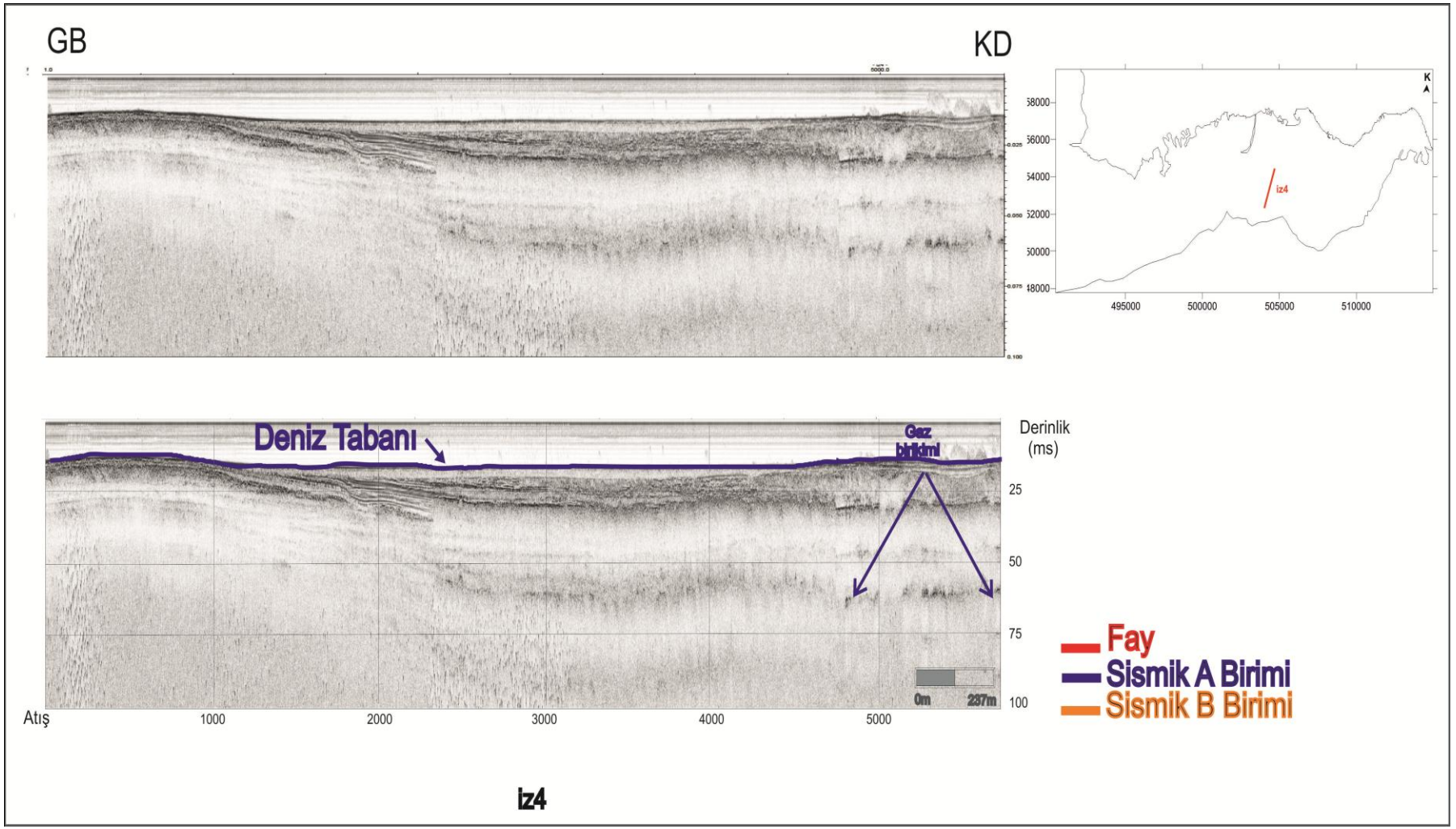
Şekil 4.3 Devamı



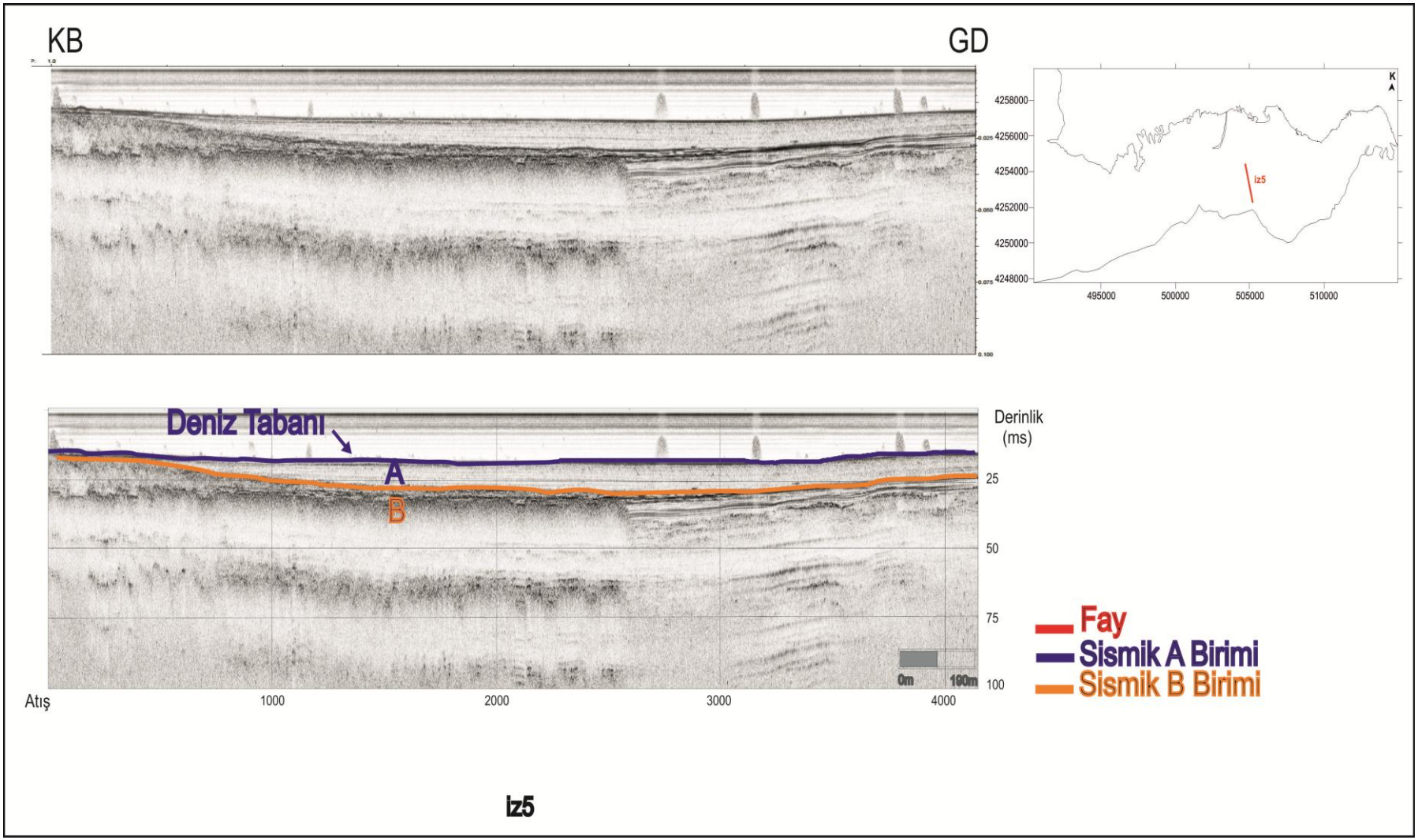
Şekil 4.3 Devamı



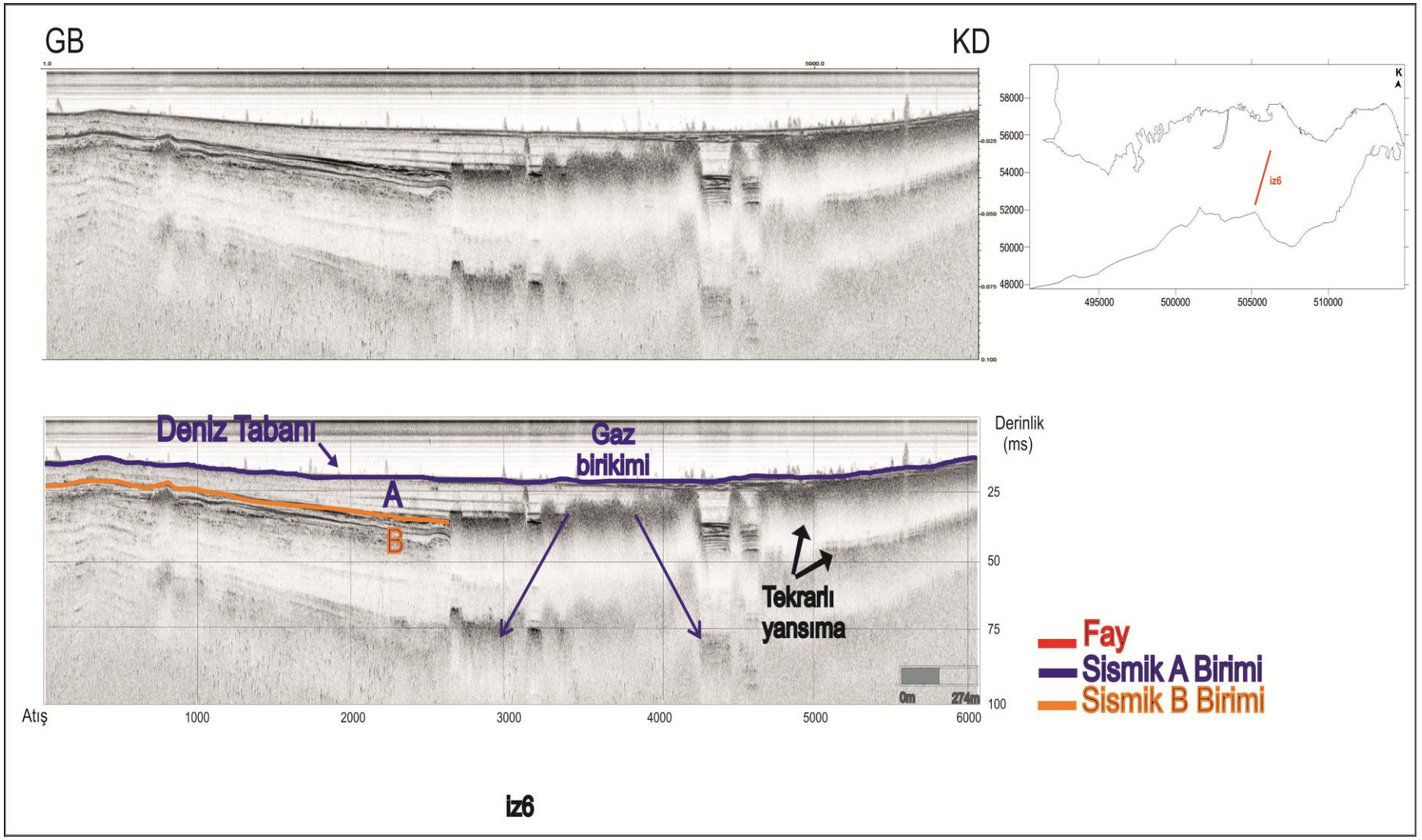
Şekil 4.3 Devamı



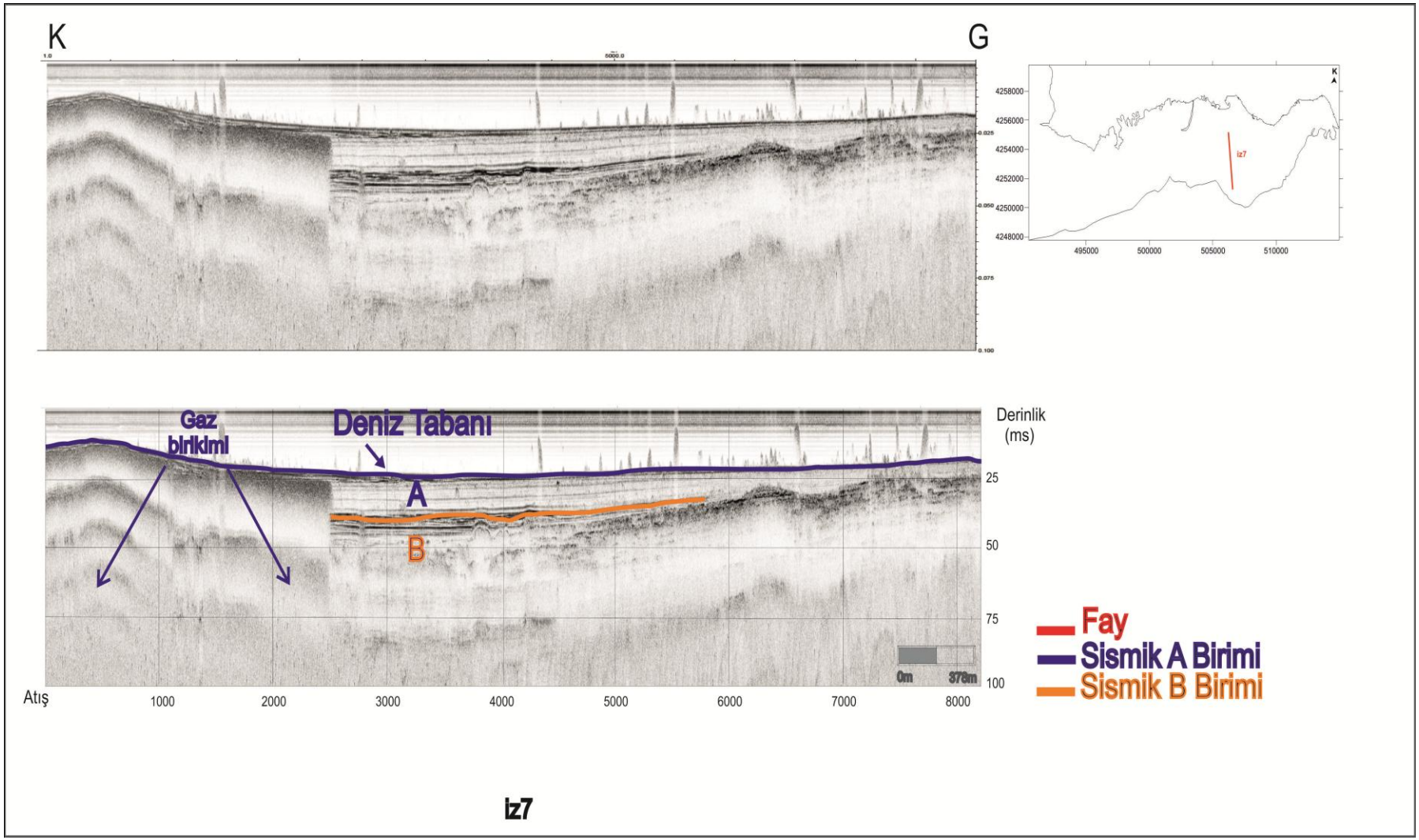
Şekil 4.3 Devamı



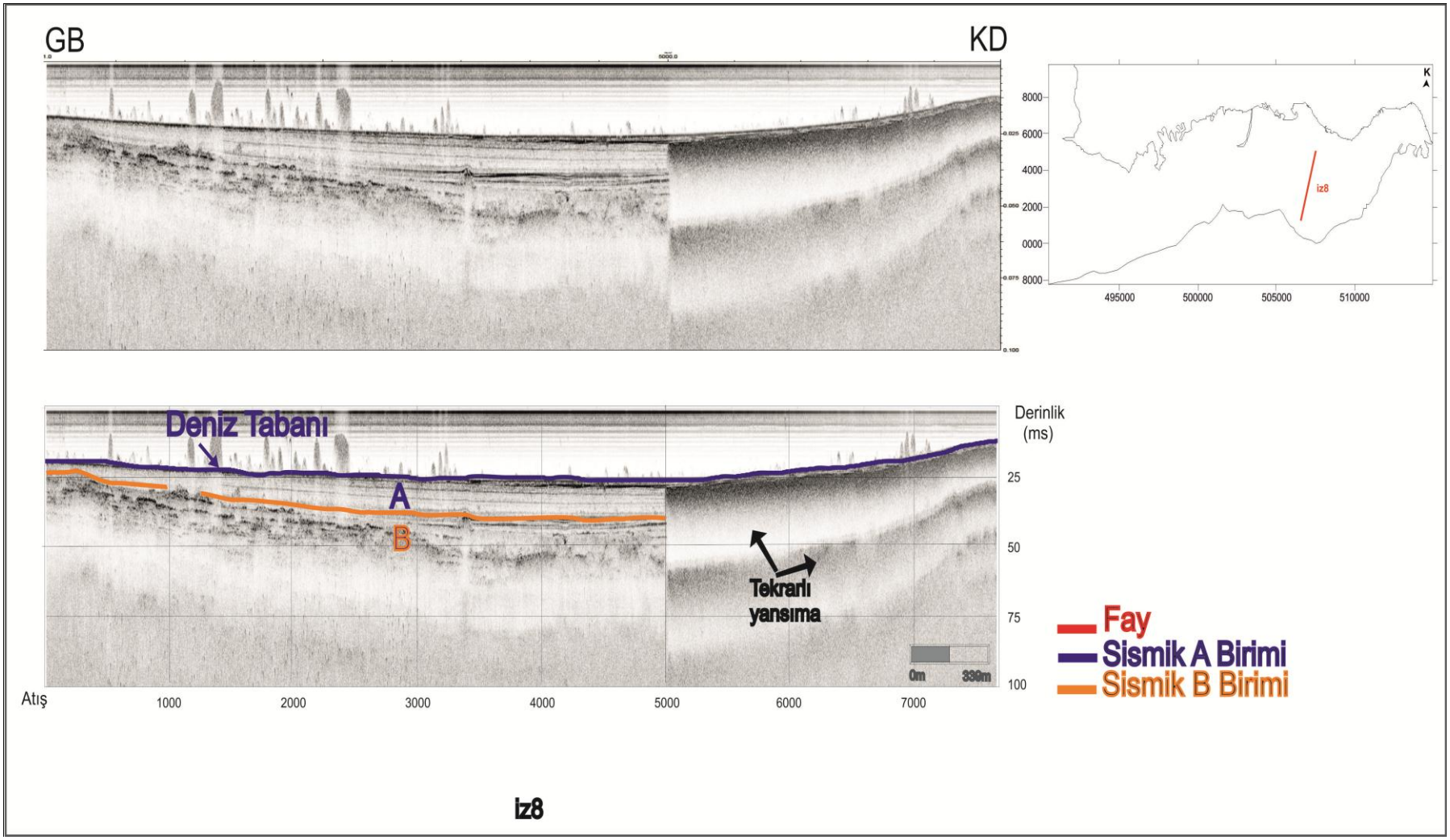
Şekil 4.3 Devamı



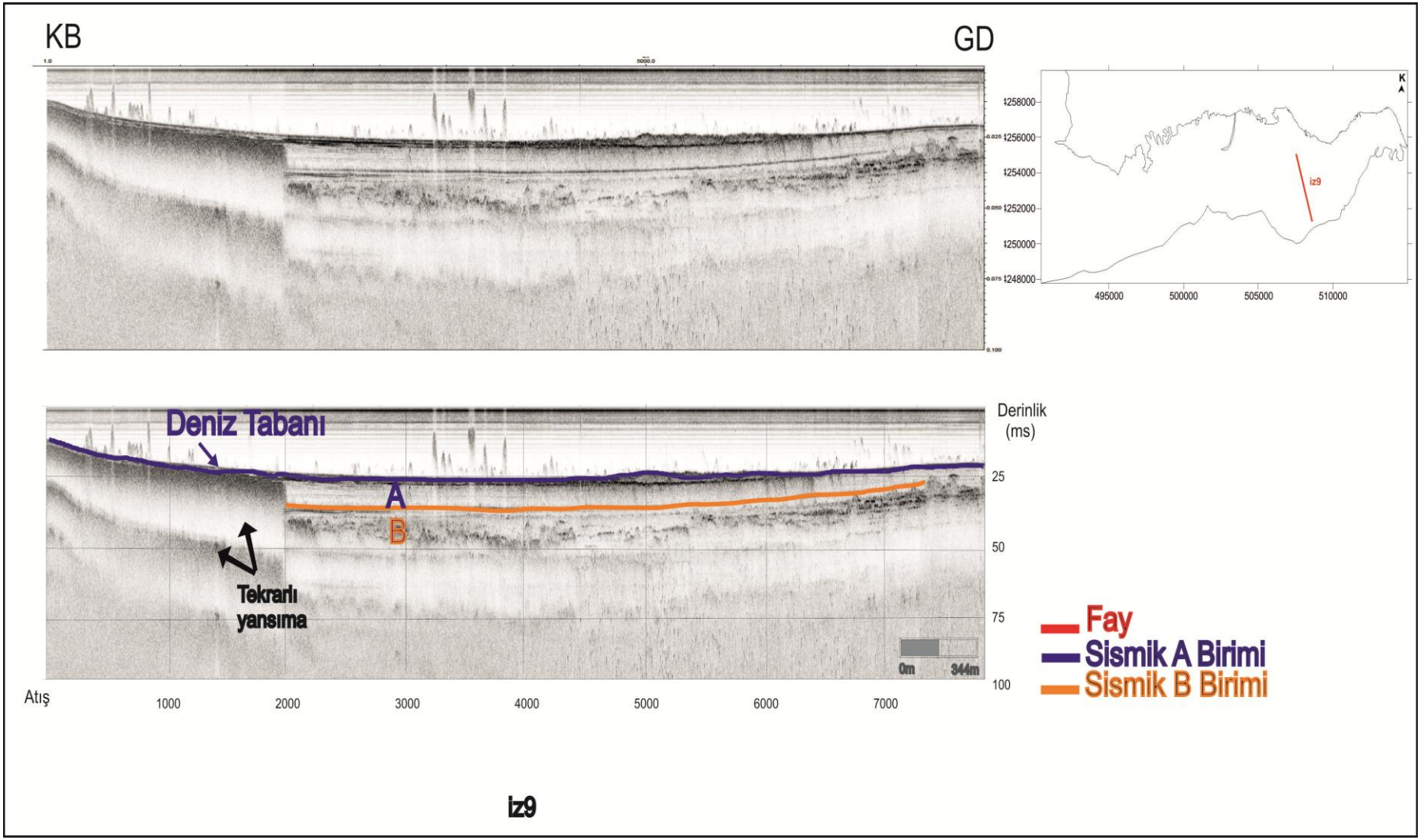
Şekil 4.3 Devamı



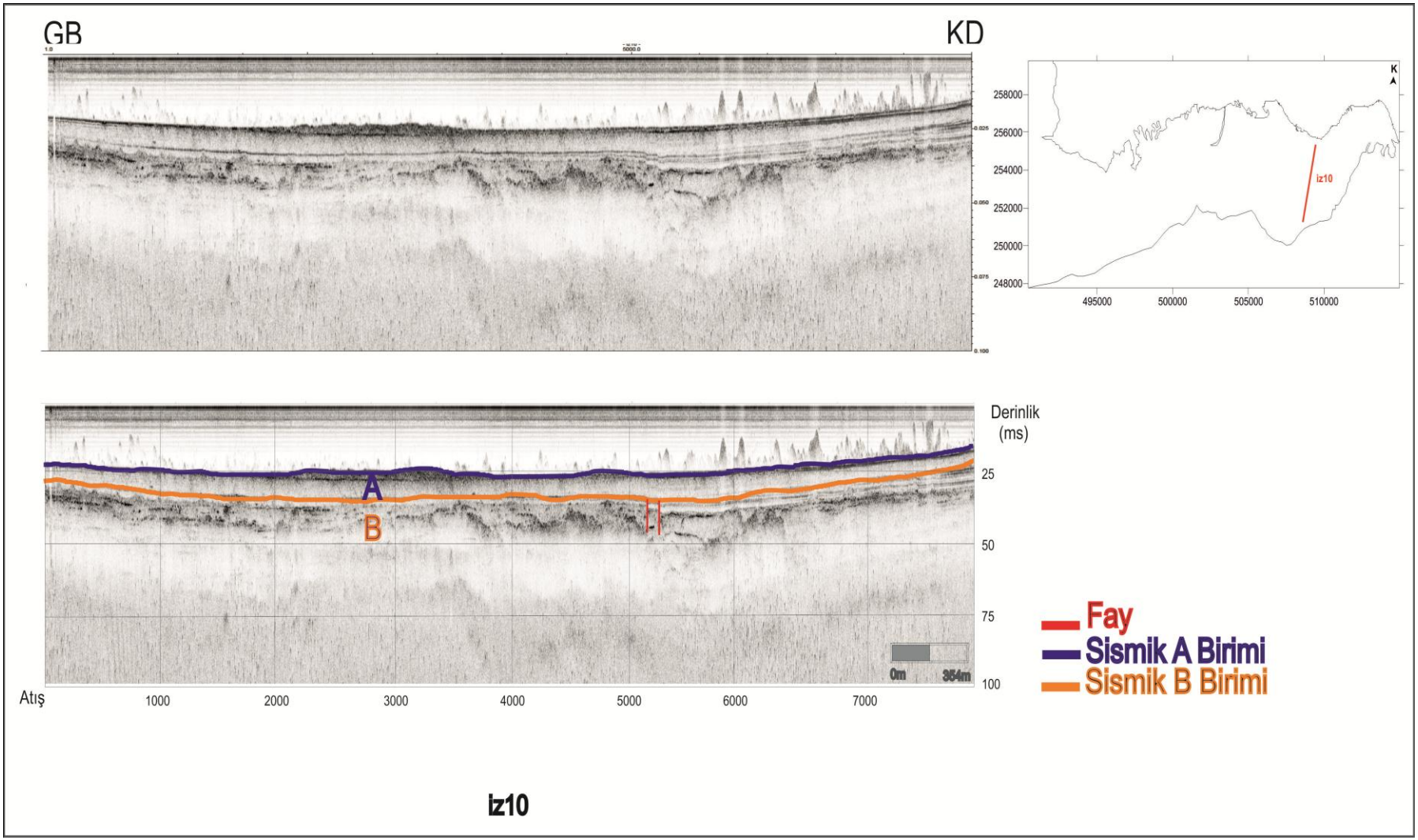
Şekil 4.3 Devamı



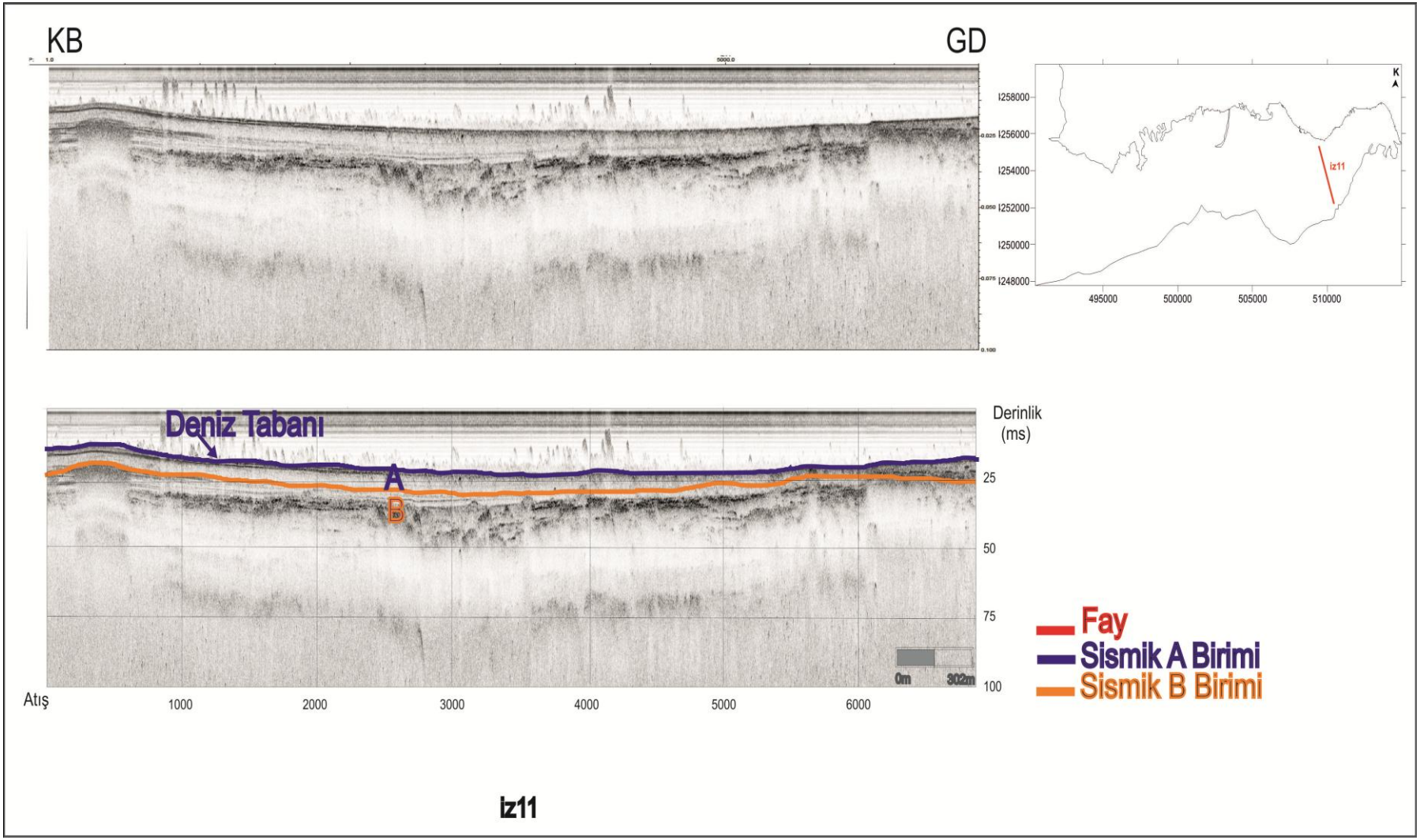
Şekil 4.3 Devamı



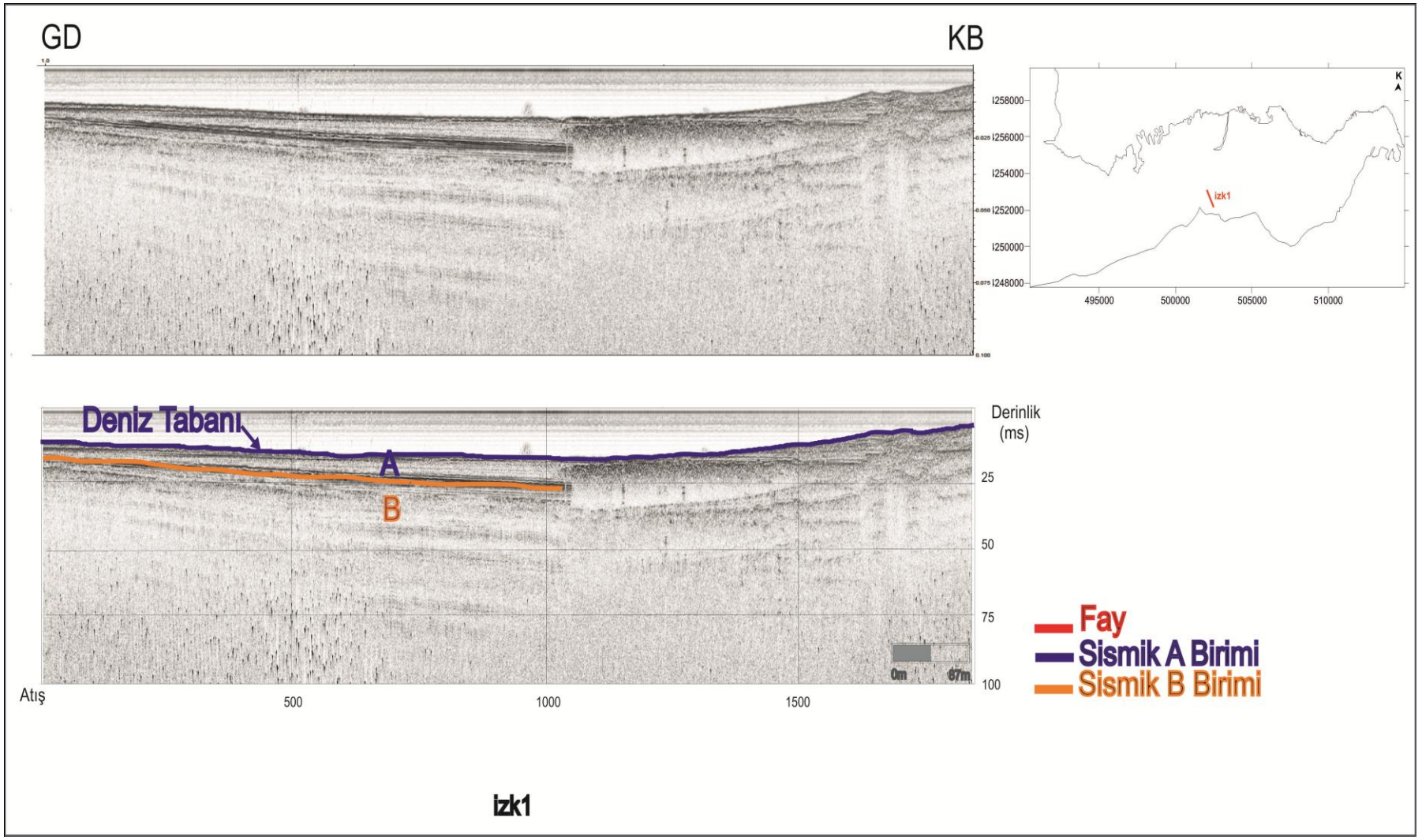
Şekil 4.3 Devamı



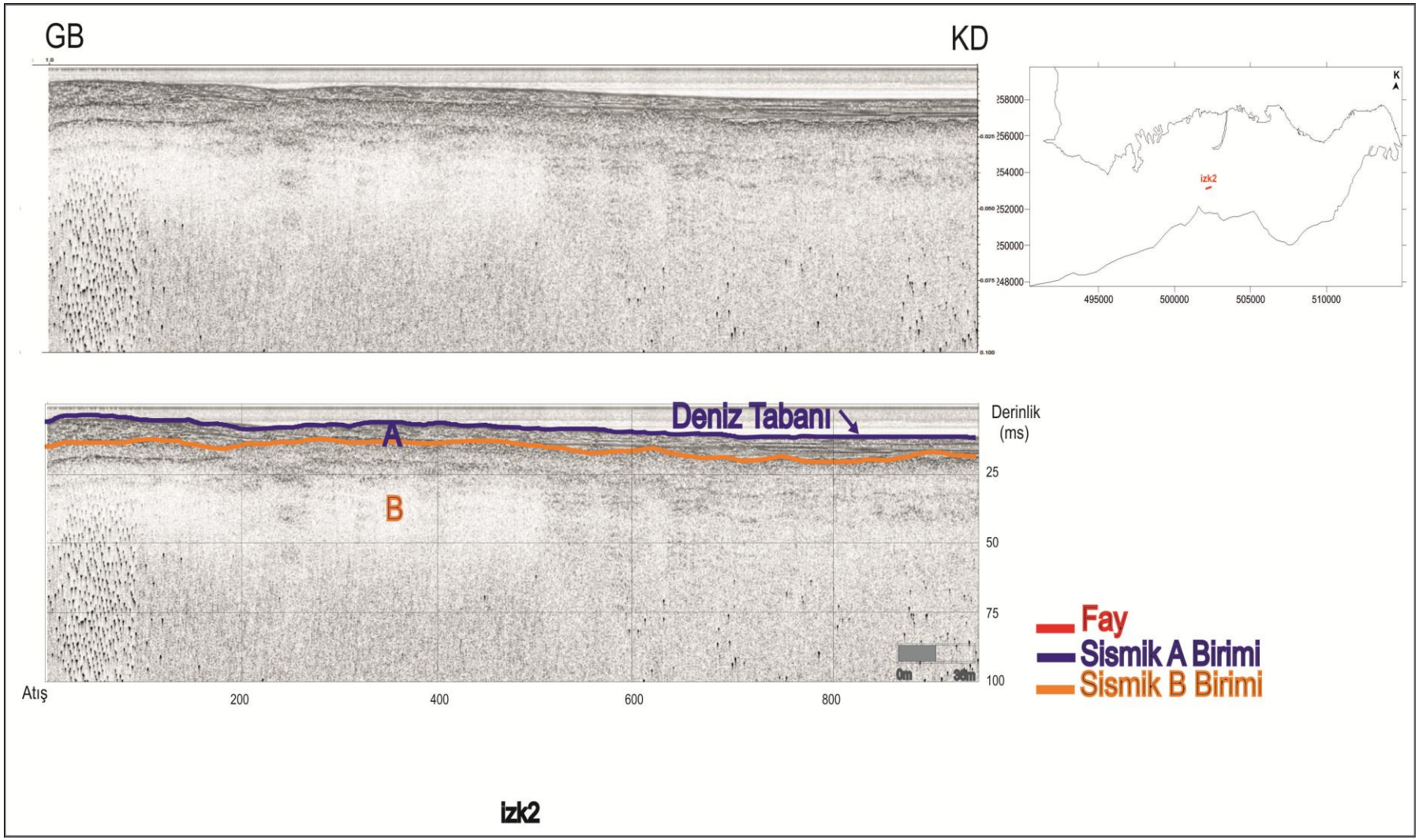
Şekil 4.3 Devamı



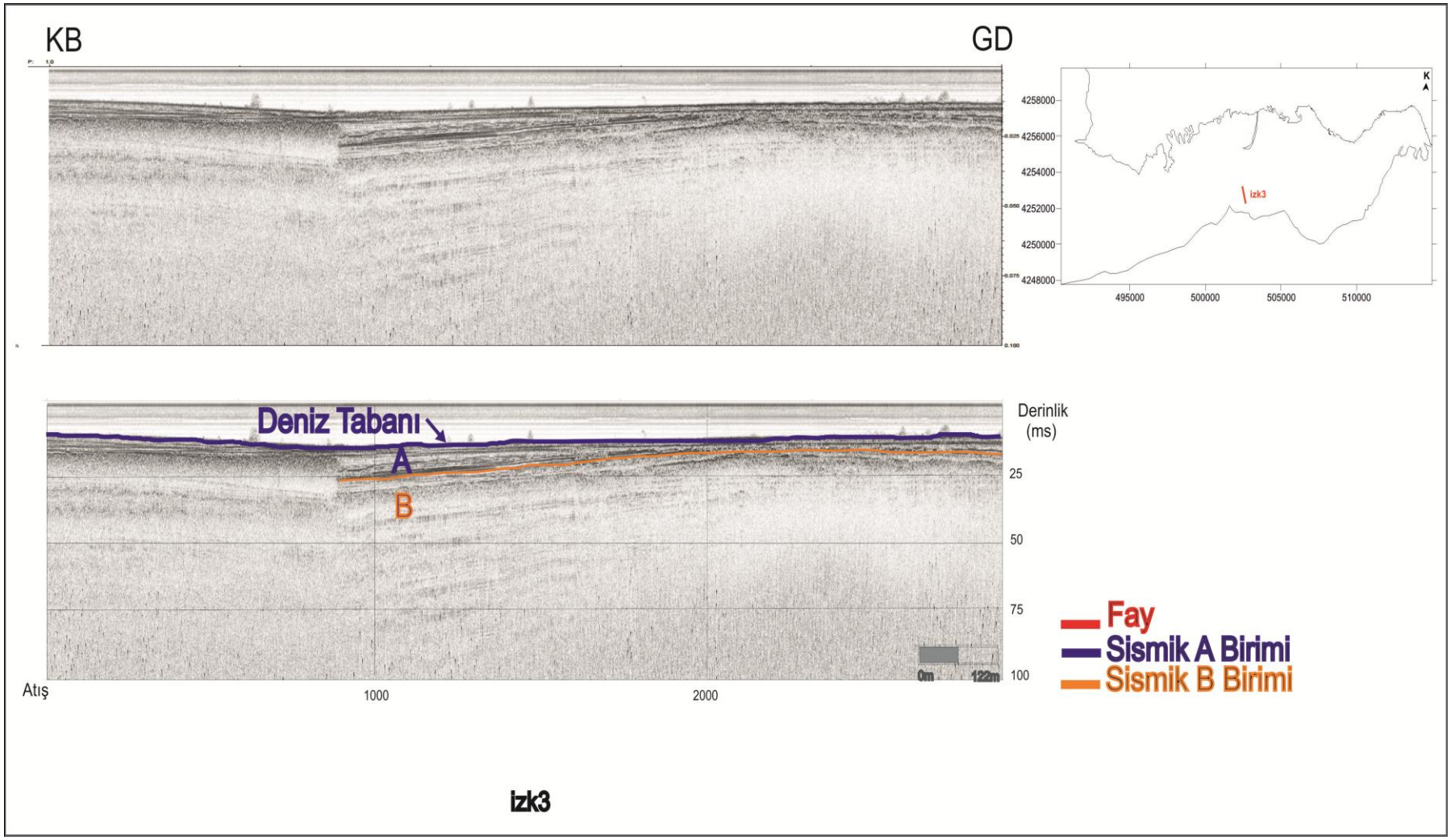
Şekil 4.3 Devamı



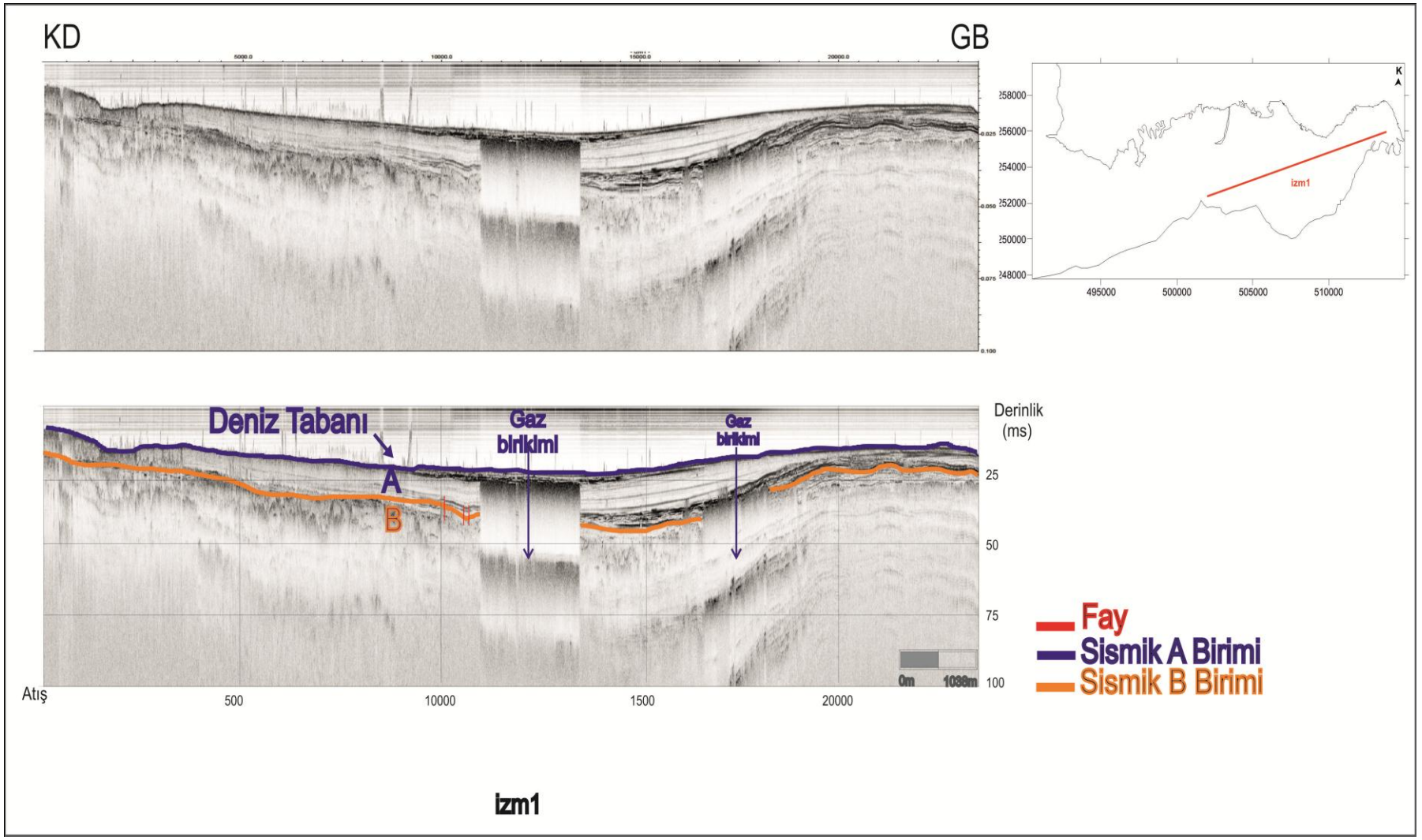
Şekil 4.3 Devamı



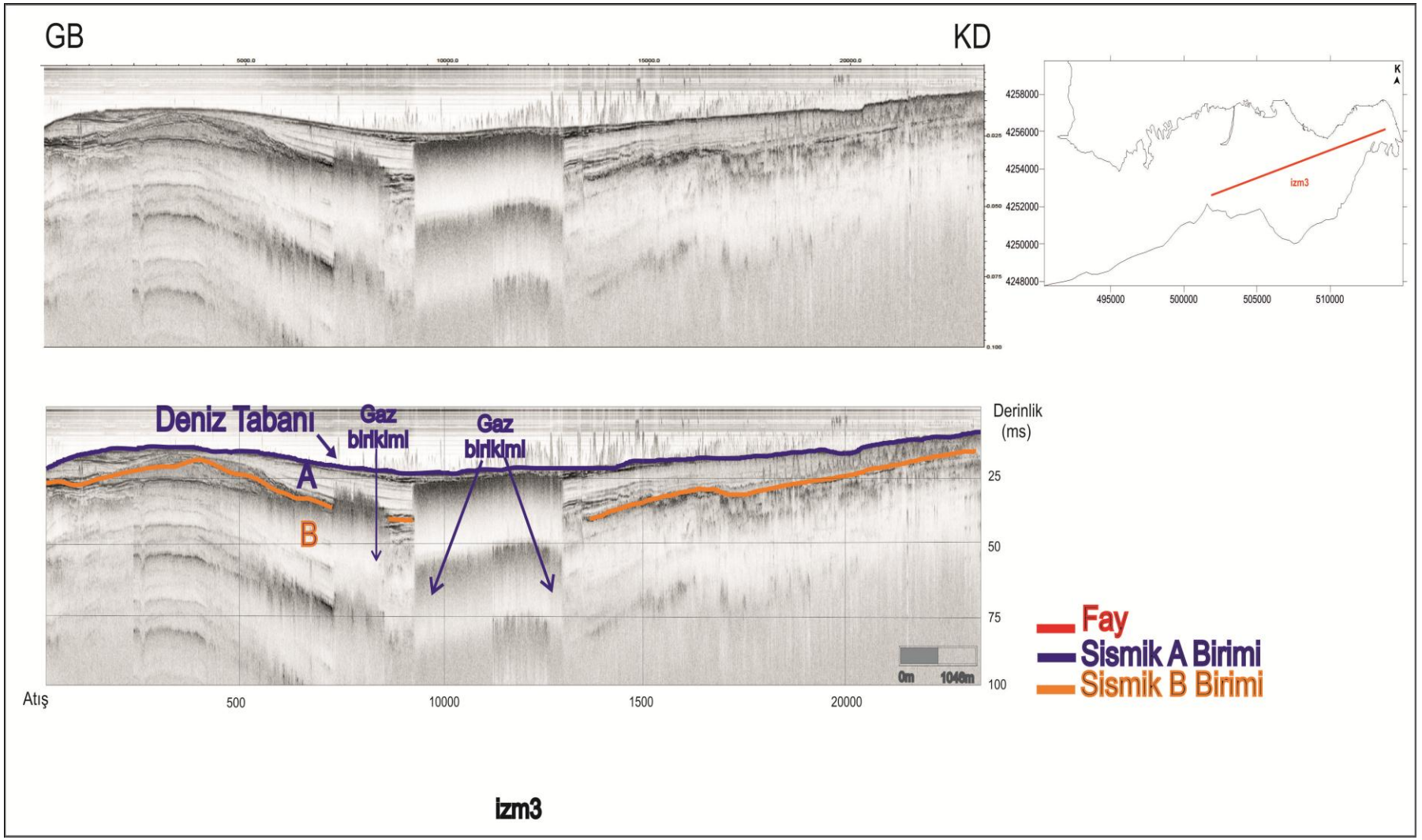
Şekil 4.3 Devamı



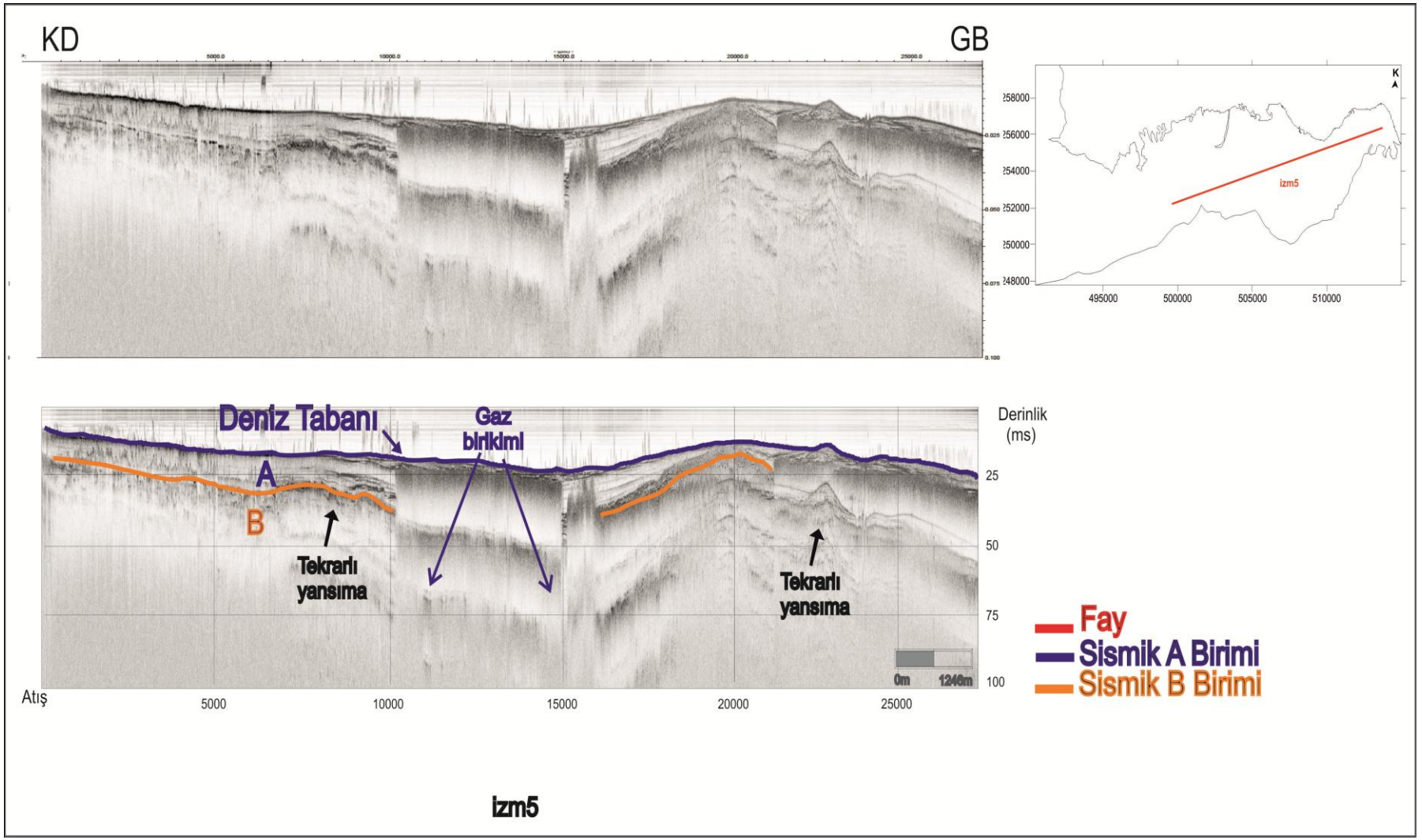
Şekil 4.3 Devamı



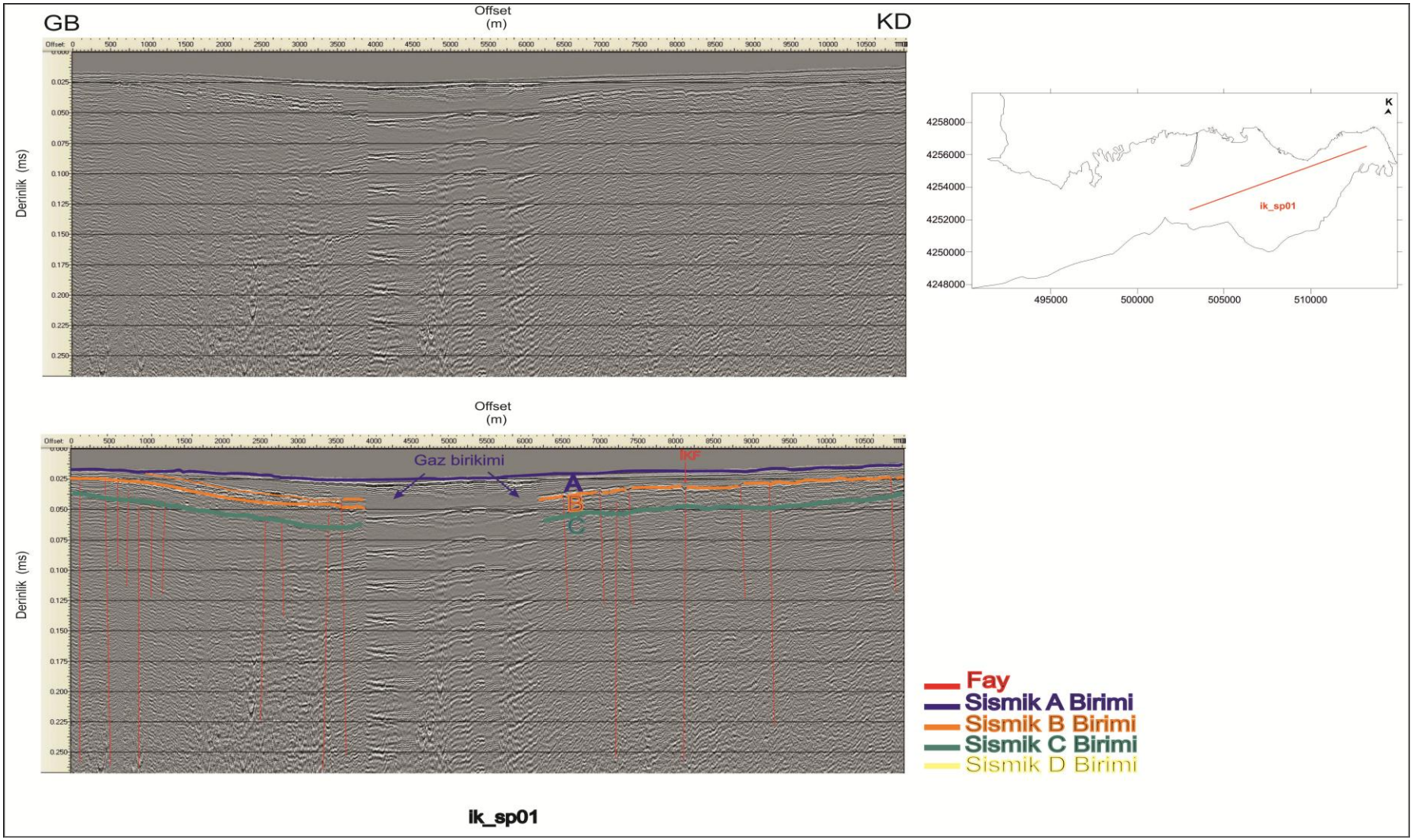
Şekil 4.3 Devamı



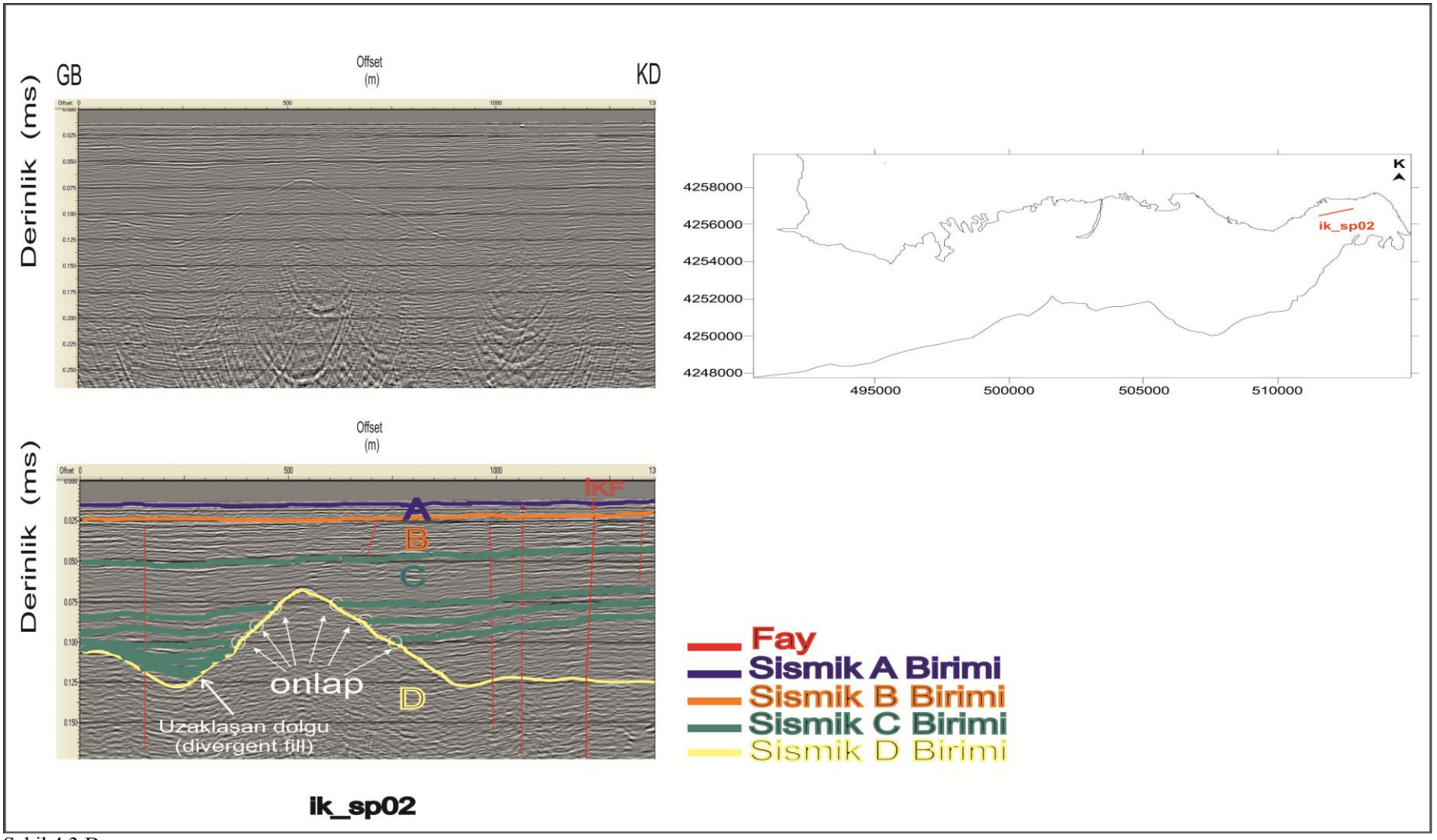
Şekil 4.3 Devamı



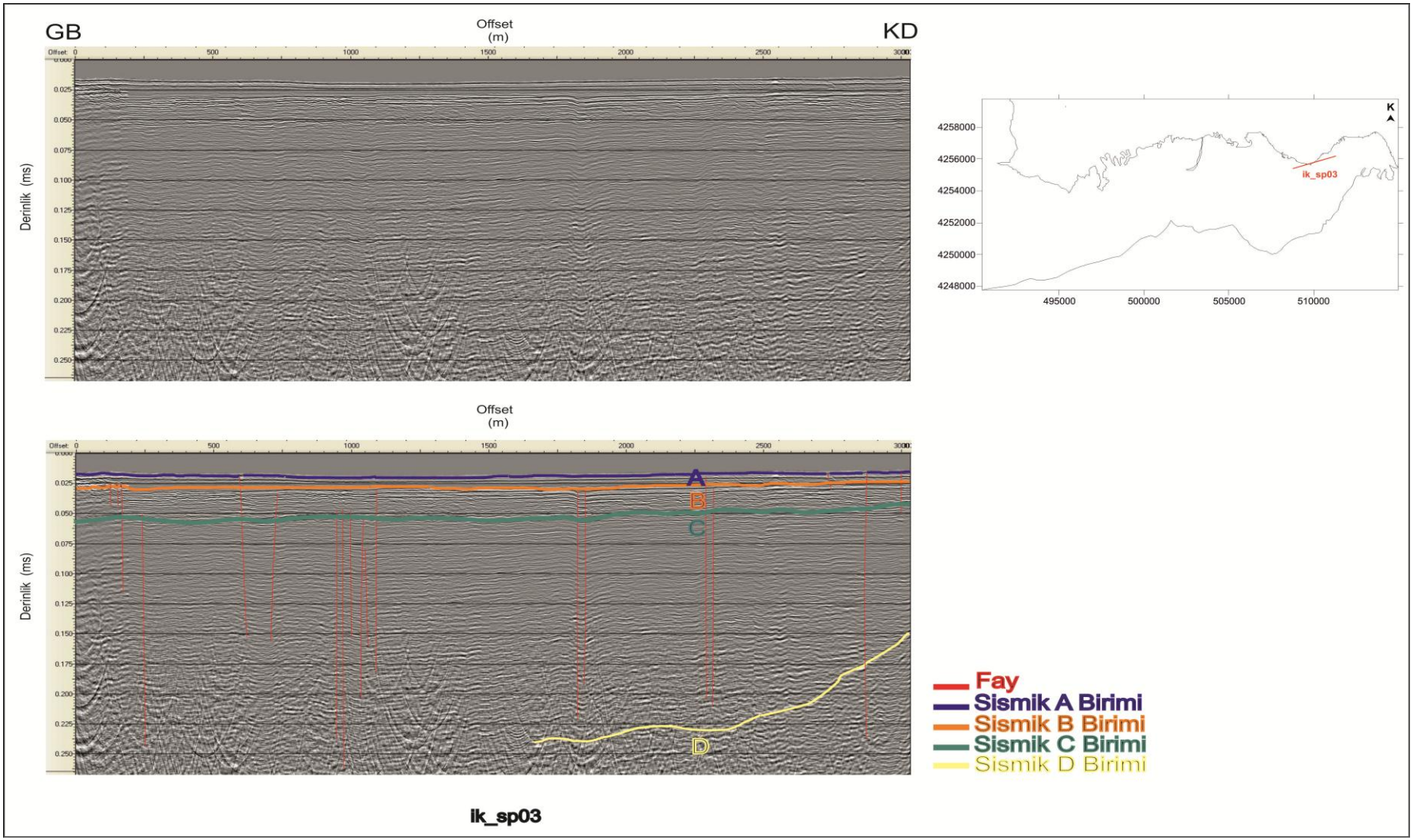
Şekil 4.3 Devamı



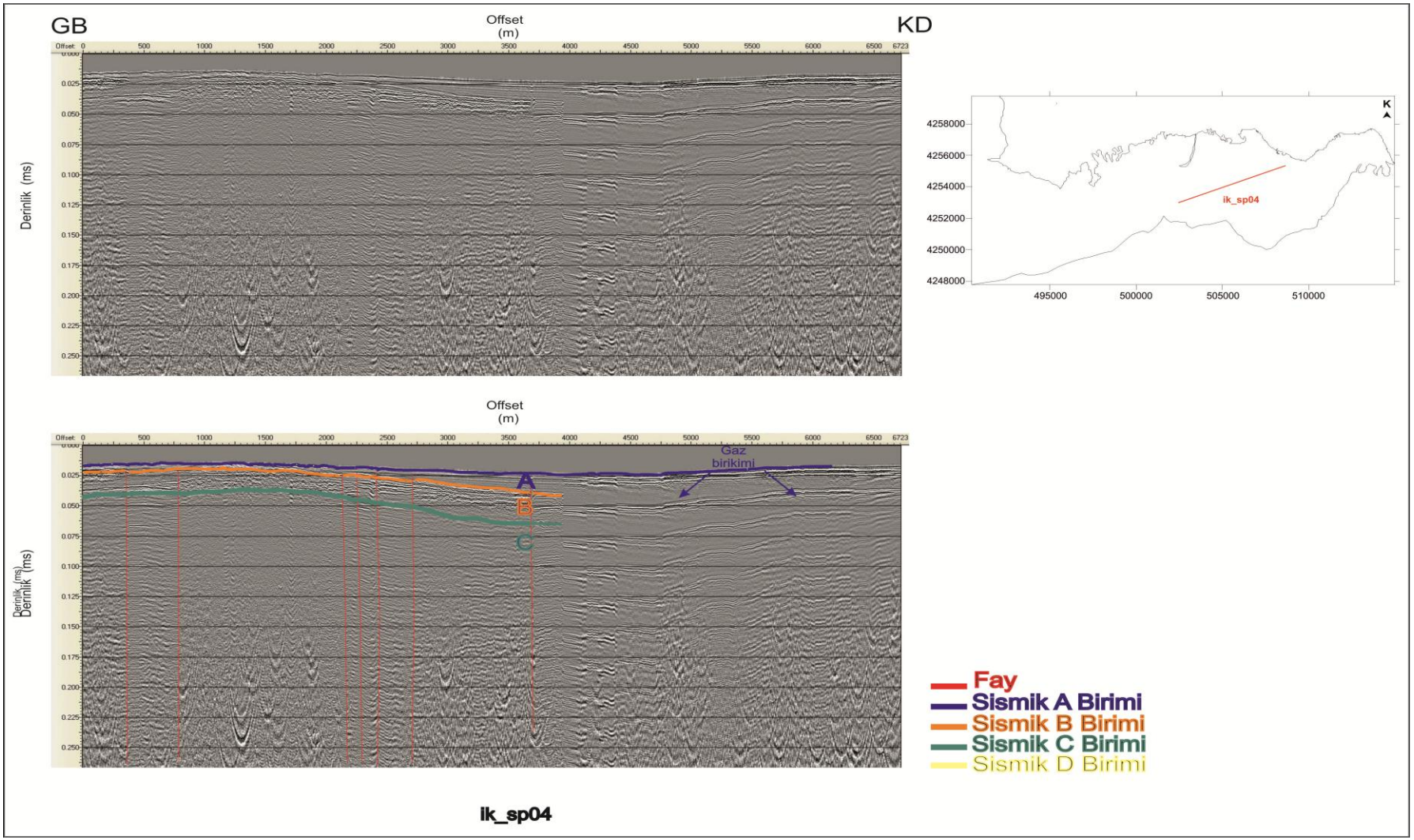
Şekil 4.3 Devamı



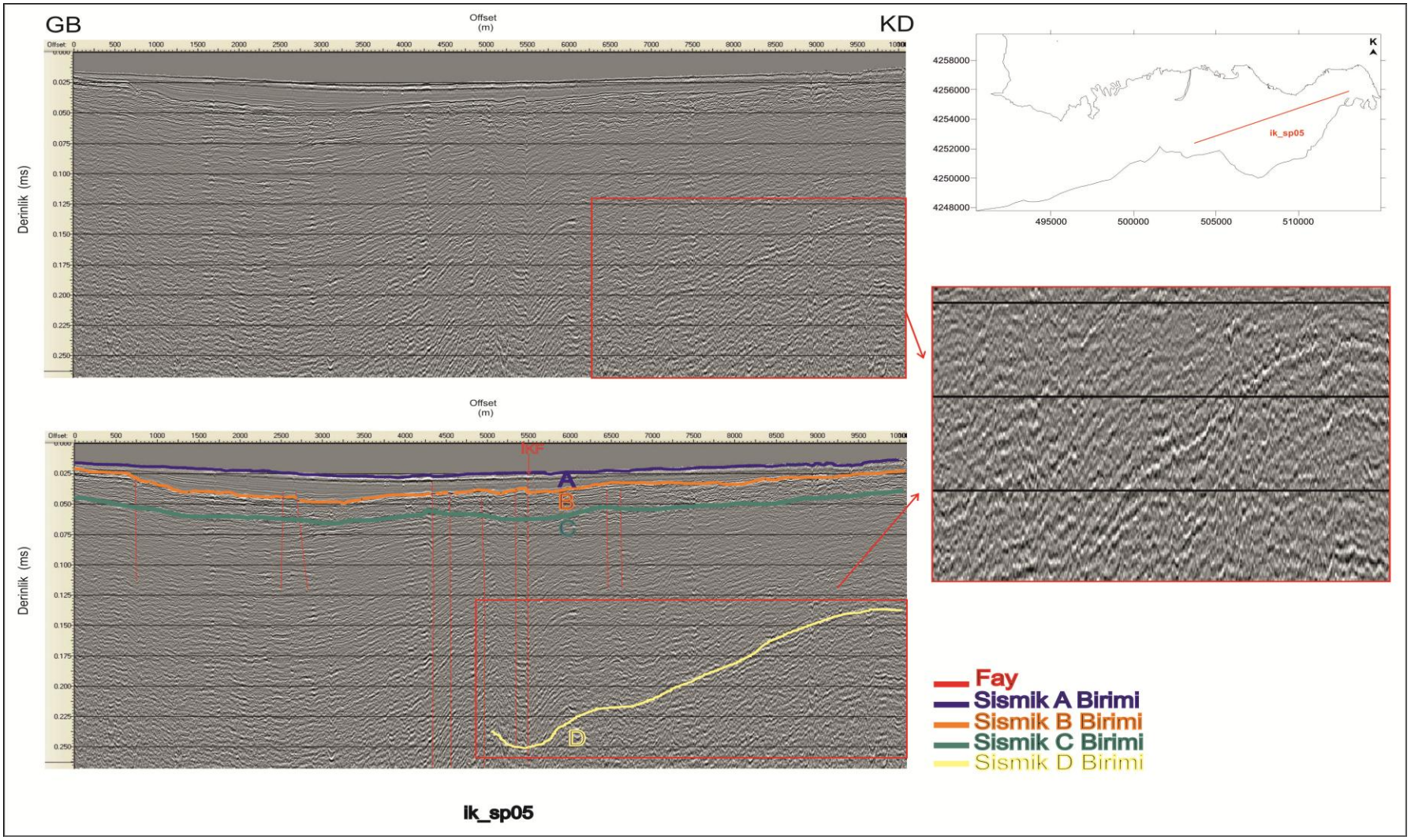
Şekil 4.3 Devamı



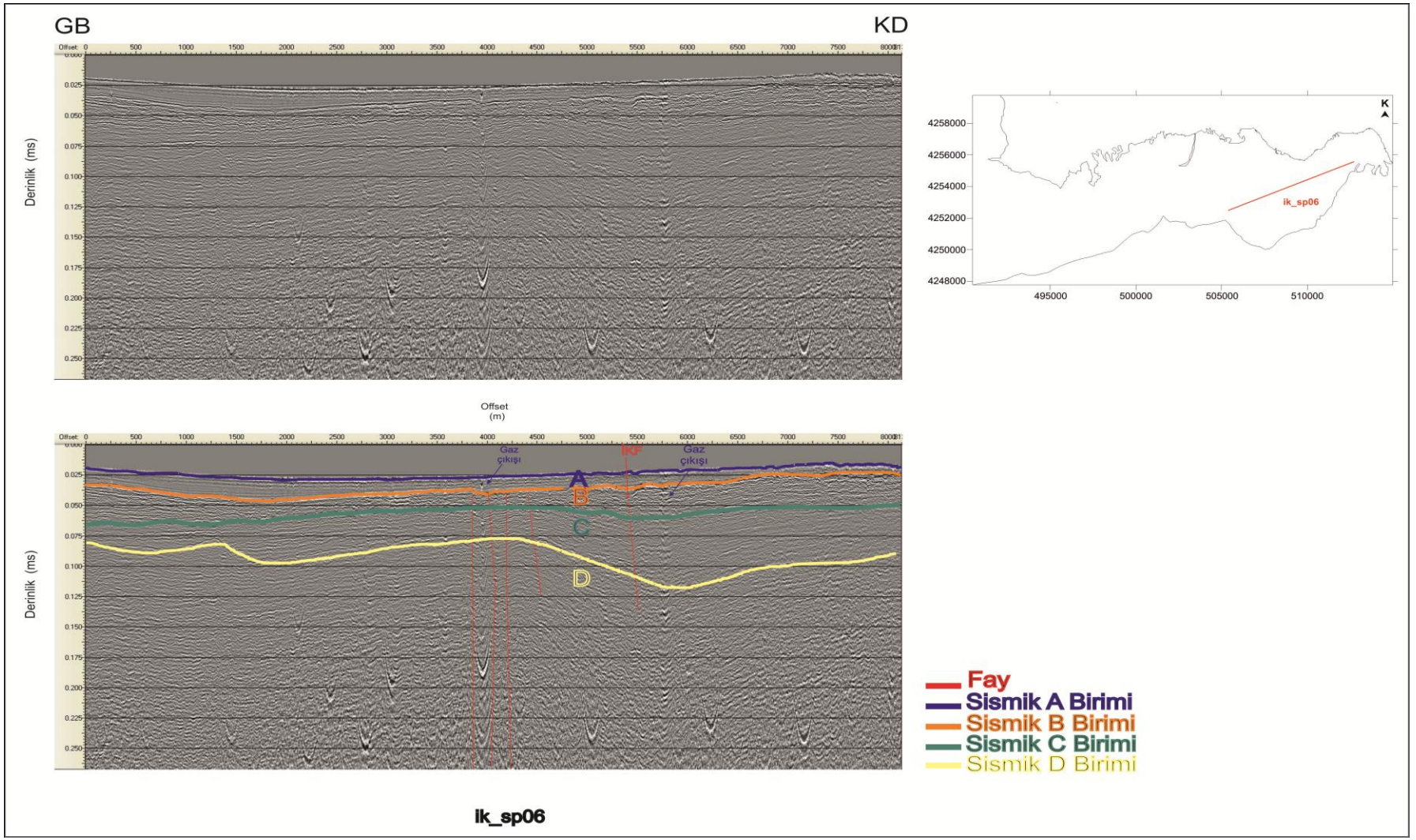
Şekil 4.3 Devamı



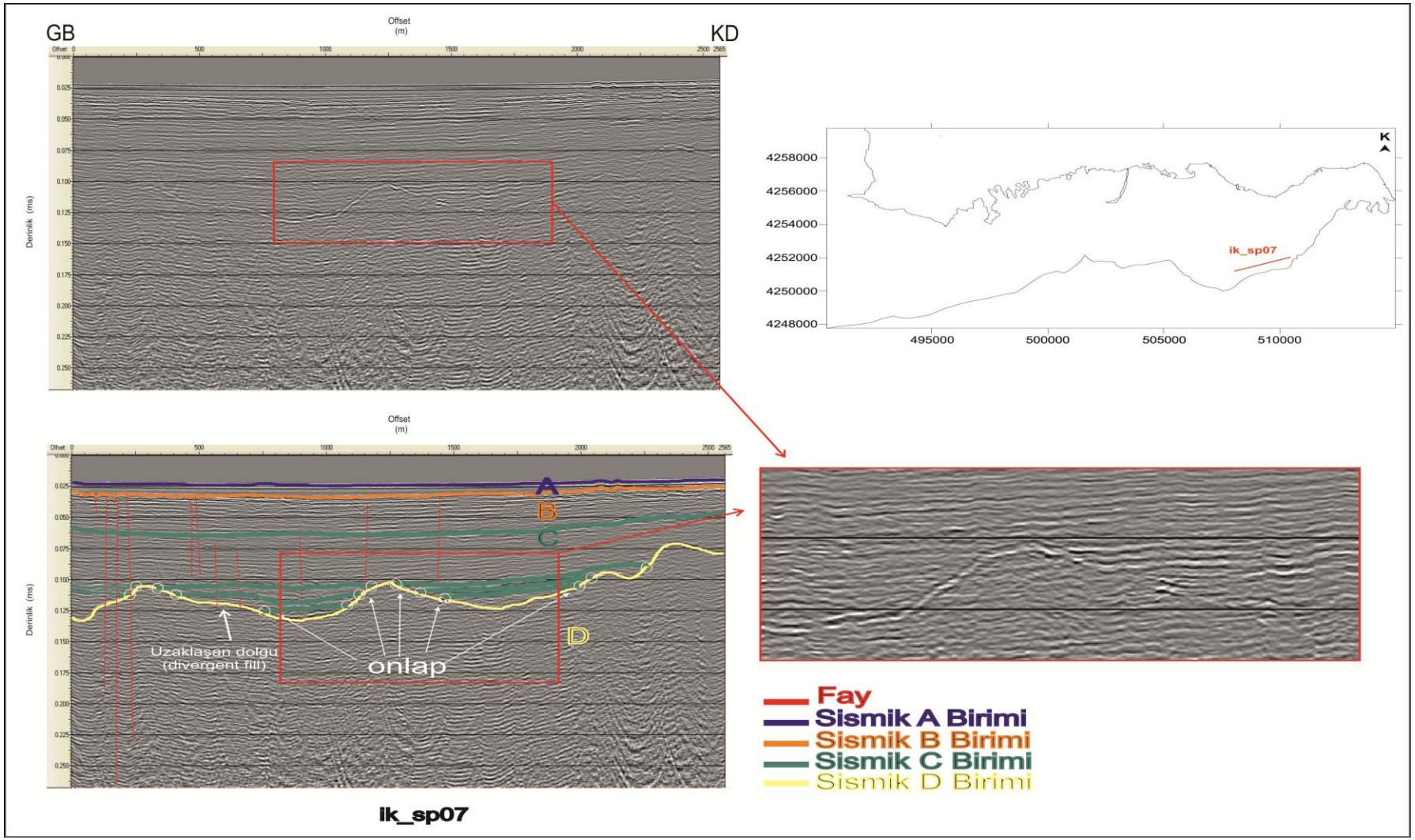
Şekil 4.3 Devamı



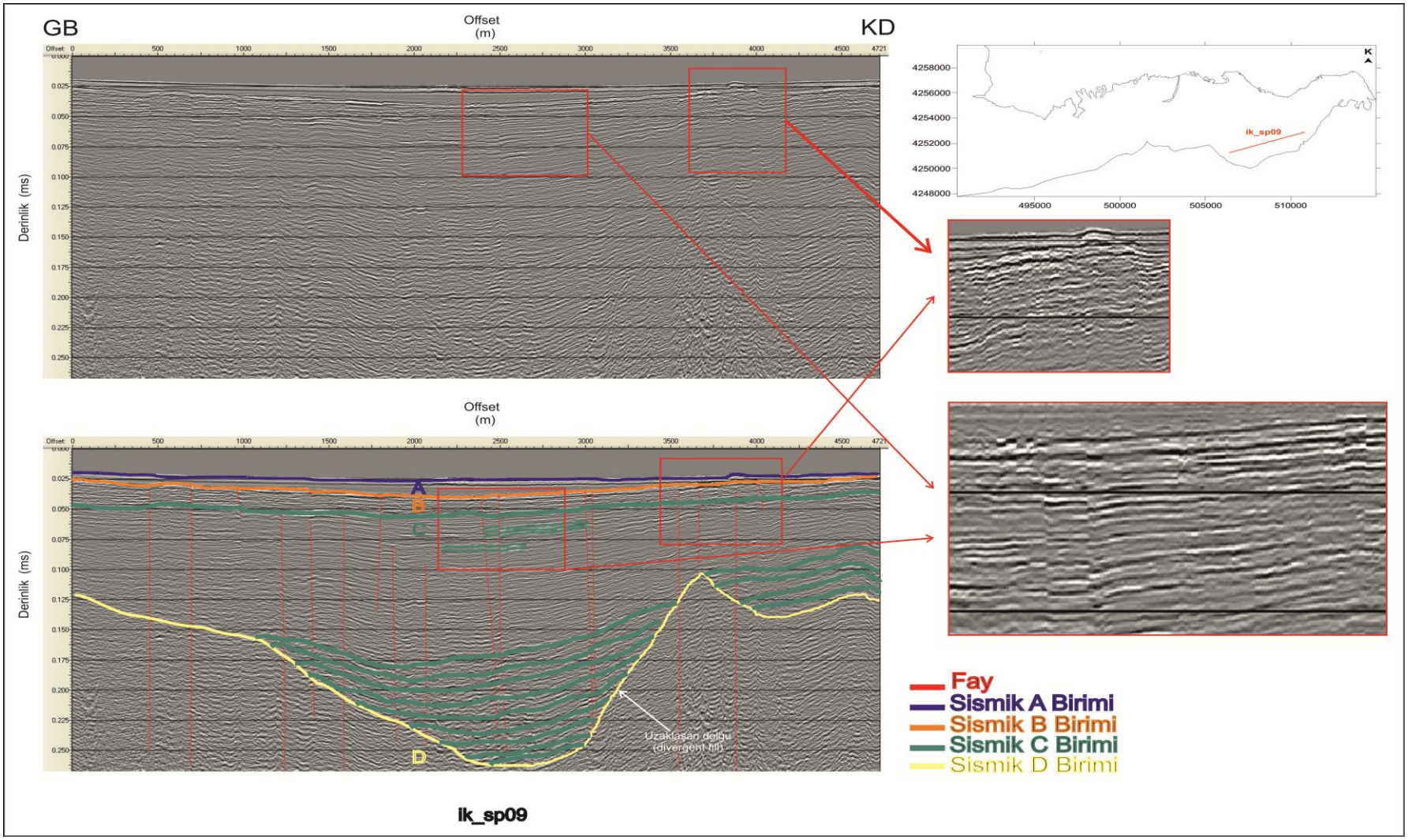
Şekil 4.3 Devamı



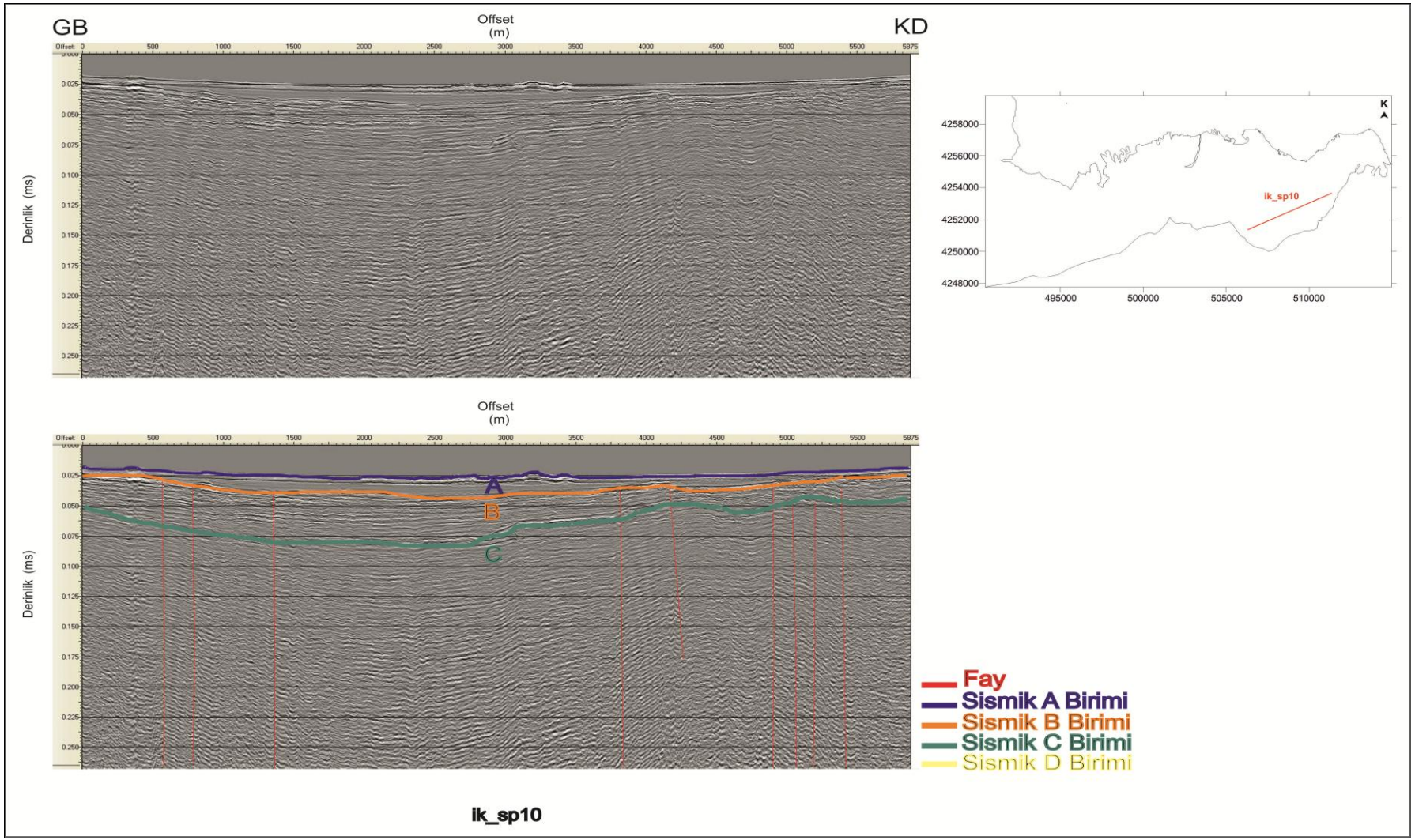
Şekil 4.3 Devamı



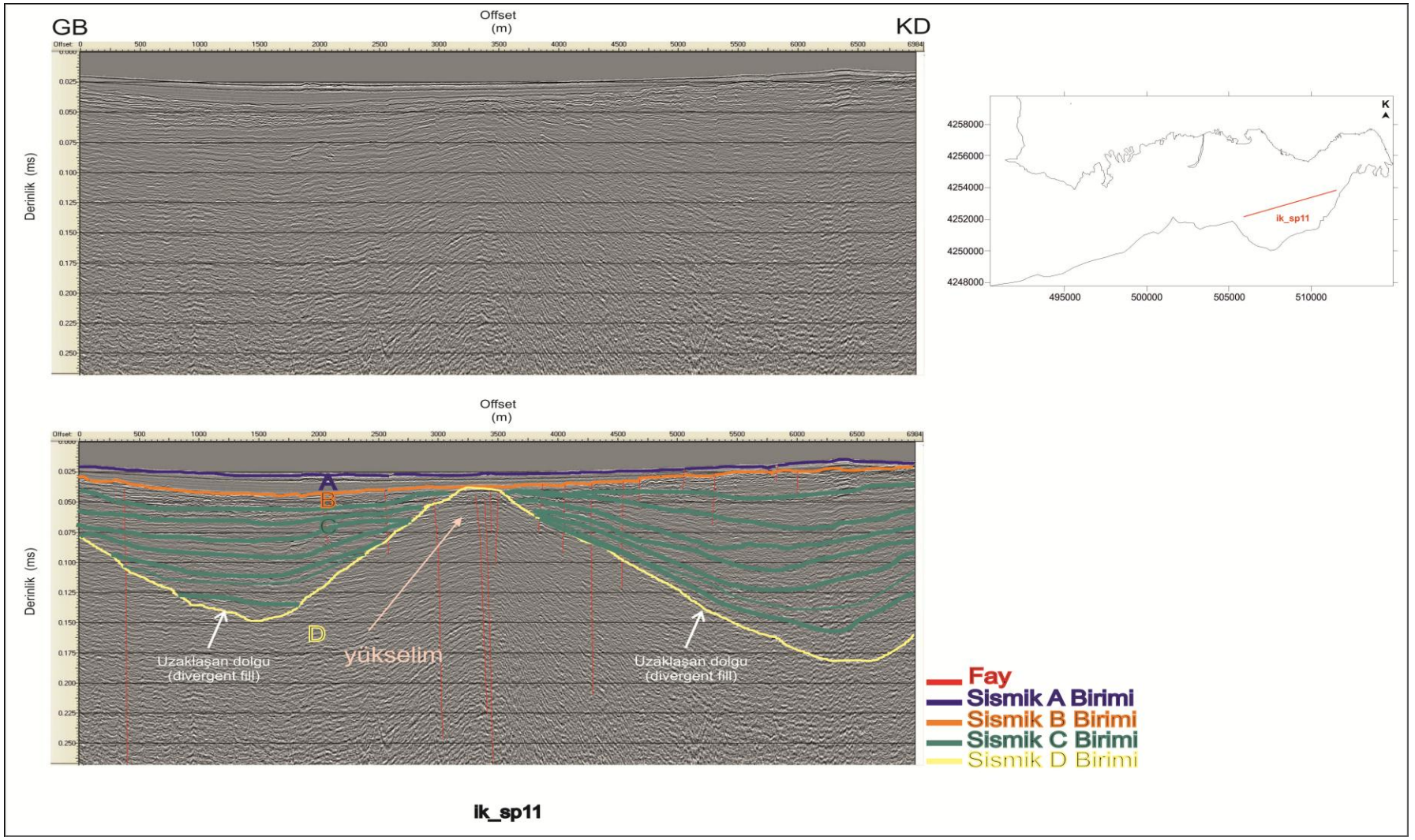
Şekil 4.3 Devamı



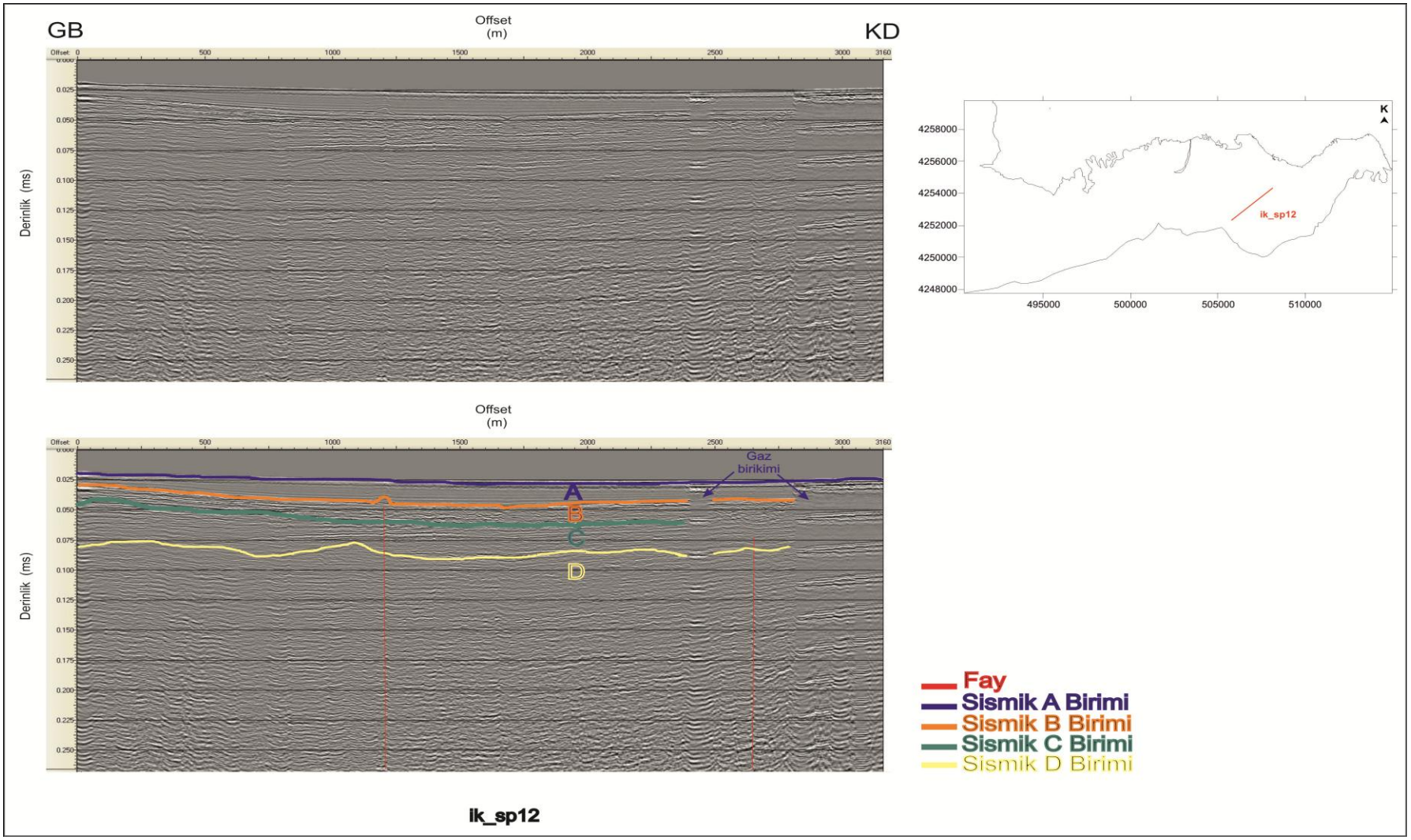
Şekil 4.3 Devamı



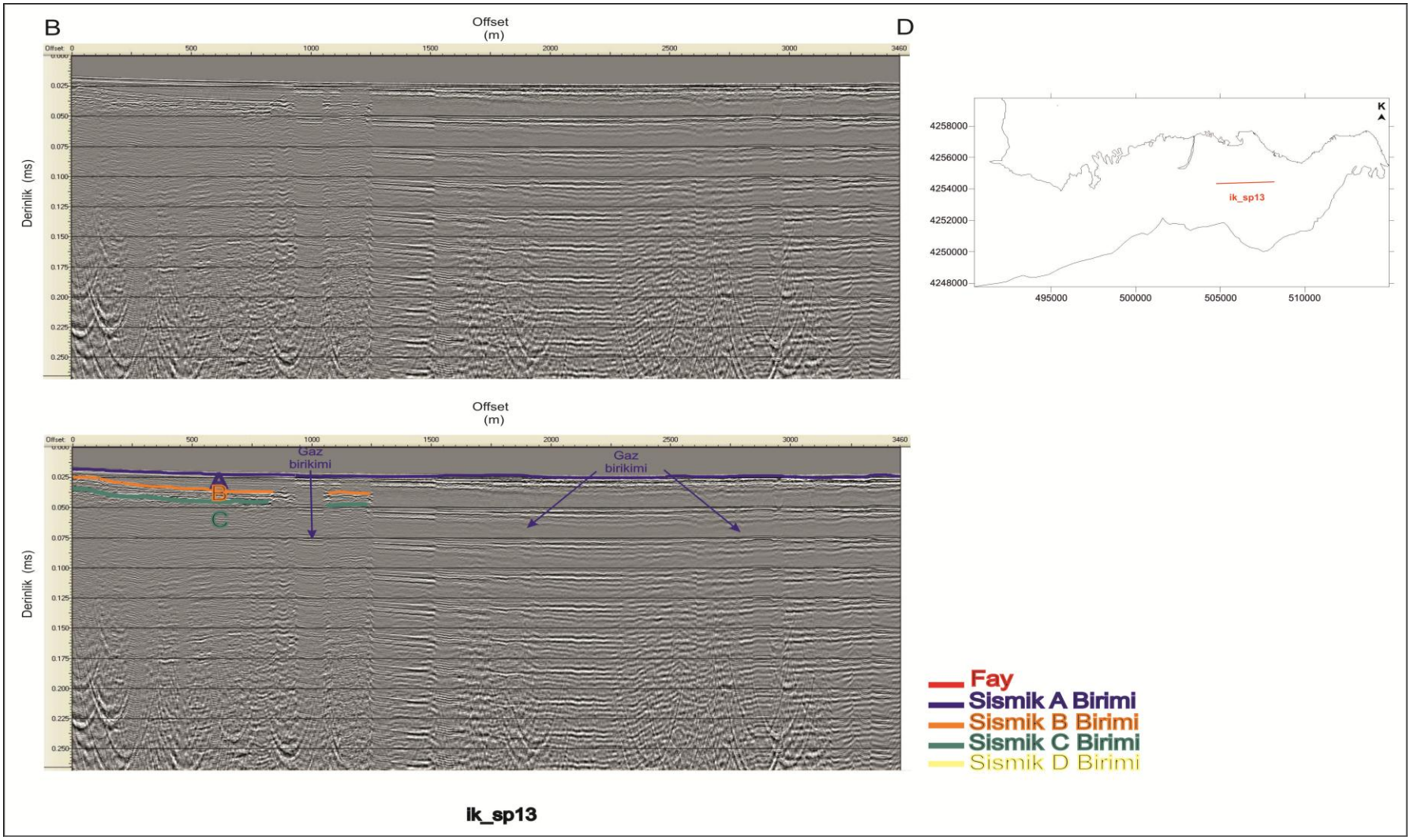
Şekil 4.3 Devamı



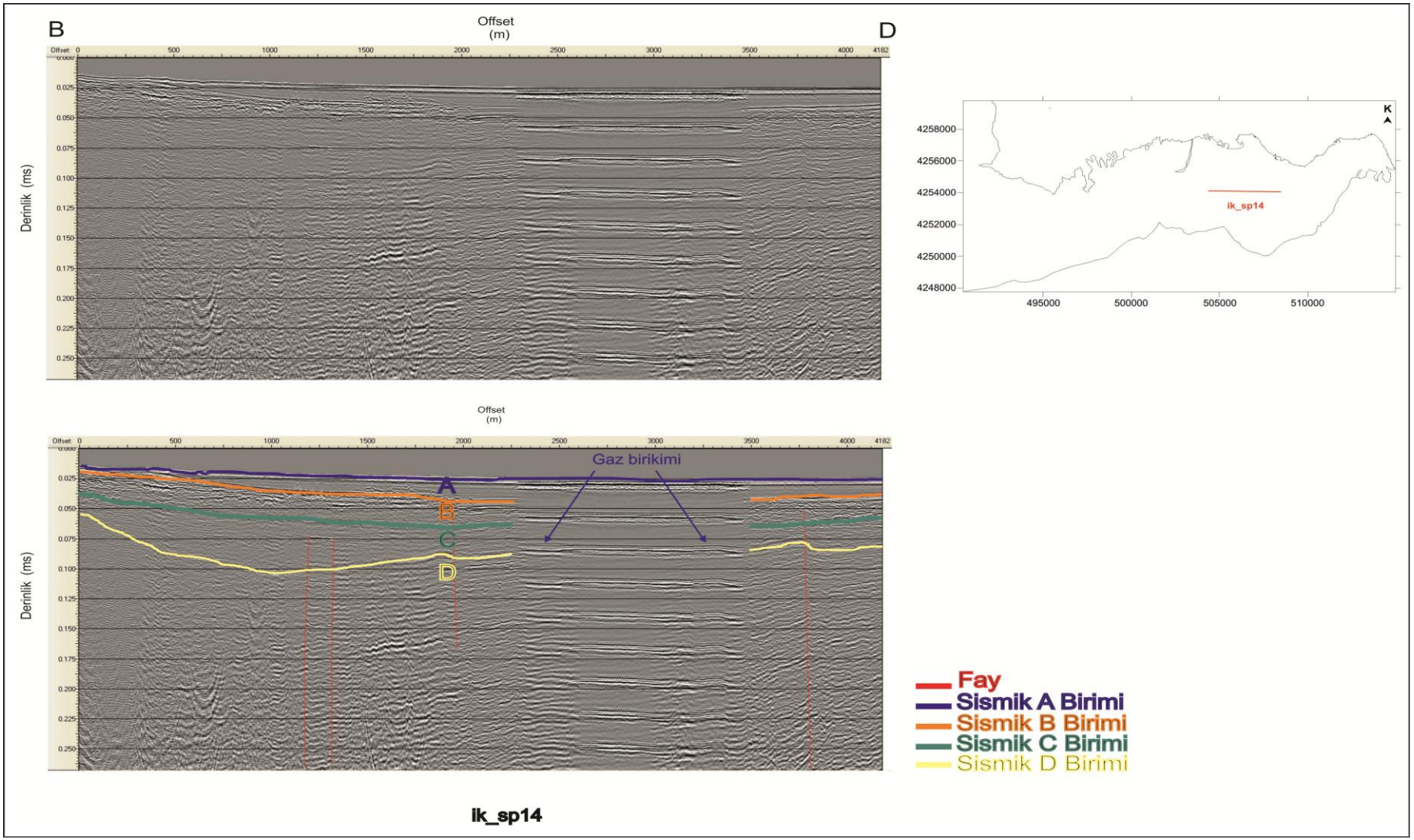
Şekil 4.3 Devamı



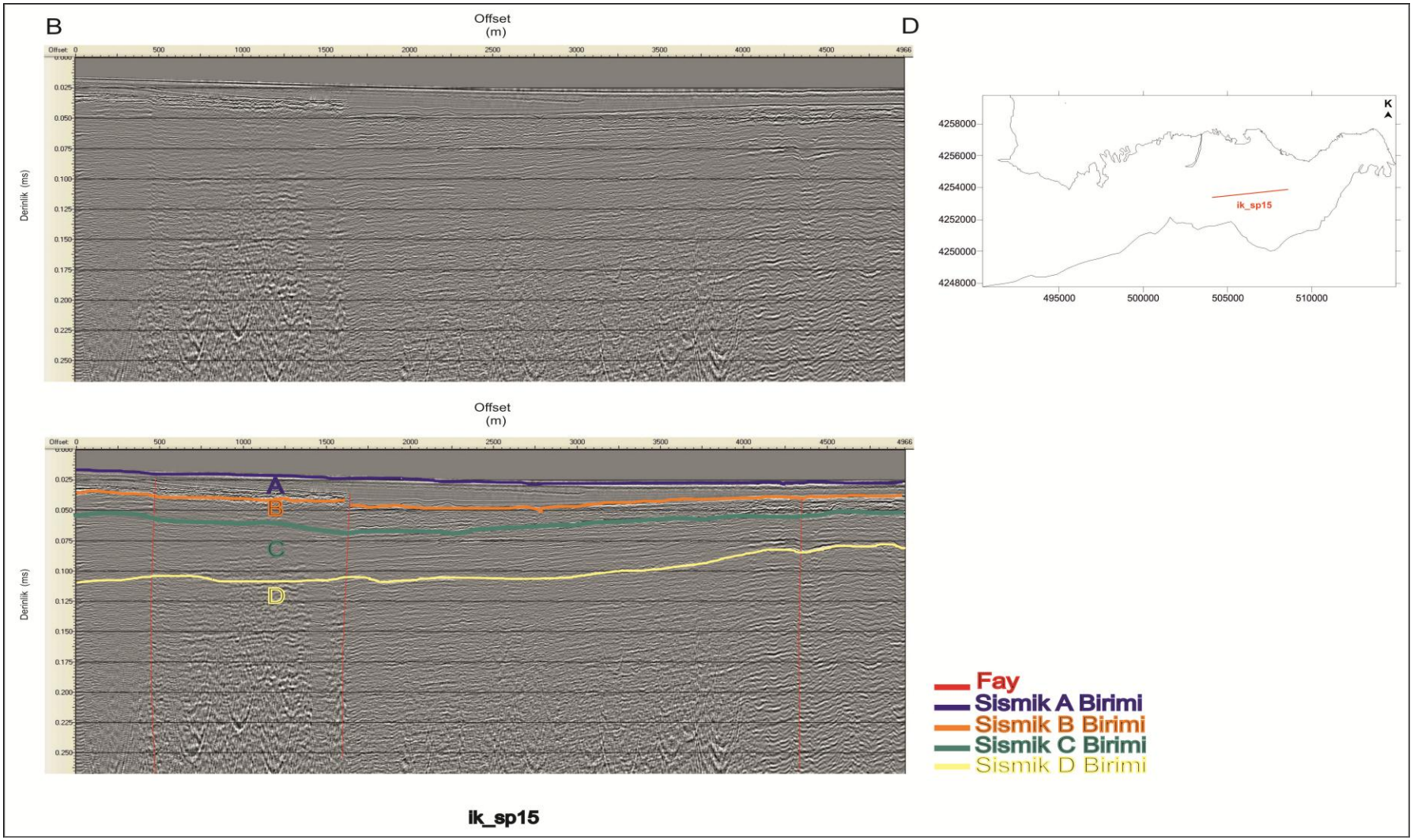
Şekil 4.3 Devamı



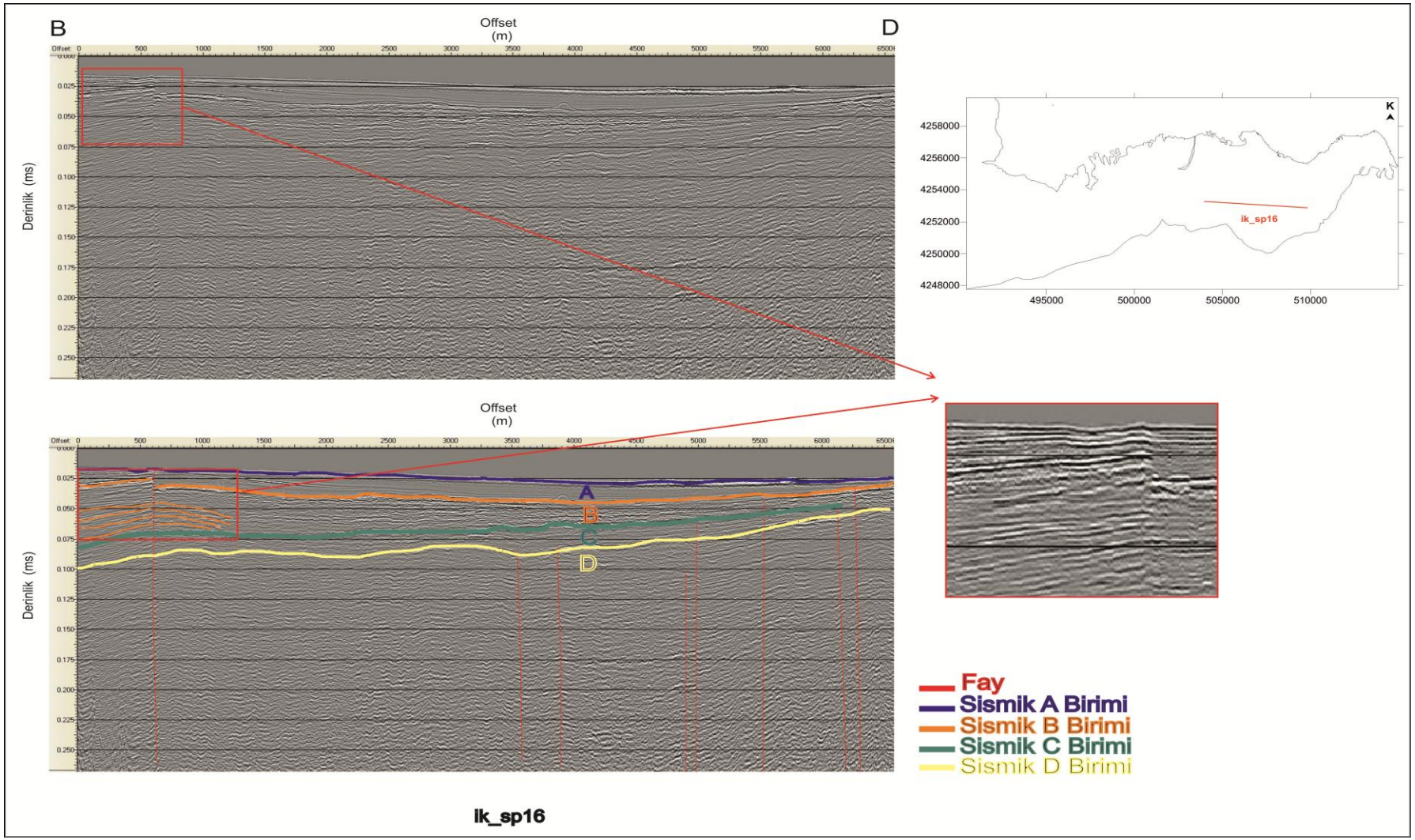
Şekil 4.3 Devamı



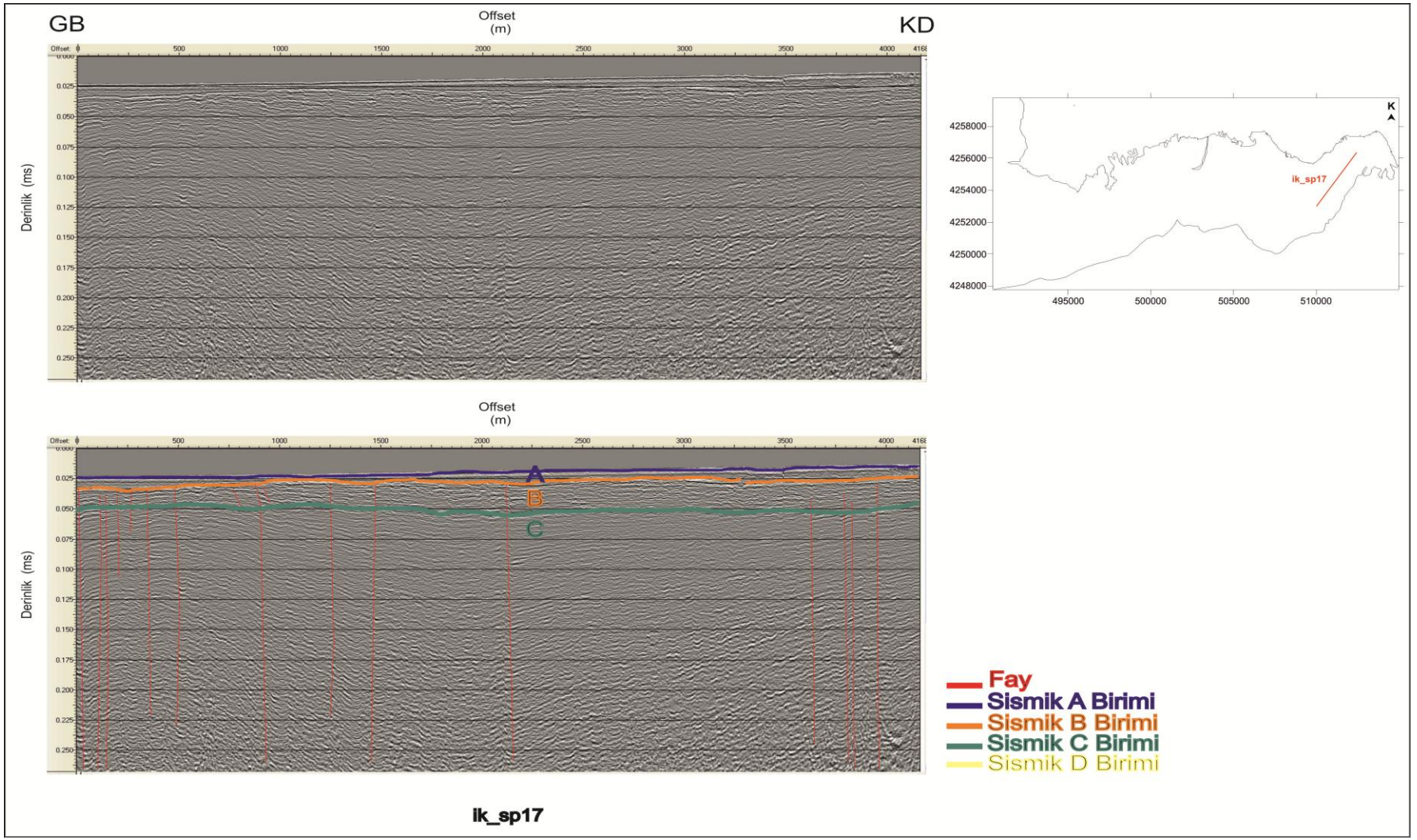
Şekil 4.3 Devamı



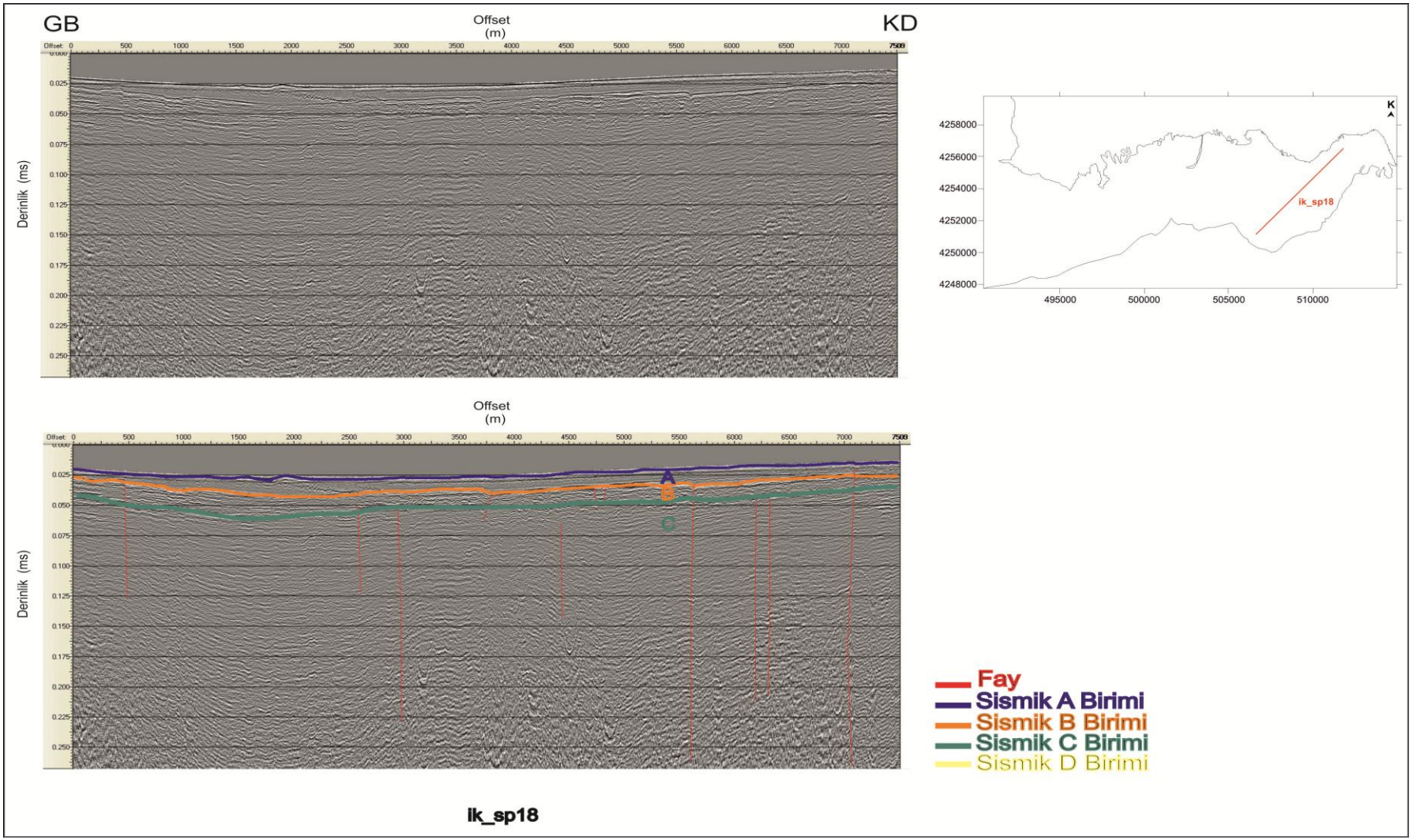
Şekil 4.3 Devamı



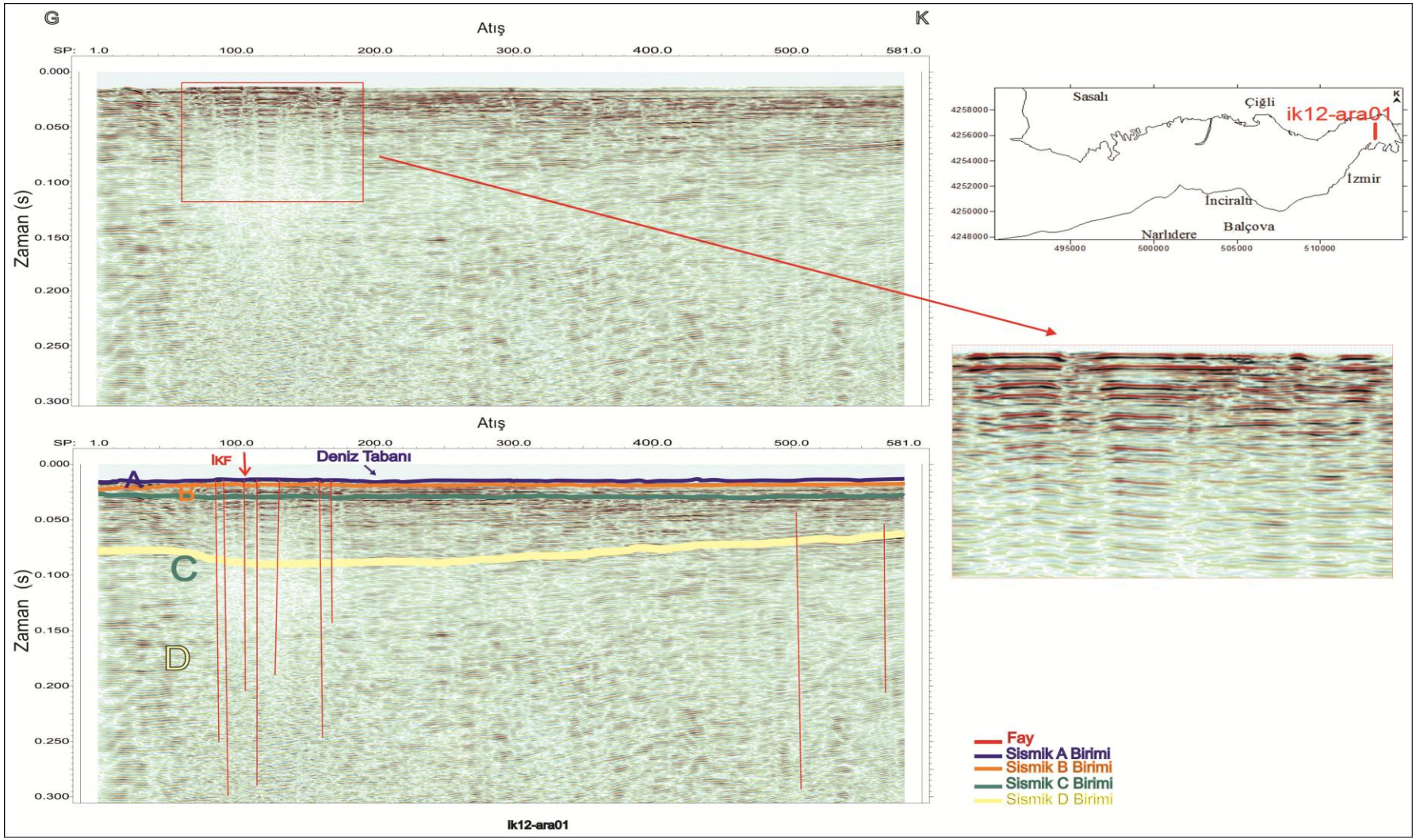
Şekil 4.3 Devamı



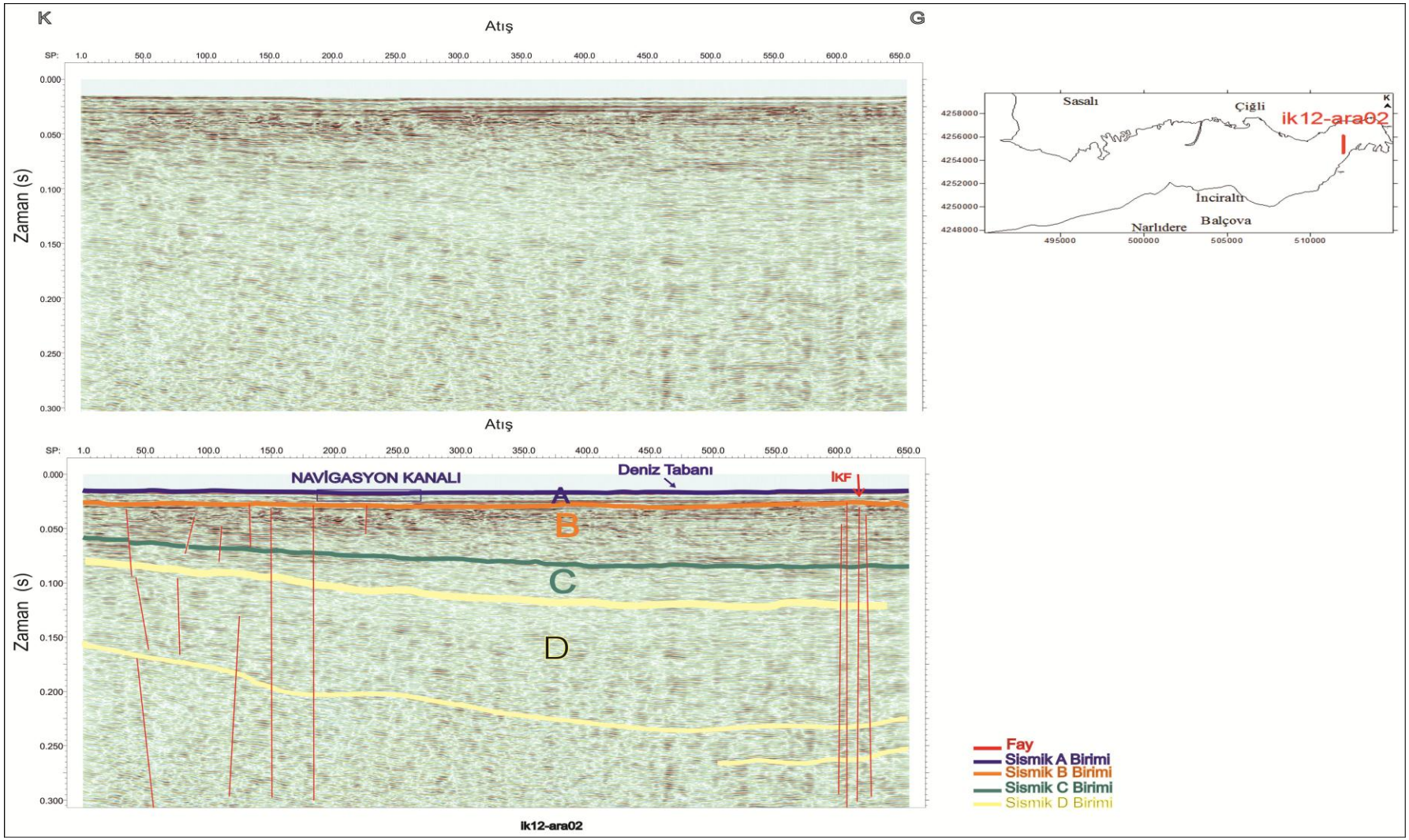
Şekil 4.3 Devamı



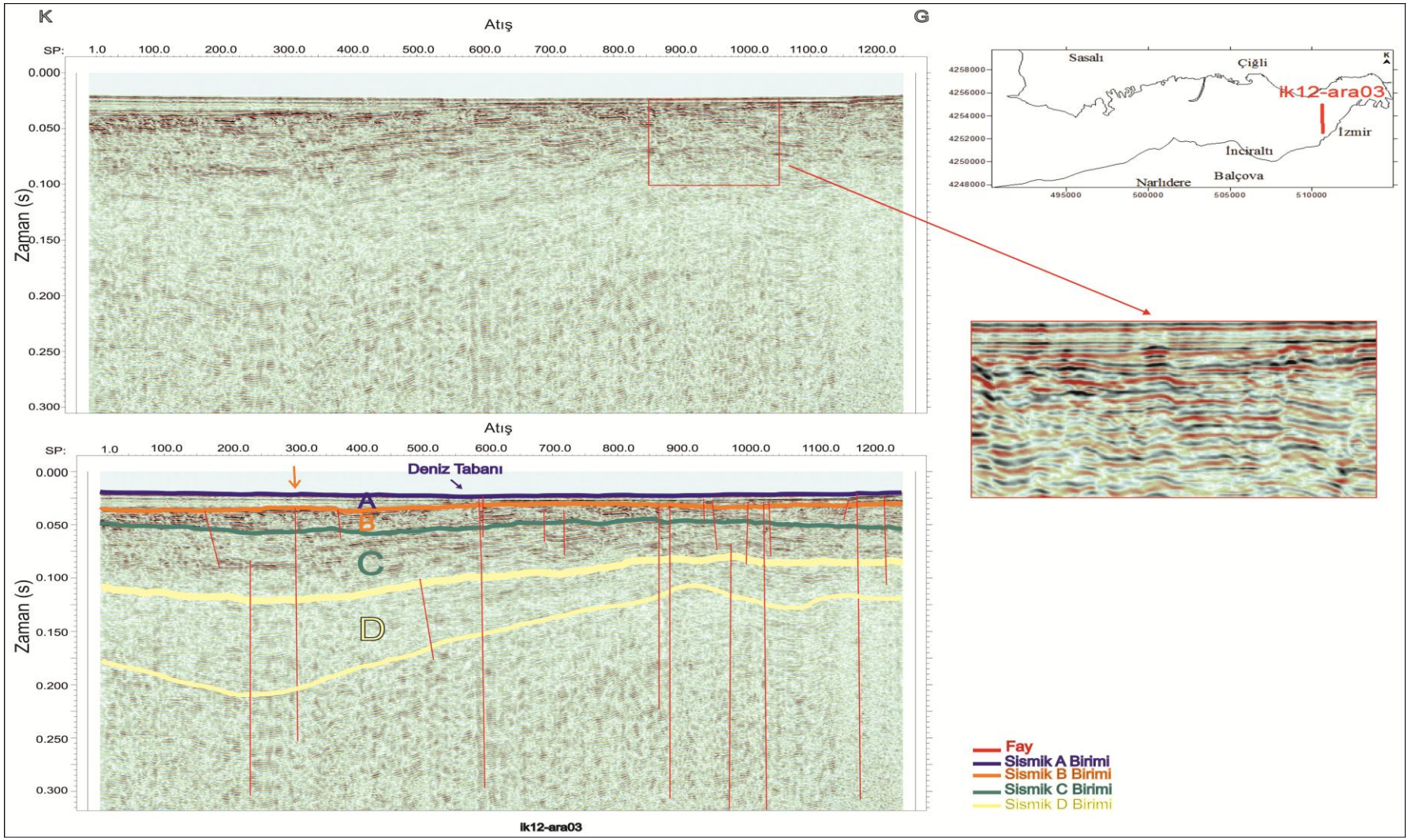
Şekil 4.3 Devamı



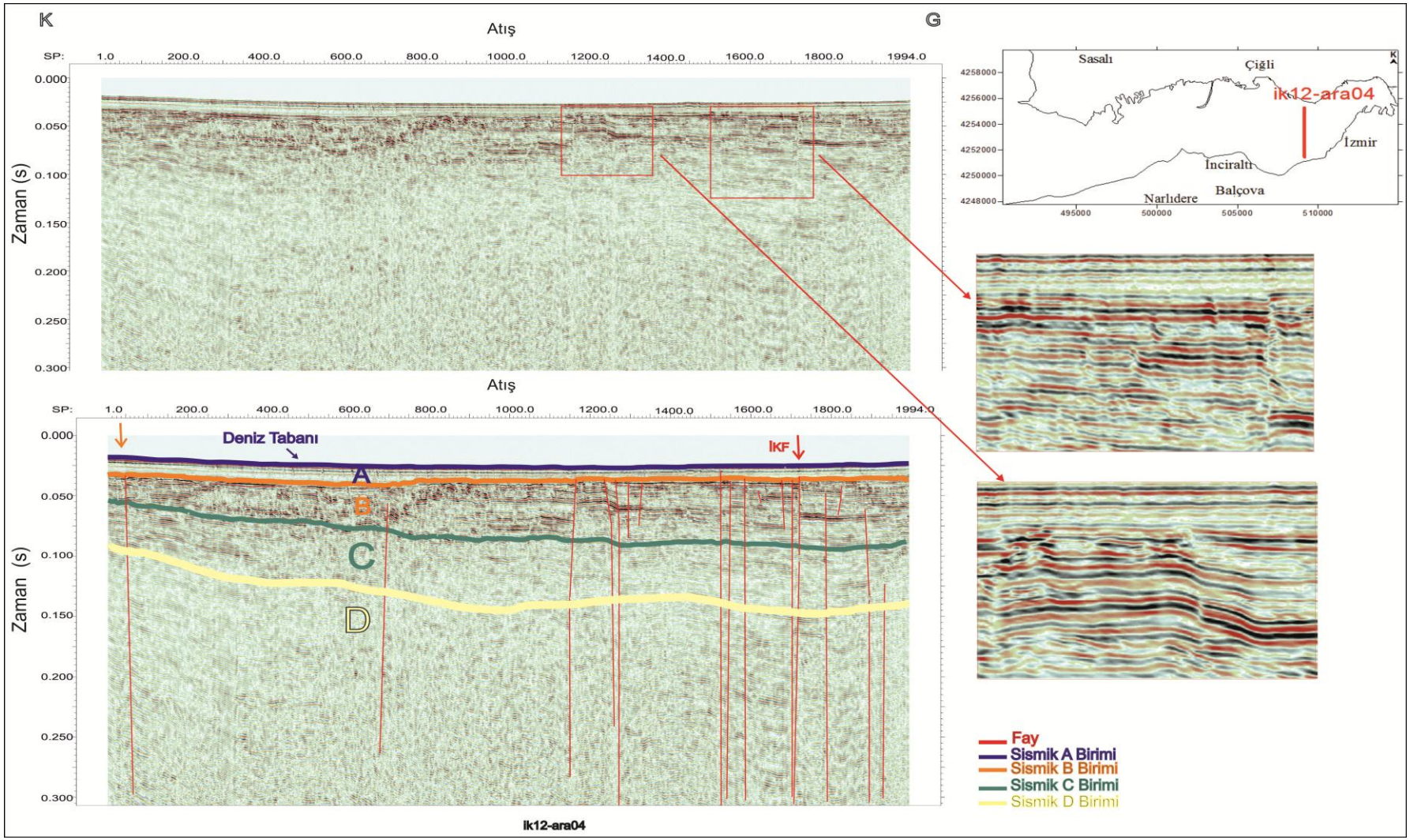
Şekil 4.3 Devamı



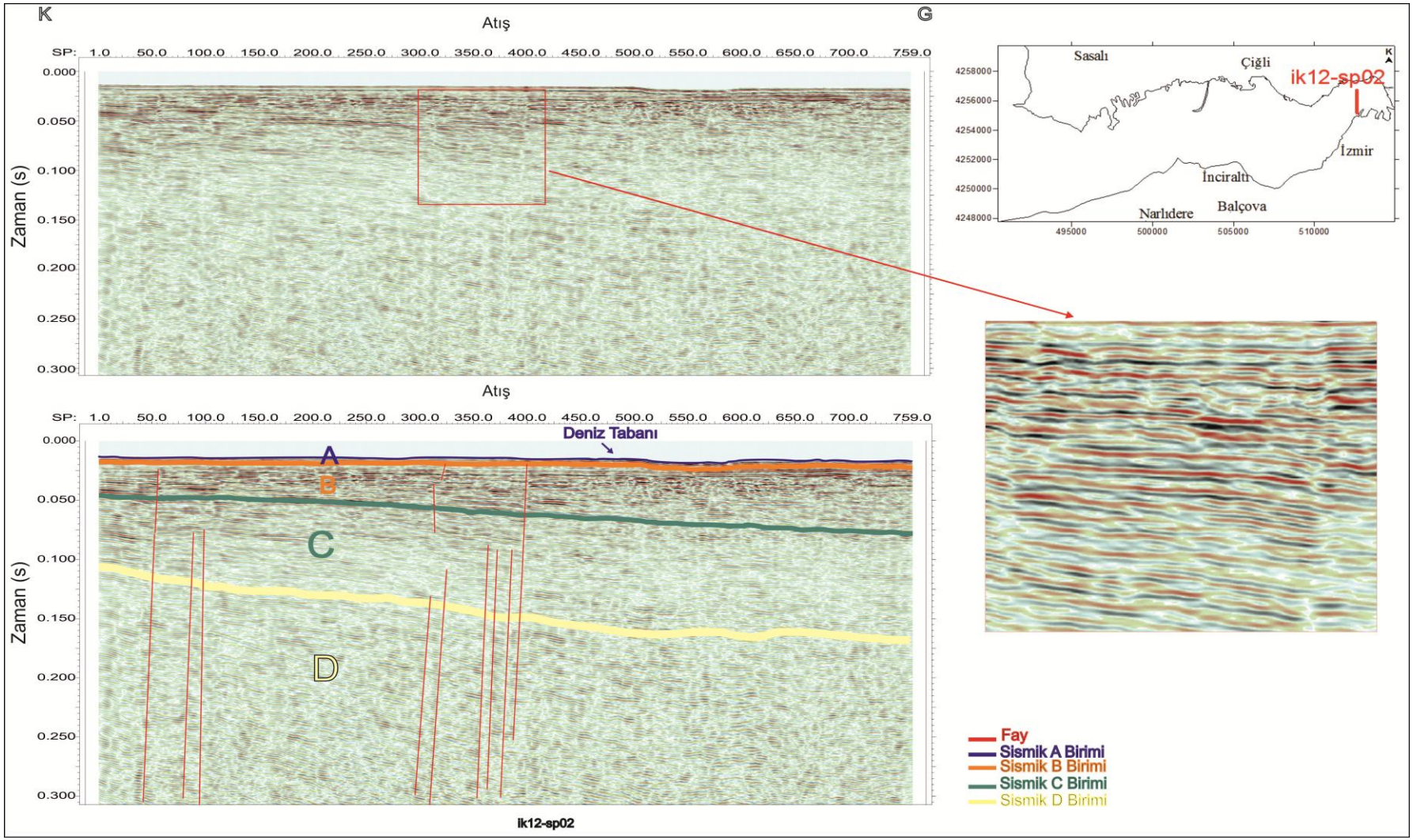
Şekil 4.3 Devamı



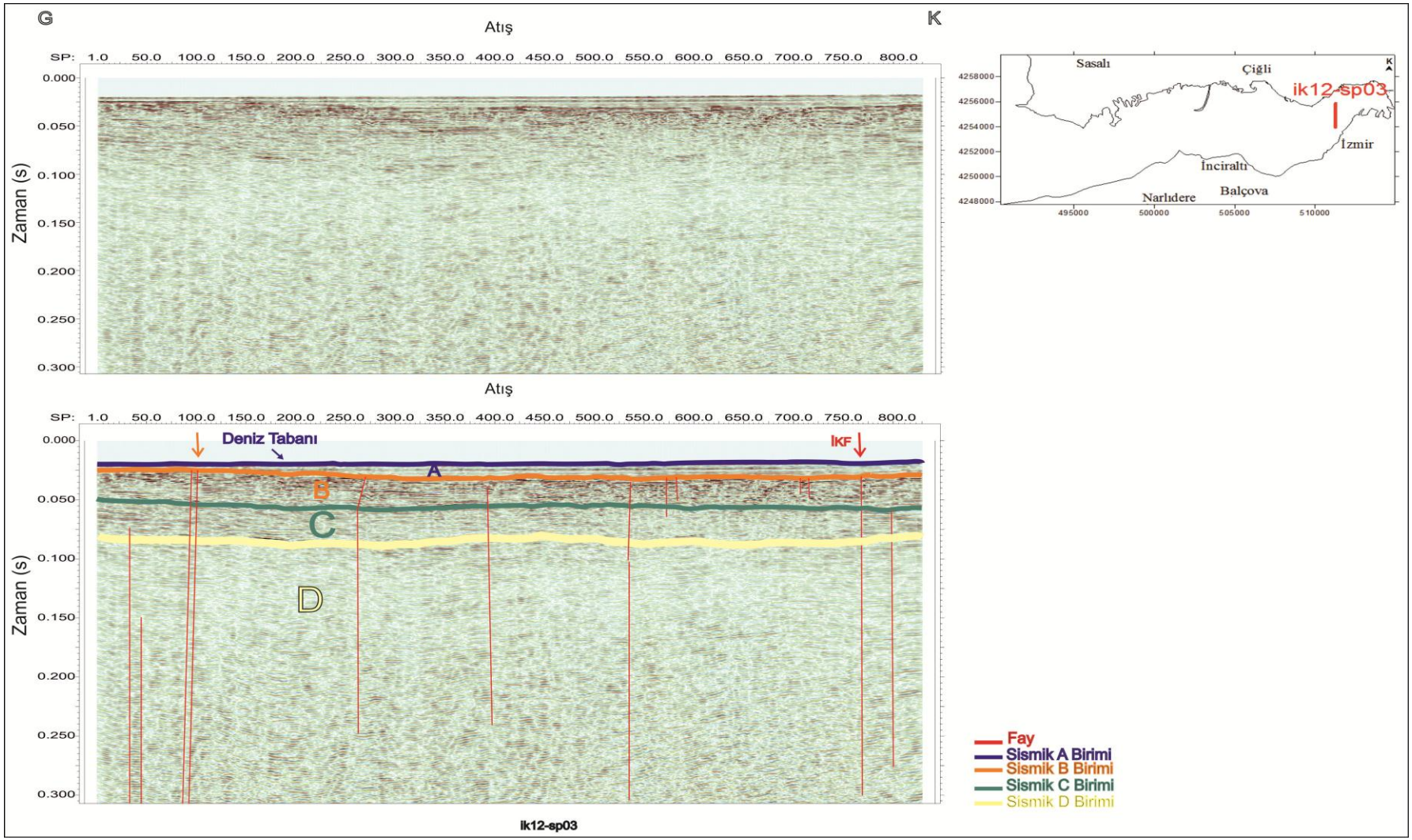
Şekil 4.3 Devamı



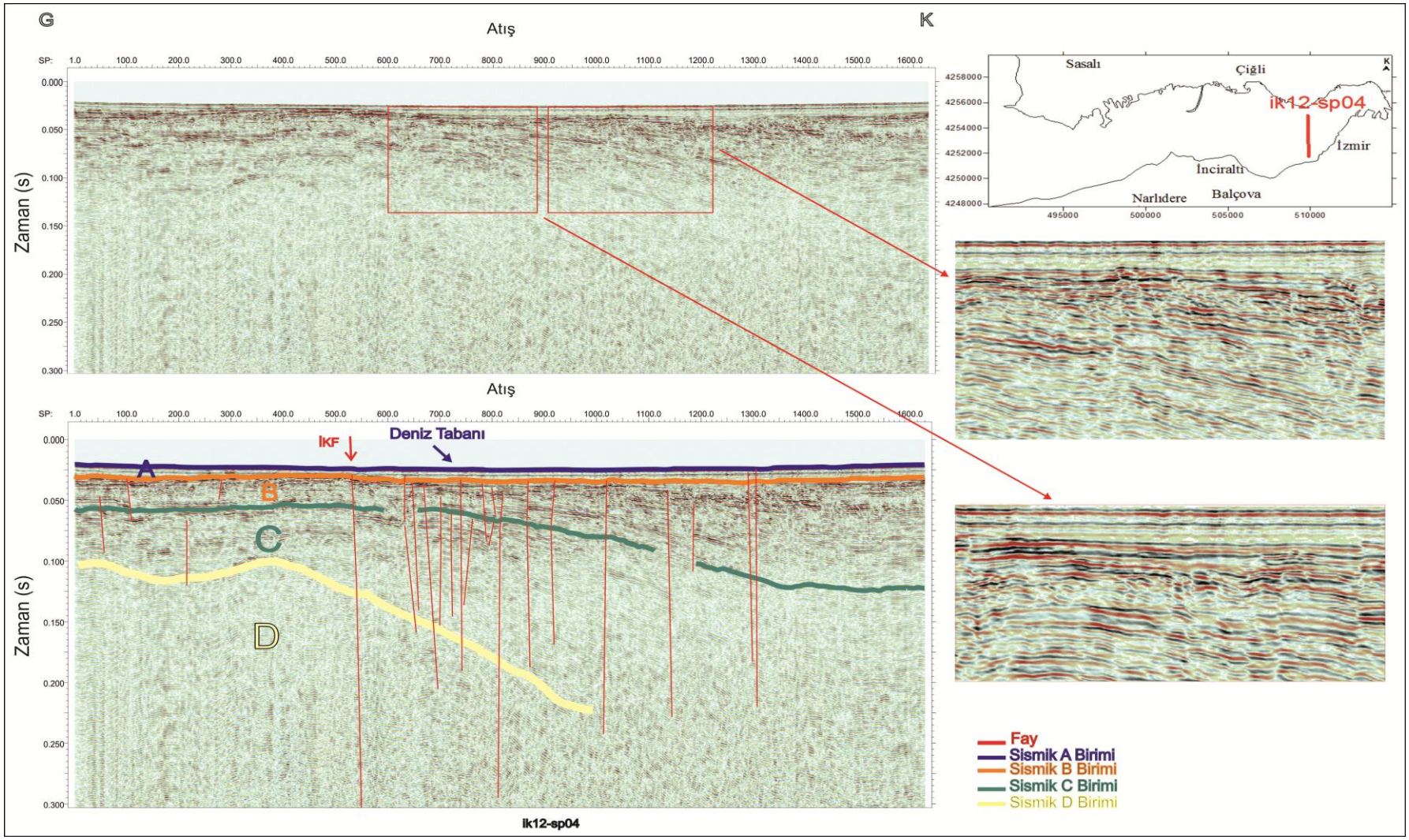
Şekil 4.3 Devamı



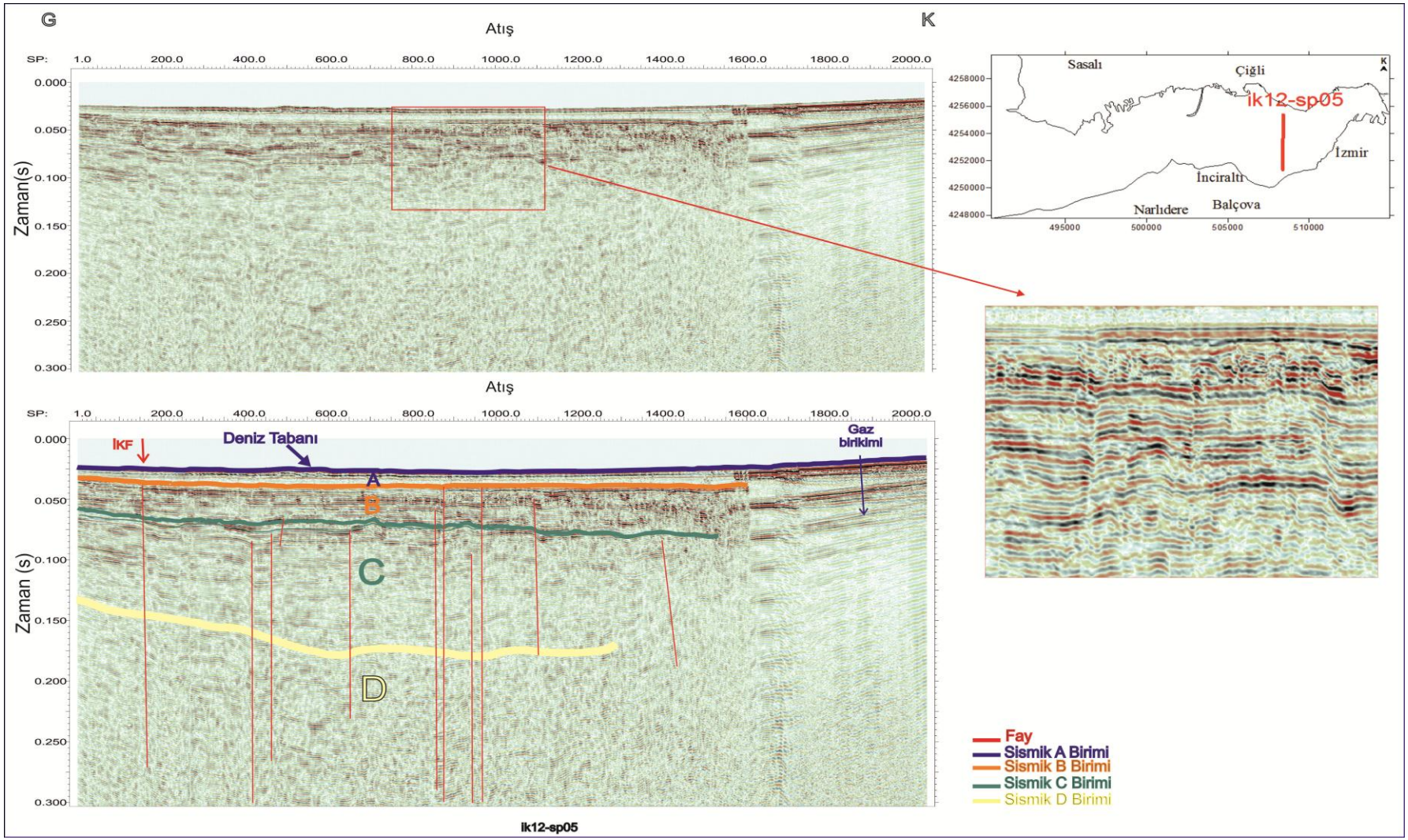
Şekil 4.3 Devamı



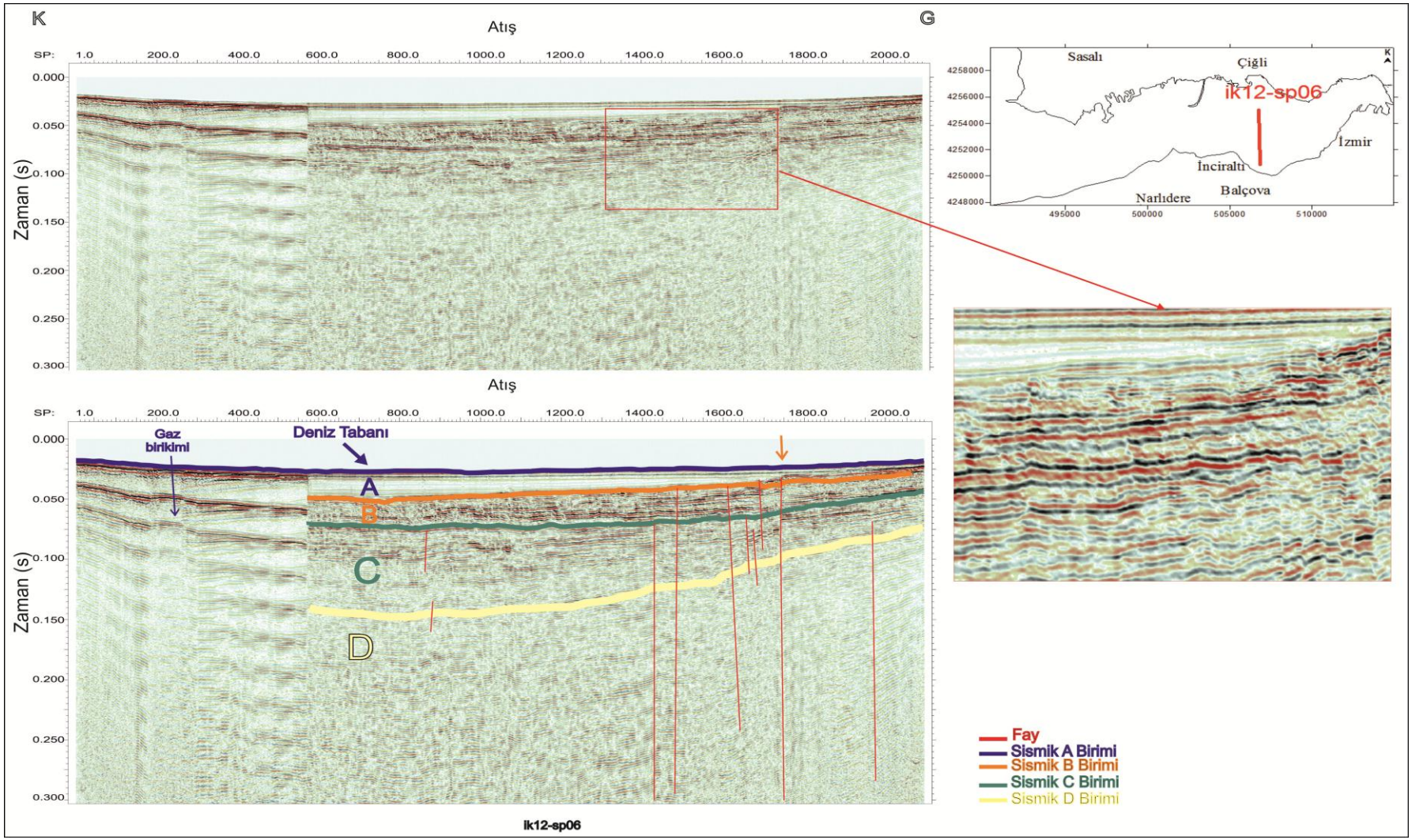
Şekil 4.3 Devamı



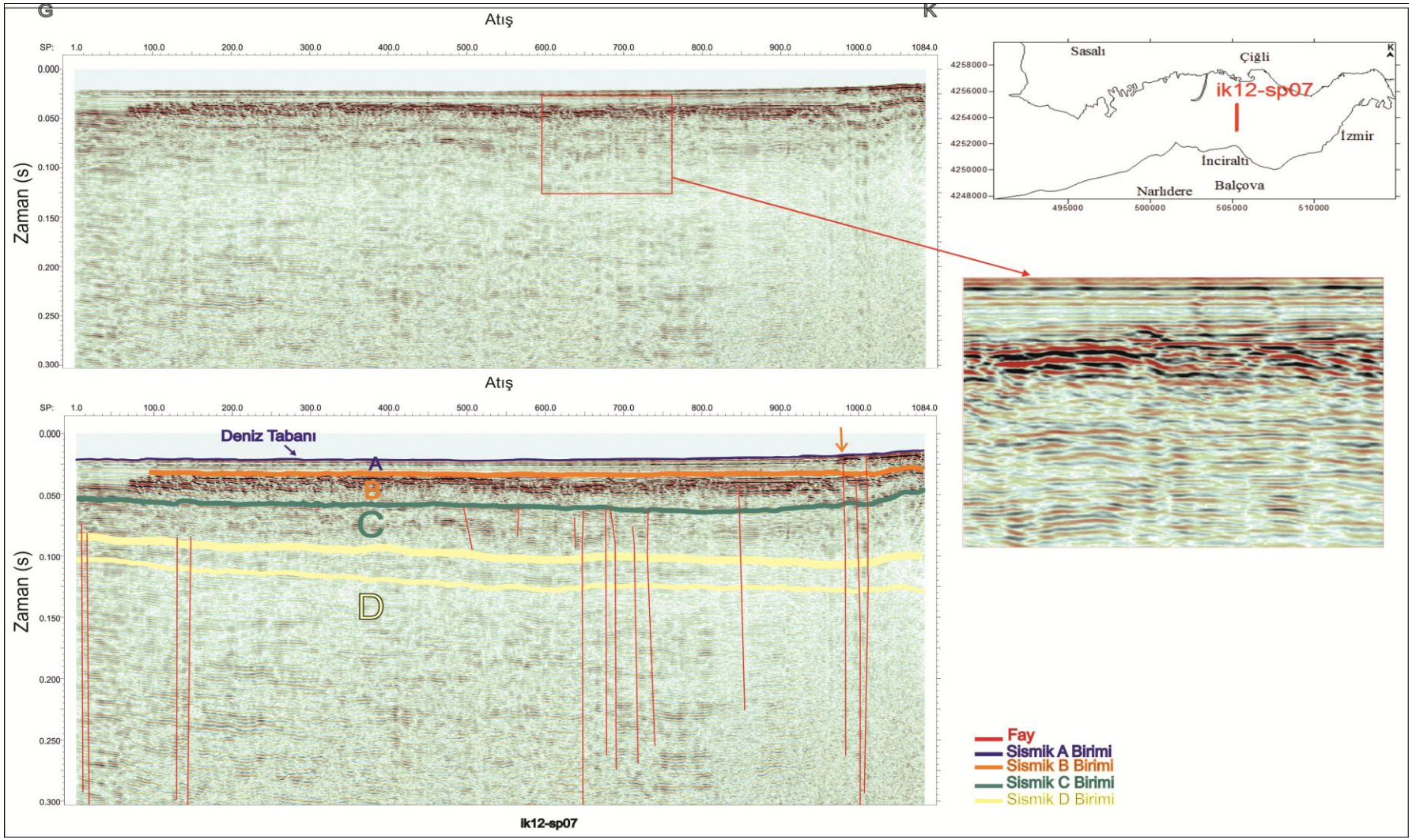
Şekil 4.3 Devamı



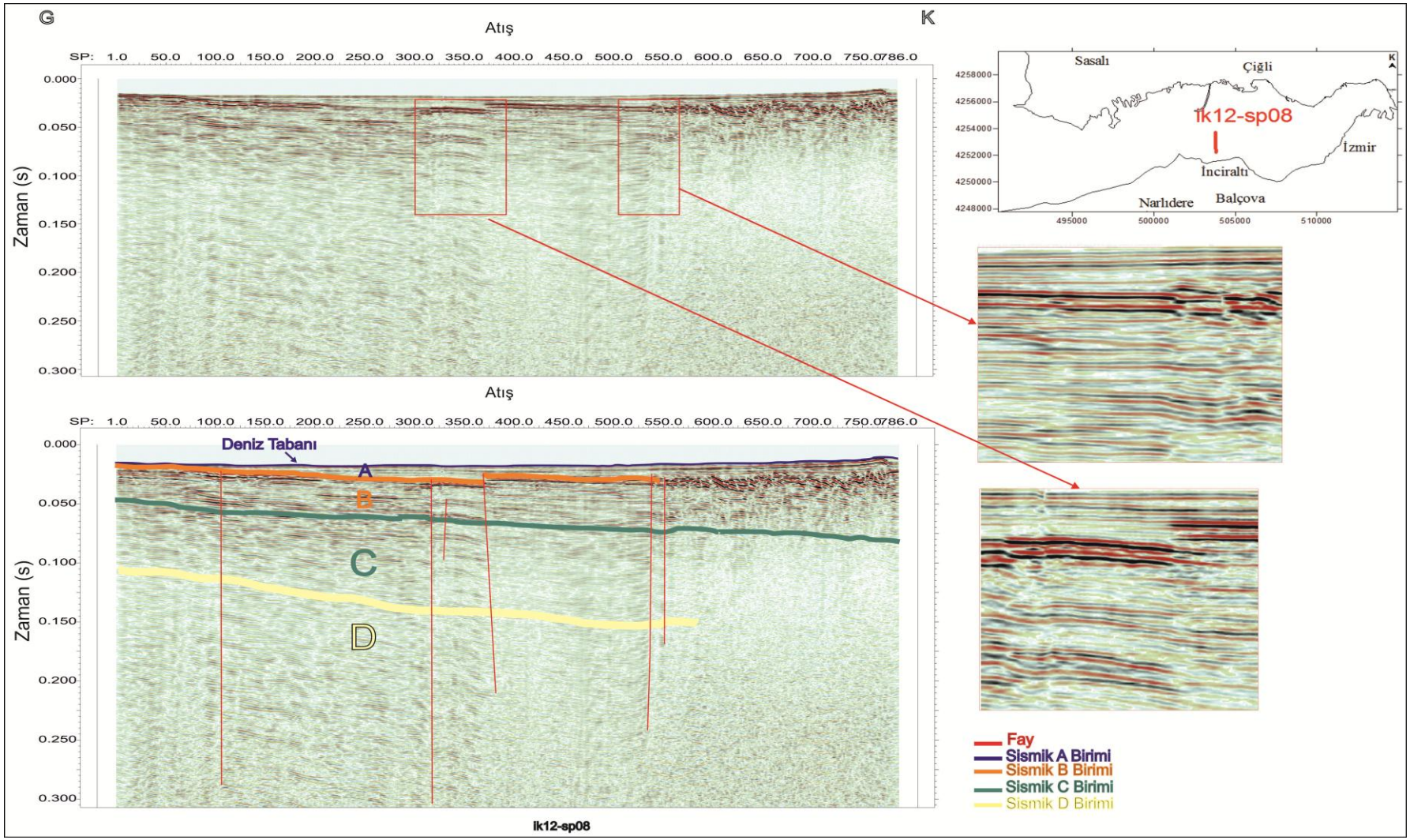
Şekil 4.3 Devamı



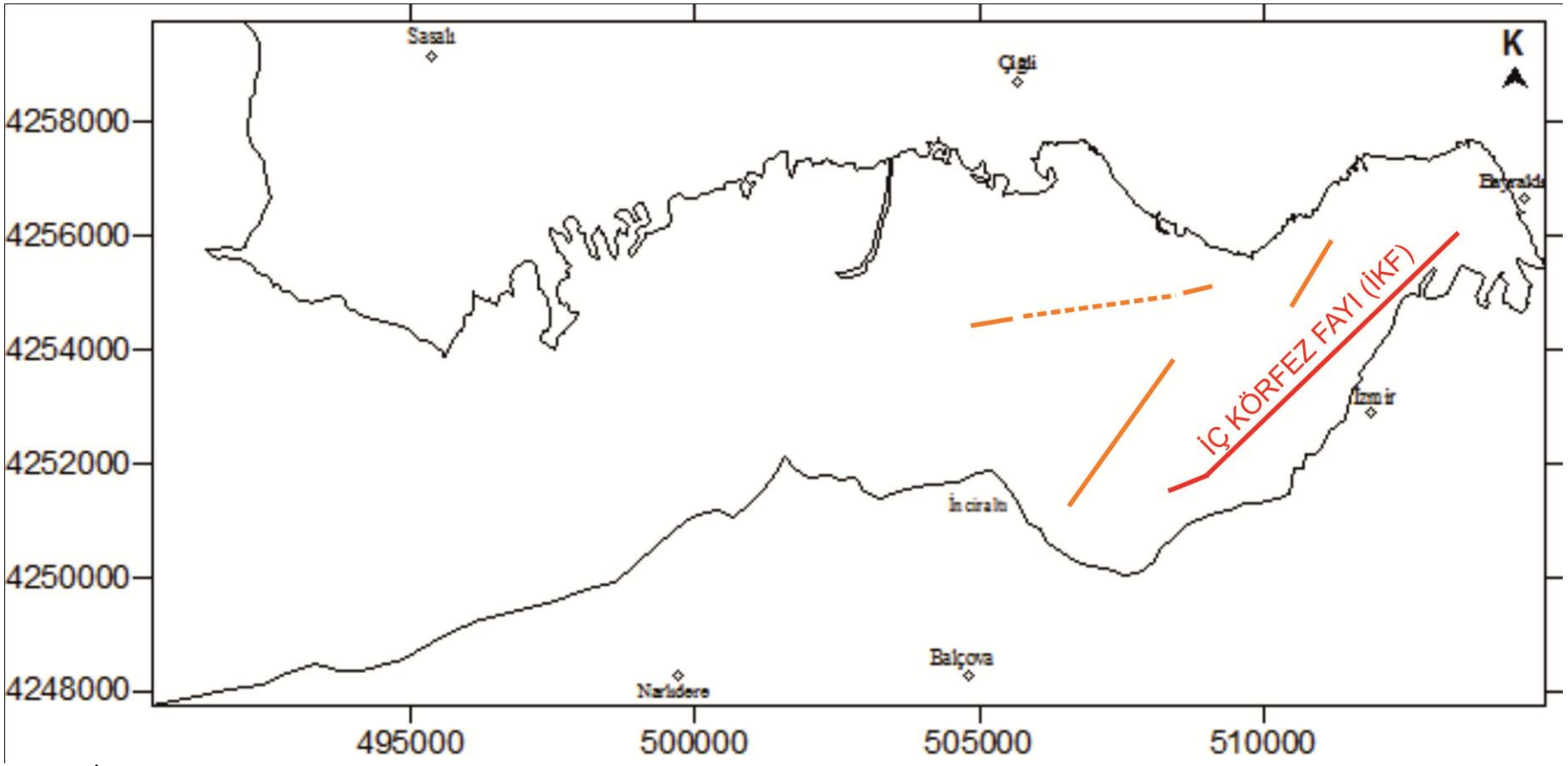
Şekil 4.3 Devamı



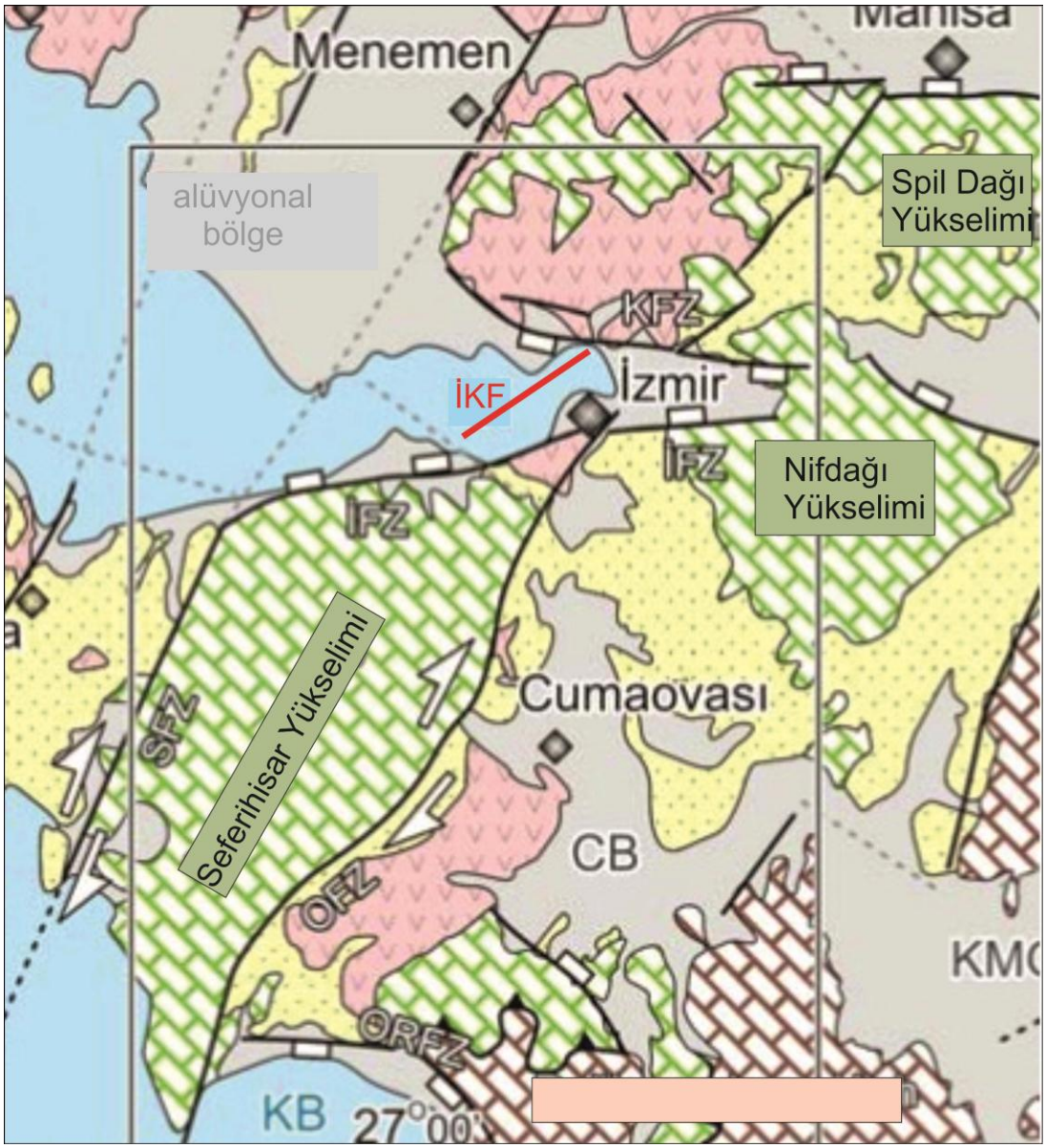
Şekil 4.3 Devamı



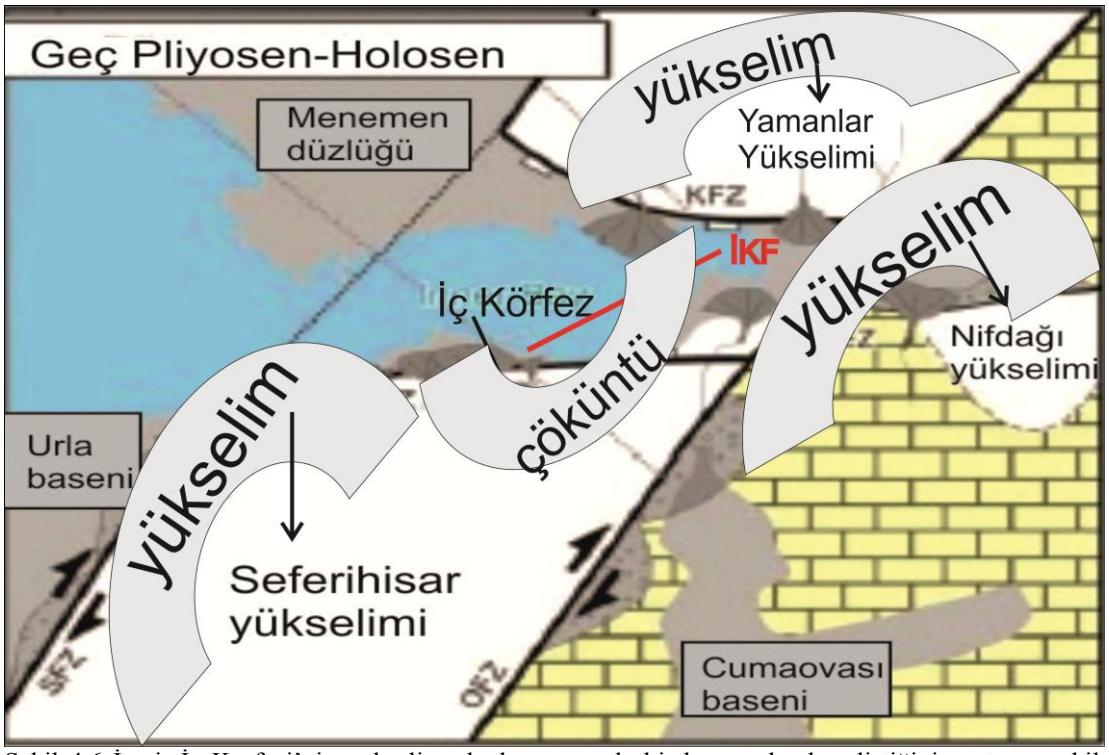
Şekil 4.3 Devamı



Şekil 4.4 İç Körfez Fayı'nı gösteren harita



Şekil 4.5 İç Körfez Fayı (İKF)'nın körfez içerisindeki uzanımı (Uzel ve diğer., 2010'dan alınmıştır)



Şekil 4.6 İzmir İç Körfezi'nin yükselim alanları arasında bir basen olarak geliştiğini gösteren şekil (Uzel ve diğer., 2010'dan düzenlenmiştir).

BÖLÜM BEŞ
SONUÇLAR

İzmir İç Körfezi'nin aktif tektoniğinin incelenmesi amacıyla tez kapsamında yapılan batimetri, yanal taramalı sonar, yüksek ayrımlıklı sığ sismik çalışmalar sonucunda elde edilen bulgular aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

İzmir Körfezi, Miyosen öncesi bölgede hakim olan sıkışma tektoniği ile günümüzde hakim olan açılma tektoniği sistemlerinin etkisi altında kalmaktadır. Körfezin coğrafi yapısı üç ana üniteden oluşmaktadır. Bunlar; iç, orta ve dış körfez olarak belirtilmektedir. Aslında coğrafi olarak bu ayrımı şekillendiren ise körfez içindeki jeotektonik yapılardır. Miyosen öncesi tektonik hareketlerin oluşturduğu K-G doğrultulu Batı Ege horst-graben sistemleri (Karaburun yükselimi, Foça çöküntü alanı, Seferihisar yükselimi vb.) daha sonra K-G genişleme sisteminin etkisinde kalmış ve D-B yönlü normal fayların gelişmesine neden olmuştur. Bu durum, grabenler üzerinde bir takım çöküntülerin oluşmasına da neden olmaktadır. Çalışma alanımızın odaklandığı İzmir İç Körfezi'nin güneybatısında yer alan Seferihisar Yükselimi (horst) ile güneydoğusunda yer alan Nifdağı Yükselimi arasında kalan İç Körfez'in bir basen oluşturarak güncel sedimentlerle dolduğu ve yeterli su rejimini sağladığında Orta Körfez'le bağlandığı düşünülmektedir.

İç Körfez Fayı, kuzeyde Karşıyaka Fay Zonu (KFZ) ve güneyde İzmir Fay Zonu (İFZ) arasında KD-GB yönlü olarak uzanan, kara çalışmalarıyla ulaşılan sonuçlarda da olduğu gibi düşey bileşeni olan doğrultu atımlı bir fay olarak tespit edilmiştir.

Kesitlerde yumuşak sedimentin altında olası volkanik birimin İzmir İç Körfezi'nde bir grabenleşme yapısı gösterdiği izlenmektedir.

KAYNAKLAR

Akyol, N., Zhu, L., Mitchel, B. J., Sözbilir, H. ve Kekovalı, K. (2006). Crustal structure and local seismicity in Western Anatolia. *Geophysical Journal International 166 (3),* 1259–1269.

Allan, T. D. ve Morelli, C (1971). A geophysical study of the Mediterranean Sea : Bui. *Geofis. Teor. Appl., 13*, 99-141.

Alptekin, Ö. (1973). *Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their implications*. Ph. D. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro, New Mexico, 95 s.

Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F. (1995). *Seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800*. İstanbul: Muhittin Salih Eren, 240.

Avşar, M., (2009). *Kentimizin Deprem, Heyelan ve Taşkın Alanları Açısından İrdelenmesi*, TMMOB İzmir Kent Sempozyumu Bildiri, 57-72.

Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annelis de Geofisica, 40(3),* 587-610.

Borsı, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean sea (west Anatolia and Leovos Island). *Bulletin of Volcanology, 36,* 473–496.

Bozkurt, E. (2000). *Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, in Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, 173,* 385–403, eds Bozkurt, E., Winchester, J.-A. & Piper, J.D.A., Geol. Soc. London Special Publication.

Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine, 141*, 63–79.

Canıtez, N., (1969). *Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri gerilme dağılımları*. İstanbul: İ. T. Ü. Maden Fakültesi Yayınları.

Çifçi, G., Dondurur, D. ve Okay, S. (2005). *Yüksek ayrımlı deniz jeofiziği yöntemleri*. Ankara: Mirza.

Dewey, J. F., (1976). Ophiolite obduction. *Tectonophysics, 31,* 93-120.

Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of American Bulletin, 90,* 84-92.

Duman, M., Avcı M., Duman Ş., Demirkurt E. ve Düzbastılar M. K. (2004). Surficial sediment distribution and net sediment transport pattern in İzmir Bay; western Turkey. *Continental Shelf Research, 24,* 965-981.

Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). *İzmir yakın çevresinin diri fayları deprem potansiyelleri*, MTA Genel Müdürlüğü, Rp: No:10754, 1-80.

Emre, T. ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 16,* 441–470.

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Walter, H.J. ve Yıldırım, T. (1996). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri (Characteristics of the Tertiary

volcanics in Biga Peninsula, Gökçeeada, Bozcaada and Tavşan Islands (NW Anatolia)). *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin, 117*, 55–86 (in Turkish with English Abstract).

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi [Stratigraphic features and tectonic evolution of the İzmir-Ankara Zone located between İzmir and Seferihisar]. *Turkish Association of Petroleum Geologists (TPJD) Bulletin, 2,* 1–20 (in Turkish).

Ergünay, O., Bayülke, N. ve Gençoğlu, S. (1974). *1 Subat 1974 Izmir Depremi Raporu.* T.C. İmar İskân Bakanlığı Deprem Araştırma, Ankara.

Ersoy, Y. ve Helvacı, C. (2007). Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences 16*, 117–139.

Eşder, T. ve Şimşek, Ş. (1975). Geology of İzmir (Seferihisar) geothermal area western Anatolia of Turkey determination of rezervoirs by means of gradient driling. *In Proceedings of 2nd UN. Symposium,* San Francisco, 349–361.

Frangakis-Syrett, E.(1992). The commerce of Smyrne in the eighteen century (1700-1820). *Publ. Centre Asia Minor*, 52-55.

Genç, S. C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ Graben, Karaburun peninsula: it's tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta, 14*, 45–55.

İnci, U., Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö. (2003). Urla – Balıkesir arası depremlerin nedeni fosil bir fay (The reason of the earthquakes between the Urla

and Balıkesir is a fosil fault), *Cumhuriyet Gazetesi Bilim Teknik Dergisi, 848*, 6–7.

İzmir Büyükşehir Belediyesi ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Araştırma Projesi (2000). *İDSDMP: İzmir Deprem Senaryosu Deprem Master Planı*, 20 Mayıs 2010, http//www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/izmirrapor.htm.

Labros, S. P. (1910). Neos Hellenomnemon, *Athens, 7*, 133-257.

Kaya, O., (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27 (1)*, 1-7.

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy, 10*, 164–191.

Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi, 66*, 20-34.

Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London, 156*, 605–616.

Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst System and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta, 18*, 167–208.

Konak, N. ve Şenel, M. (2002). Geological map of Turkey at 1:500000 scale. *General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication*, Turkey.

Maravelakis, M. J. A. (1938). A contribution to the knowledge of the history of the earthquakes in Greece and its neighbouring countries from the notes. *Pubk. M. Triantaphyllou, Thessaloniki*, *13*, 80.

MTA (2002). *1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritalar, No:7*. Ankara: MTA Yayınlar.

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key to the tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, *60*, 1-42.

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of Royal Society*, *300*, 357-372.

Mallet, R. (1856). Catalogue of recorded earthquakes from 1606 B.C. to A.D. 1850. *Report of the Twenty Third Meeting of the British Association fort he Advencement of Science*, *22*, 1-176, 1852; 23, 118-212, 1853; 24, 1-326, 1854.

Mcclusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I. ve diğer. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5720.*

Mckenzie, D. P. (1972). Active tectonics of Mediterranean Region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, *30*, 109-185.

Mckenzie, D. P. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalaya Belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society,*, *55*, 217-254.

Mckenzie, D. P. ve Yılmaz, Y. (1991). Deformation and Volcanism in Western Turkey and the Aegean. *Bulletin Technical University*, *44*, 345-373.

N., Kalafat, D. ve Gündoğdu, O., (1995). 6 Kasım 1992 İzmir (Doğanbeyli) depremi saha gözlemleri ve odak mekanizma çözümü. *Jeofizik, 9*,343-348.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşcu İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics, 391*, 67–83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşcu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology, 219*, 155–171.

Okay, A. İ. ve Siyako, M. (1993). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. *In*: TURGUT, S. (ed), Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium, Ankara*, 333–355.

Okay, A. I., Kaslılar ÖZCAN, A., İmren, C., Boztepe Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, I. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics, 321*, 189-218.

Okay, A. İ. ve Altıner, D. (2007). A Condensed Mesozoic Succession North of İzmir: A Fragment of the Anatolide-Tauride Platform in the Bornova Flysch Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences, 16*, 257–279.

Özgenç, İ. (1978). Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki göreceli yaş ilişkisi (Relative age relationships between two extrusion phases of Cumaovası acidic volcanics (İzmir)). *Geological Society of Turkey Bulletin, 21*, 31–34 (in Turkish with English abstract).

Özkaymak, Ç., ve Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17 (3),* 615–635.

Papazachos, B. ve Papazachou, C. (1997). *The Earthquakes of Greece*. Thessaloniki: Ziti Publ., 304.

Parajuab, R. (b. t.). *Hydrographic Survey*. 30 Ekim 2010, https://priabroy.wordpress.com/tag/construction/

Perrey, A. (1848). Mémoire sur les tremblements de tere ressentşs dans la péninsula Turco-Hellénique et en Syrie, T. XXIII. *Publ. Academie Royale de Belgique*, 73.

Rojay, B., Toprak, V., Demirci C. ve Süzen, L. (2005). Plio–Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta, 18*, 317– 331.

Sarıca, N. (2000). The Plio−Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz Grabens and their tectonic significance on N−S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal, 35*, 1–24.

Sayın, E., Pazı, İ. ve Eronat, C. (2006). Investigation of Water Masses in Izmir Bay, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 15,* 343-372.

Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geological Magazine, 139*, 15–26.

Sezer, L. İ., (2001). Son iki bin yılda İzmir Körfezi ve civarının depremselliği. *Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı (21-22 Mayıs 2001). Makaleler ve Özetler. İstanbul Teknik Üniversitesi. Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü. Tübitak,* 91-102. İstanbul.

Sezer, L., İ., (2005). *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu TURQUA-V*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü 14 2-5 Haziran 2005.

Shallow water multibeam echosounders, (b.t.). 25 Mart 2010, http://www.atlashydro.atlas-elektronik.com/index.php?id=2073

Simopoulos, K (1973). Foreign travelers in Greece, 1700-1800. *Athens, 2*.

Sözbilir, H., Sarı, B. Akgün, F., Gökçen, N., Akkiraz, S., Sümer, Ö. ve diğer. (2004). First example of a transtensional supradetachment basin in western Anatolia: The Kemalpaşa-Torbalı Basin, Turkey. *32nd Internatinonal Geological Congress, Italy, Abstract*s, *2*, 894.

Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, Y. Koçer, T. ve diğer. (2008). D-B uzanımlı İzmir Fayı ile KD-uzanımlı Seferihisar Fayı'nın birlikte çalıştığına dair veriler: İzmir Körfezi'ni oluşturan aktif faylarda kinematik ve paleosismolojik çalışmalar, Batı Anadolu. (Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismogical studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia). *Türkiye Jeoloji Bülteni, 51 (2*), 91–114.

Sözbilir, H., Kaymakçı, N., Langereis, C., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Özkaptan, M. ve diğer. (2009). Transfer zonlarının jeolojik evrimi ve bu zonların Batı Anadolu'daki K-G genişleme tektoniğine katkısı: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu (Geological evolution of transfer zones and their contribution to N-S Extensional tectonics in western Anatolia: İzmir-Balıkesir Transfer Zone). *13th Meeting of Active Tectonics Research Group, Abstracts*, 51.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., (1992). Active faultmap of Turkey. *General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication, Turkey*.

Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-Slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a Case Study, in Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37,* 227-64.

Şengör, A. M. C., (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in *Continental Extensional Tectonics*, 575–589, eds Coward, M.-P., Dewey J.-F. & Hancock, P.-L., Geol. Soc. London Publication.

Tan, O. ve Taymaz, T. (2003). Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: source parameters of april 2, 1996 Kuşadası Gulf and april 10, 2003 seferihisar (İzmir) earthquakes. İnternational Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems. *Racent Progress in Tectonics and paleosismology and Field training Course in Paleosismology, Middle East Technical University (METU), 31 August-12 September 2003, Abstract volume,* 147, Ankara.

Taymaz, T., Jackson, J. A. ve Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal of Interiour, 106,* 433-490.

Trabant, P. K. (1984). *Applied high-resolution geophysical methods: Offshore geoengineering hazards*. Boston: International Human Resources Development Corporation.

Türkelli, N., Kalafat, D. ve İnce Ş. (1990). 6 Kasım 1992 İzmir depremi ve artçı şokları. *Deprem Araştırma Bülteni, 68,* 58-95.

Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A First record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. T*urkish Journal of Earth Sciences, 17,* 559–591.

Uzel, B.,Sözbilir, H.ve Özkaymak, Ç. (2010). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of. Earth Sciences.*, doi: 10.3906/yer__0910__11.

Veis, N.(1944). Seismological from the doings of Konstantinos Daponde. *Prec. Acad. Athens, May 1944, 4*, 120-123 (in Greek).

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develope? *In:* Bozkurt, E., Wınchester, J.A. ve Pıper, J. D. A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geological Society, London*, Special Publication *173*, 353–384.

Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B. J. ve Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters, 33*, L07316, doi: 10.1029/2006GL025842.