DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOARKEOLOJİK VE SİSMİK VERİLER IŞIĞINDA FETHİYE KÖRFEZİ'NİN DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE GÜNCEL TEKTONİĞİ

Murat AYAZ

Eylül 2024

İZMİR

JEOARKEOLOJİK VE SİSMİK VERİLER IŞIĞINDA FETHİYE KÖRFEZİ'NİN DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE GÜNCEL TEKTONİĞİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı

Murat AYAZ

Eylül 2024
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MURAT AYAZ tarafından **DOÇ. DR. NİLHAN KIZILDAĞ** yönetiminde hazırlanan **"JEOARKEOLOJİK VE SİSMİK VERİLER IŞIĞINDA FETHİYE KÖRFEZİ'NİN DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE GÜNCEL TEKTONİĞİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Nilhan KIZILDAĞ

Danışman

Doç. Dr. Abdurrahman Harun ÖZDAŞ

Jüri Üyesi

Dr. Öğr. Üyesi Doğan KISACIK

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Öncelikle, çalışmanın en başından sonuna kadar sabırla beni destekleyen ve rehberlik eden danışmanım Doç Dr. Nilhan Kızıldağ'a en derin teşekkürlerimi sunarım. Kendisi sadece akademik olarak bu teze danışmanlık yapmanın ötesinde bu çok disiplinli araştırma alanı ile tanışmamı sağladı ve bu çalışmadan sonra da bu disiplinde daha fazla araştırma yapma motivasyonumu borçlu olduğum kişidir.

Bu çalışmada kullanılan sismik verilerden, arkeolojik gözlemlere kadar veri setinin bu kadar çeşitli olabilmesi Doç. Dr. Harun Özdaş sayesindedir. Disiplin fark etmeksizin, araştırma motivasyonuna sahip herkese karşı destekleyici tavrı bu çalışmanın gerçekleştirilmesine büyük katkı sağladı, teşekkürlerimi sunarım.

Mesleki alanımla ilgili sağlam bir temele sahip olmamda çok büyük katkı sahibi ve manevi desteğini her zaman yanımda hissettiğim Prof. Dr. Derman Dondurur'a; akademik çalışmalar konusunda bana ilk motivasyonu aşılayan ve her konuda desteklerini bir an olsun esirgemeyen Dr. Orhan Atgın'a, Dr. Aslıhan Nasıf'a ve Dr. Özkan Özel'e teşekkür ederim. Onların desteği olmaksızın böyle bir çalışmayı yapabilecek teknik bilgi ve beceriye sahip olamazdım.

112Y137 nolu TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında toplanan sismik verileri bizimle paylaşarak çalışmaya katkı sunan proje koordinatörü Doç. Dr. Özgür Avşar ve proje ekibine teşekkür ederim. Yardımları için Prof. Dr. Muhammet DUMAN'a teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmayı gerçekleştirirken maddi, manevi en büyük destekçim sevgili eşim Merve Çelik Ayaz oldu. Uzun ve zorlu çalışma dönemlerinde, onun destekleyici ve cesaretlendirici tavrı olmasaydı bu çalışmayı tamamlama şansım olmazdı. Onun bu süreçteki desteği hem araştırma sürecimin hem de kişisel yaşamımın dengede kalmasını mümkün kıldı. Eşsiz desteği için kendisine minnettarım.

Murat AYAZ

JEOARKEOLOJİK VE SİSMİK VERİLER IŞIĞINDA FETHİYE KÖRFEZİ'NİN DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE GÜNCEL TEKTONİĞİ

ÖZ

Türkiye'nin güneybatısındaki Fethiye Körfezi ve çevresinde, Geç Pleyistosen-Holosen döneminden itibaren göreli deniz seviyesi değişimlerinin etkileri incelenmiştir. Yüksek çözünürlüklü sismik veriler kullanılarak, son buzul dönemi maksimumu sırasındaki karasal alanlar ortaya çıkarılmış, stratigrafik birimler tespit edilmiş ve sedimantasyon süreçleri değerlendirilmiştir. Bölgedeki tektonik hareketlerin göreli deniz seviyesi değişimlerine olan katkısı jeoarkeolojik yaklaşımla araştırılmıştır. Körfezdeki dikey tektonik hareketlerin son buzul döneminden günümüze doğrusal olmadığı ve Geç Holosen döneminde daha etkin olduğu görülmüştür. Bölgenin son buzul maksimumu sırasındaki kıyı hattı yeniden oluşturulmuştur ve etkileri değerlendirilmiştir. Bulgular, Fethiye Körfezi ve çevresinin göreli deniz seviyesi değişimlerinden ciddi oranda etkilendiğini göstermektedir ve gelecekte de Akdeniz'deki su baskın riski ile karşı karşıya olan yüksek riskli alanlardan biri olduğunu doğrulamaktadır. Çalışmanın bölge için geleceğe yönelik yapılan modelleme çalışmalarına ve kıyı alanlarının yönetimine ilişkin politika belirleme çalışmalarına referans oluşturacağı umulmaktadır.

Anahtar kelimeler: Deniz seviyesi değişimi, Paleo-kıyı çizgisi, Fethiye Körfezi, deniz sismiği, jeoarkeoloji, tektonik

SEA-LEVEL CHANGES AND RECENT TECTONICS IN THE GULF OF FETHİYE BASED ON GEOARCHAEOLOGICAL AND SEISMIC DATA

ABSTRACT

The effects of relative sea level changes since the Late Pleistocene-Holocene period in and around the Gulf of Fethiye in southwestern Turkey have been investigated. Using high-resolution seismic data, land areas during the last glacial maximum have been revealed, stratigraphic units identified, and sedimentation processes evaluated. The contribution of tectonic movements in the region to relative sea level changes was investigated using a geoarchaeological approach. It was observed that the vertical tectonic movements in the Gulf have not been linear from the last glacial period to the present and were more active during the Late Holocene. The coastline of the region during the last glacial maksimum has been reconstructed, and its effects have been evaluated. The findings show that the Gulf of Fethiye and its surroundings have been severely affected by relative sea level changes and confirm that it is one of the high-risk areas facing the risk of inundation in the Mediterranean in the future. It is hoped that the study will serve as a reference for future modeling studies for the region and policy-making efforts on the management of coastal areas.

Keywords: Sea-level change, Paleo-shoreline, Gulf of Fethiye, marine seismic, geoarchaeology, tectonics

İÇİNDEKİLER

Page

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v
İÇİNDEKİLER vi
ŞEKİLLER LİSTESİ viii

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Amaç 4
1.2 Önceki Çalışmalar 5

BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANI 9

2.1 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Tektonik Yapısı 11
2.2 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, Stratigrafisi ve Morfolojisi 17
2.3 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Tarihsel ve Aletsel Dönem Depremleri, Sismotektonik Yapısı 23
2.4 Bölgenin Arkeolojik Önemi 27

BÖLÜM ÜÇ - YÖNTEM 28

3.1 Veri Seti 29
3.2 Jeoarkeolojik Yaklaşım 32
3.3 Sismik Veri Analizi 33
3.3.1 Östasi, Göreli Deniz Seviyesi Değişimleri 33
3.3.2 Geç Pleyistosen-Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri 36
3.3.3 Sismik Sekans Analizi 39
3.3.4 Sismik Fasiyes Analizi 41
3.3.5 Sistem İzleri (System Tracks) 41

BÖLÜM DÖRT - BULGULAR 44

4.1 Sismik Kesitlerden Elde Edilen Birimlerin Dağılımı 44
4.1.1 Erozyonal Yüzey 46
4.1.2 Sistem İzleri (System Tracks) 47
4.2 Sediman Birikim Oranı 69
4.3 Jeoarkeolojik Verilerden Elde Edilen Bulgular 73
4.4 Göreli Deniz Seviyesi Değişimleri 80
4.5 Tektonik Aktivite 83

BÖLÜM BEŞ -TARTIŞMA 88

BÖLÜM ALTI - SONUÇLAR 91

KAYNAKLAR 93

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası. Çalışma alanı alt alanlar..... 10

Şekil 2.2 Ege Bölgesi tektonik unsurları..... 17

Şekil 2.3 Toros kuşağı üzerinde tanımlanan birlikler 20

Şekil 2.4 Fethiye-Marmaris jeoloji haritası..... 22

Şekil 2.5 Çalışma alanında aletsel dönemde gerçekleşmiş depremler (a) ve bu depremlerin magnitüd-derinlik ilşkisi (b)..... 25

Şekil 2.6 Çalışma alanında gerçekleşen depremlerin fay çözümleri ve alanın sismotektoniği 26

Şekil 3.1. Sismik hat haritası ve veri uyumluluğu: a) h10 isimli sismik hatlar. b) fte isimli sismik hatlar. c) ft isimli sismik hatlar. d) amp isimli sismik hatlar. e) farklı zaman ve cihazlar ile toplanan verilerin birlikte görünümüne bir örnek. 31

Şekil 3.2 Akdeniz için paleoiklimsel, paleoçevresel ve arkeolojik verilerin karşılaştırılması ile elde edilen günümüzden 140 bin yıl öncesine kadar geçmiş küresel ortalama deniz seviyesinin durumu. 38

Şekil 3.3 Geç Pleyistosen son buzul dönemi maksimumundan günümüze kadar küresel deniz seviyesinin değişimi. 39

Şekil 3.4 İlk olarak Vail (1987) tarafından sunulan ve zamanla geliştirilen sismik sekans ve genetik olarak ilşkili katmanlar, katmanlar arasındaki yüzeyler ve yapısal elemanlara ait diyagram 40

Şekil 3.5 Temel sistem izleri (systems tracks), Highstand Systems Tract (HST), Lowstand Systems Tract (LST), Transgressive Systems Tract (TST) ve yığılma desenleri 42

Şekil 4.1 Sismik hat yorumu: h10-68-2t nolu hat. Hattın paraphase dönüşümü (sol üstte).. 49

Şekil 4.2 Sismik hat yorumu: h10-69t nolu hat..... 50

Şekil 4.3 Sismik hat yorumu: h10-56 nolu hat..... 50

Şekil 4.4 Sismik hat yorumu: h10-54 nolu hat..... 51

Şekil 4.5 Sismik hat yorumu: h10-57 nolu hat..... 51

Şekil 4.6 Sismik hat yorumu: h10-64 nolu hat..... 52

Şekil 4.7 Sismik hat yorumu: ft21, fte2, fte13 nolu hatlar. 53

Şekil 4.8 Sismik hat yorumu: fte3, fte2, fte1 nolu hatlar. 54

Şekil 4.9 Sismik hat yorumu: ft21 nolu hat..... 55

Şekil 4.10 Sismik hat yorumu: ft6 nolu hat..... 56

Şekil 4.11 Sismik hat yorumu: ft9 nolu hat..... 57

Şekil 4.12 Sismik hat yorumu: amp18 nolu hat 58

Şekil 4.13 Sismik hat yorumu: amp35 nolu hat 59

Şekil 4.14 Sismik hat yorumu: ft17 nolu hat..... 60

Şekil 4.15 Sismik hat yorumu: amp33 nolu hat 61

Şekil 4.16 Sismik hat yorumu: amp30 nolu hat 62

Şekil 4.17 Sismik hat yorumu: amp27 nolu hat 63

Şekil 4.18 Sismik hat yorumu: ft12 nolu hat..... 64

Şekil 4.19 Sismik hat yorumu: ft16 nolu hat..... 65

Şekil 4.20 Sismik hat yorumu: amp09 nolu hat 66

Şekil 4.21 Sismik hat yorumu: h10-68-3 nolu hat 67

Şekil 4.22 Sismik hat yorumu: ft06 (üst) ve ft08 (alt) nolu hat 68

Şekil 4.23 Sismik kayıtlardan elde edilen güncel derinlik haritası (üst), aynı derinlik bilgisinin son buzul dönemi kıyı hattı ile sınırlanmış hali (orta) ve son buzul dönemi kıyı hattının bugün bulunduğu derinlikleri gösteren harita (alt). 71

Şekil 4.24 Çalışma alanında son buzul dönemi kara yüzeyi üzerinde biriken sediman miktarı 72

Şekil 4.25 Çalışma alanının doğusunda Bozburun Yarımadası için hesaplanmış GIA eğrisi (Buzul İzostatik Denge-Glacio Isostatic Adjustment) ... 74

Şekil 4.26 Fethiye Körfezi ve Ölüdeniz'de bulunan su altında kalmış arkeolojik unsurların konumu (üst) ve su altında kalma miktarları (alt)..... 75

Şekil 4.27 Su altında kalmış batık hamam kalıntıları 75

Şekil 4.28 Su altında kalmış batık hamam kalıntıları (üstte) ve Gemiler Adası su altında kalmış mimari kalıntı (altta). 75

Şekil 4.29 Göcek Tersane Adası su altında kalmış mimari kalıntılar. 75

Şekil 4.30 Su altında kalmış mimari kalıntılar. 75

Şekil 4.31 Fethiye, Ölüdeniz'de su altında kalmış mimari kalıntılar ve kıyıdaki güncel yerleşimler. 75

Şekil 4.32 Fethiye, Ölüdeniz'de su altında kalmış mimari kalıntılar ve kıyıdaki güncel yerleşimler. 75

Şekil 4.33 Sismik hatlar üzerinde son buzul dönemine ait tespit edilen izler 81

Şekil 4.34 Çalışma alanı kıyılarının son buzul döneminden günümüze değişimi ve derinlikleri 82

Şekil 4.35 Çalışma alanı tektonik unsurlar 83

Şekil 4.36 Sismik hatların tektonik yorumu. 85

Şekil 4.37 Sismik hatların tektonik yorumu. 86

Şekil 4.38 Sismik hatların tektonik yorumu. 87

Şekil 6.1 Çalışma alanına ait son buzul dönemi tahmini kıyı hattı ve bu zaman aralığında depolanan sedimanların kalınlık haritası. 92

TABLOLAR LİSTESİ

Tablo 2.1 Likya Naplarını oluşturan birimlerin içerdikleri formasyonlar, yaşları ve litolojileri 20

Tablo 3.1 Kullanılan veri seti künye bilgisi 30

Tablo 4.1 Deniz seviyesi değişimini etkileyen global, bölgesel faktörler ve çalışma kapsamında basitleştirilmiş gruplama 35

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Deniz seviyesi değişimleri ve tektonik hareketler, yerküre üzerinde hem doğal çevreyi hem de insan topluluklarını doğrudan etkileyen dinamik süreçlerdir. Tektonik hareketler, depremler, volkanik patlamalar ve kıtasal kaymalar gibi olaylara yol açarak hem doğrudan hem de iklimsel süreçlerle birlikte deniz seviyesi değişimlerine etki ederek doğal çevreyi ve insan topluluklarını etkiler. Kıyı şeritlerinin değişmesine, ekosistemlerin bozulmasına ve insan yerleşimlerinin tehdit altında kalmasına neden olur. Yükselen deniz seviyesi kıyı bölgelerinde su baskını riski oluştururken düşen deniz seviyesi yeni kara parçalarının ortaya çıkmasına neden olur. Kıyı bölgelerinde yaşam alanları, tarımsal araziler, kıyı ekosistemindeki biyoçeşitlilik ve su kaynaklarının arzı değişir. Bu etkiler insan topluluklarını göç etmeye, yeni yerleşim alanları aramaya ve altyapılarını yeniden inşa etmeye zorlayarak toplumsal değişimlere de neden olur. Günümüzde dünya nüfusunun hızla artması, kıyı alanlarındaki yoğunluğun giderek yükselmesi ve iklim değişikliği toplumsal etkinin ölçeğini büyütmektedir. Kıyı bölgelerinde yaşanan hızlı kentleşme, turizm faaliyetlerinin artışı ve deniz yoluyla yapılan ticaretin artmasına bağlı olarak kıyıya yakın alanlarda sanayileşme, bu alanları hem doğal afetler hem de çevresel değişiklikler karşısında geçmişten çok daha savunmasız bir hale getirmiştir. Modern dünyanın kıyı bölgelerindeki sürdürülebilirlik sorunlarını çözmek bir zorunluluk olarak karşımızda durmaktadır. Deniz seviyesi değişimleri ve tektonik hareketlerin anlaşılması bu sorunun çözümünde anahtar bir rol üstlenmektedir. Çünkü deniz seviyesi değişimleri tek bir etkene bağlı ve yerkürenin her noktasına aynı şekilde etkiyen bir süreç değildir. Okyanus suyunun hacmine bağlı olan östasi küresel ölçekte deniz seviyesi değişimleridir. Bölgesel ölçekte ise bu etkiye yerkabuğunun yoğunluk farklarına bağlı olarak dengede kalma dinamiğini ifade eden izostasi; deniz tabanının yükselmesi veya alçalmasına neden olan tektonik aktivite ve sedimantasyon da katılır. Bu doğal süreçler de dahil edildiğinde ortaya çıkan deniz seviyesi değişimi göreli deniz seviyesi değişimi olarak adlandırılır.

Deniz seviyesi değişimleri, gezegenimizin iklimsel ve jeolojik evrimini yansıtan kritik bir faktördür. Bu değişimler, büyük ölçüde doğal süreçler tarafından

yönlendirilmiş olup, buzul çağları ve buzul sonrası erime dönemleri gibi iklimsel döngülerle doğrudan ilişkilidir (Grant vd., 2014). Buzul çağlarında, büyük buz kütlelerinin kara üzerinde birikmesi nedeniyle deniz seviyeleri düşmüş, buzul sonrası dönemlerde ise buzulların erimesiyle deniz seviyeleri yeniden yükselmiştir. Son buzul dönemi, yaklaşık 115.000 yıl önce başlamış, yaklaşık 11.700 yıl önce sona ermiş (Andersen vd., 2004; O'Leary vd., 2013; Peltier, 1998) özellikle son buzul maksimumu olarak bilinen yaklaşık 19.600 yıl önce, küresel deniz seviyesi bugünkü seviyeden yaklaşık 120 metre daha düşük konuma gelmiştir (Lambeck vd., 2014). Buzul döngülerü, deniz seviyesinde metrelerce değişikliğe neden olmuş, kıyı hatlarını ve denizel ekosistemleri doğrudan etkilemiştir.

Güncel eğilimlere bakıldığında ise, insan faaliyetlerinin bu doğal süreçleri hızlandırdığı ve deniz seviyesi değişimlerinde yeni bir dönem başlattığı görülmektedir. "İklim değişikliği" çatı kavramı altında incelenen doğal süreçlerin dışındaki bu etkilerle birlikte 20. yüzyılın başından bu yana küresel deniz seviyesi hızla yükselmekte, bu yükselişin hızı da giderek artmaktadır. Ülkelerin sera gazı emisyonlarına ilişkin çeşitli senaryolara bağlı yapılan modellemeler 2150 yılına kadar küresel deniz seviyesinin 0,2-1,4 ± 0,1 m arasında artacağını öngörmektedir (Park vd., 2023). Ayrıca öngörülen değişim tüm kıyılara aynı miktarda etki etmemekte, bazı kıyılarda göreli deniz seviyesi yükselebilirken bazı kıyılarda düşebilmektedir (Bamber & Riva, 2010). Dünya genelinde deniz seviyesini tanımlamak için tek bir küresel oranın kullanılmasının sorunlu olduğu ve özellikle kıyısal planlama açısından bölgeye özgü daha detaylı bir değerlendirmenin gerekliliği bir ihtiyaçtır (Hamlington vd., 2020). Farklı bölgeler için bu değerlendirme Rovere vd. (2016) tarafından açıklandığı üzere bölgesel göreli deniz seviyesi eğrilerinin bilinmesini gerekli kılar. Örneğin Lambeck vd. (2011) 2100 yılına kadar geçen sürede deniz seviyesi değişiminin İtalya kıyılarına etkisini modellemişlerdir. Rovere vd. (2012) Akdeniz'deki deniz seviyesi değişimi ve gelecekteki sel baskınları için bir projeksiyon oluşturmuşlardır. Vecchio vd. (2024) Akdeniz için yapılan projeksiyonlara odaklanan çalışmalarında çalışma alanının da içinde bulunduğu Türkiye'nin güneybatı kıyılarının taşkın riskini vurgulamaktadırlar.

Deniz seviyesi değişimleri birçok disiplin tarafından farklı metotlar ile incelenmektedir. Paleoekolojik yöntemler, tortul tabakaların, fosillerin, mikro fosillerin ve organik madde birikimlerinin analizi yoluyla deniz seviyesinin tarihsel değişimlerini ortaya koyar. Mercan resifleri, denizel teraslar ve denizaltı mağaralarının incelenmesi de bu analizlere destek sağlar. Jeokimyasal analizler ise, deniz suyu ve tortullardaki iz elementler ve izotopların incelenmesi yoluyla değişimin kimyasal izlerini takip eder. Uydu altimetresi ve GPS tabanlı ölçümler, okyanus yüzeyinin yüksekliğini ölçerek deniz seviyesindeki anlık değişimleri küresel ölçekte izlerken, lidar ve fotogrametrik yöntemler, kıyı bölgelerindeki deniz seviyesi değişimlerini yüksek çözünürlüklü arazi modelleri ve hava fotoğrafları aracılığıyla inceleme olanağı tanır. Jeoloji ve jeofizik yöntemler, deniz tabanının yapısını ortaya koyar ve tektonik hareketleri anlamamızı sağlar. Tarihi belgeler, haritalar ve arkeolojik kalıntılar da deniz seviyesinin geçmişteki seviyesine dair bulgular elde edilmesine olanak tanır.

Deniz seviyesi değişimleri ve tektonik hareketlerin anlaşılması, disiplinler arası bir iş birliğine ihtiyaç duyar. Farklı kıyısal alanlarda farklı etkilere sebep olması, geleceğe yönelik tahminlerde kısa dönemli değişimlerin bile önem taşıması ve insan faaliyetlerinin öngörülmesindeki zorluklar bu iş birliğine duyulan ihtiyacı artırır. Jeoarkeoloji, bu zorlukların üstesinden gelmeye yardımcı olan bir çalışma alanıdır. Doğal süreçler ile insan faaliyetleri arasında bir bağ kurarak deniz seviyesi değişimlerini ve tektonik hareketlerin anlaşılmasına katkı sunar.

Tüm Dünya kıyılarında olduğu gibi Ege Denizi kıyılarında yapılan çalışmalarda da deniz seviyesi değişimlerinin etkilerinin anlaşılması ve sürece dahil edilmesi önem taşımaktadır. Bu tez çalışmasında, tektonik olarak oldukça aktif bir bölge olan Fethiye Körfezi ve çevresi, jeoarkeolojik ve sismik veriler ışığında son buzul döneminden günümüze deniz seviyesi değişiminin etkileri yönünden kapsamlı bir şekilde incelenmiştir. Çalışma sonuçlarının deniz seviyesi değişimlerinin kıyı alanlarına etkileri hakkında geleceğe yönelik yapılan modellemelere bir temel oluşturması hedeflenmiştir.

1.1 Amaç

Çalışmanın ana hedefi Geç Pleyistosen-Holosen döneminden günümüze Fethiye Körfezi ve çevresi kıyıları boyunca meydana gelen deniz seviyesi değişimleri ve tektonik aktivitenin ortaya çıkarılmasıdır. Bu amaca yönelik olarak yüksek çözünürlüklü sığ sismik verilerden oluşan kombine veri setinin analizi ile jeoarkeolojik verilerin entegrasyonu kullanılmıştır. Deniz seviyesindeki değişikliklerin, bölgesel tektonik aktivitenin incelenmesi ve bunların kıyı şeridi üzerindeki etkilerinin ortaya çıkarılması amacı ile sismik stratigrafi modellerinden faydalanılmıştır.

Sismik veriler, transgresyon yüzeyinin belirlenmesi, şelf bölgesinin oluşumunda rol oynayan depolanma birimlerinin saptanması, fay vb. tektonik unsurların deniz seviyesine etkilerinin araştırılması, son buzul dönemine ait deniz tabanı yüzeyinin oluşturulması ve nihai olarak son buzul dönemi kıyı şeridinin ortaya çıkarılması hedefiyle yorumlanmıştır. İlgili zaman aralığındaki sedimantasyon oranı ve sediman kaynakları ile ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Su altında kalmış arkeolojik yapılardan alınan ölçümler sismik verilerle yorumlanarak Geç Holosen döneminden bu yana deniz seviyesi değişiminin Akdeniz ve Ege Denizi kıyı alanlarına etkileri araştırılmıştır. Bölgede yürütülen önceki çalışmalarda son 1400 yıldaki deniz seviyesi değişimleri ve düşey tektonik hareket jeoarkeolojik yöntemler kullanılarak ortaya çıkarılmıştır (Kızıldağ, 2019; Kızıldağ & Özdaş, 2021). Bununla birlikte, bu çalışma kapsamında sismik veri setleri de jeoarkeolojik ölçümlere entegre edilerek Geç Pleyistosen-Holosen döneminden bu yana gerçekleşen deniz seviyesi değişimleri araştırılmıştır. Bu kapsamda bölgede daha önce bir çalışma yapılmamıştır. Çalışma bu açıdan literatüre yeni veriler sağlayacaktır. Önceki çalışmalardan farklı olarak ayrıca Fethiye Körfezi'nin batısı çalışma alanına dahil edilmiştir.

Geçmiş deniz seviyesi değişimleri bir bölgede geleceğe yönelik yapılacak modelleme çalışmaları ve sürdürülebilir kıyı yönetim politikaları belirlenmesinde ihtiyaç duyulan önemli bir veri setidir. Bu çalışma ile, Fethiye Körfezi ve çevresinde gerçekleşen deniz seviyesi değişimlerinin bölgedeki uzun vadeli etkilerini anlamak ve

bu bilgiler ışığında sürdürülebilir kıyı yönetimi stratejileri geliştirilmesine de katkı sağlamak hedeflenmektedir. Bölge için böyle bir çalışma önem arz etmektedir ve halen yapılmış değildir.

Özetle bu çalışmanın amacı;

- Sismik kesitlerin stratigrafik yorumlanmasıyla son buzul dönemi kıyı şeridinin belirlenerek Geç Pleyistosen-Holosen döneminden bu yana deniz seviyesi değişim miktarının ortaya çıkarılması;
- Jeoarkeolojik yaklaşımla Geç Holosen döneminden bu yana deniz seviyesi değişim miktarının belirlenmesi;
- Göreli deniz seviyesi değişimlerinde tektonik hareketin etkisinin ortaya konulması;
- Sismik kesitlerde fay vb. unsurların belirlenerek tektonik harekete katkısının incelenmesi;
- Deniz seviyesi değişimi ve kıyı alanları etkileşimi konusunda geleceğe yönelik yapılan modelleme çalışmalarına ve dolayısıyla kıyı alanlarının yönetimine ilişkin politika belirleme çalışmalarına referans oluşturulmasıdır.

1.2 Önceki Çalışmalar

Çalışma alanında Fethiye Körfezi ve çevresi üzerine yapılan araştırmalar, bölgenin oldukça karmaşık bir tektonik yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Bölgenin tektoniği daha büyük ölçekli bir tektonik yapı olan Anadolu Levhası'nın batıya rotasyonel hareketinin bir parçasıdır. Bölgede yapılan çalışmaların pek çoğu bölgenin tektoniğini daha büyük ölçekli olan bu modele katkısı ve bu modelin etkileri yönünden incelemişlerdir. Su altında kalmış arkeolojik kalıntıları araştırmak amaçlı yapılan çalışmalar ise yerbilimlerinin desteğinden yoksundur. Çalışmanın bu iki disiplin arasında bir noktada konumlanması bu açıdan fayda sağlayacaktır.

Ocakoğlu (2012) Fethiye-Marmaris Körfezi alanının tektonik özelliklerini inceleyen ilksel çalışmalardandır. Çalışma bölgenin tektonik özelliklerini detaylı bir şekilde analiz etmiş ve Afrika ile Avrasya levhaları arasındaki dalma-batma zonunun doğu segmentinde ve Anadolu Levhası'nın bir parçası olan Fethiye-Burdur Fay Zonu'nu incelemiştir. Çalışmada batimetri ve yüksek ayrımlı sismik veriler kullanarak,

aktif ve pasif faylar belirlenmiş, Fethiye ve Marmaris Körfezleri arasındaki deniz tabanı morfolojisi ve aktif tektoniği yorumlanmıştır. Bulgular, Fethiye-Burdur Fay Zonu'nun, bölgesel tektonik hareketlerle şekillendiğini ve Pliny-Strabo Hendekleri ile ilişkili faylarının kıyıya çok yakın bir yerde sona erdiğini ortaya koymuştur.

Hall vd. (2014) Fethiye-Burdur Fay Zonu'nu detaylı olarak incelemiştir. Çalışma, Afrika ve Ege-Anadolu levhalarının konverjan sınırını işaret eden Helenik ve Kıbrıs Yaylarının, Pliny ve Strabo Hendekleri boyunca kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan bir STEP (Subduction-Transform Edge Propagato) fayı tarafından kesildiğini değerlendirmektedir. Hall vd. (2014), bu fayın Rodos Baseni üzerinden güneybatı Anadolu'ya kadar devamını ve kuzeydoğuda Fethiye-Burdur Fay Zonu ile bağlantısını araştırmıştır. Ayrıca Rodos Basen'inin Pliyosen-Kuaterner döneminde çok hızlı bir şekilde çökmüş olması gerektiğini ortaya koymuştur.

Avşar vd. (2017) Çalışma alanının kıtasal bölümünde yer alan Köyceğiz, Alagöl, Sülüngür ve Kocagöl gölleri tabanında sualtı termal sistemlerini araştırmışlardır. Fethiye Körfezi içerisinde ölçümler yapılmıştır.

Tosun vd. (2021), Pliny-Strabo Hendeklerinin (PST) kuzey kenarında bulunan STEP fayının Fethiye Körfezi ve çevresindeki aktif tektonik ve kinematikler üzerindeki etkisini incelemiş ve bu bölgede devam edip etmediği sorusuna yanıt aramışlardır. Bu hipotezi test etmek için 2D sismik verileri kullanmışlardır. Değerlendirmeleri sonucunda, Pliny-Strabo Hendeklerinin kıyı şeridine çok yakın bir yerde sonlandığını ve GB Anadolu'ya doğru devam ettiğine dair bir sonuca ulaşamadıklarını belirtmişlerdir. Tosun vd. (2021) tarafından çalışmalarında kullanılan 2D sismik veriler 112Y137 nolu TÜBİTAK 1001 Projesi kapsamında toplanmış ve ilgili projenin sorumluları verilerin bu tez çalışmasında da kullanılması amacı ile verileri bizimle de paylaşmışlardır.

Fethiye-Burdur Fay Zonu'nun jeodinamik ve tektonik evrimini ve bu zonun varlığı hakkındaki soruları sistematik olarak araştırılmıştır (Elitez vd., 2016; Elitez & Yaltırak, 2016, 2023). Elitez & Yaltırak (2016) FBFZ'nin orta kesiminin Miyojen'den Kuvaterner'e kadar olan tektonostratigrafik evrimini incelemiş ve bölgedeki farklı sedimentasyon süreçleri ile kesme zonunun gelişimi arasındaki bağlantıyı açığa

çıkarmaya çalışmıştır. Elitez vd. (2016) FBFZ'nin Güneybatı Anadolu'daki sol-yanal kesme hareketine odaklanmış, GPS verileri ve deprem odak mekanizmaları kullanılarak analizler yapılmış, bölgedeki çok sayıda küçük fayın varlığını ve bunların bölgesel olarak geniş bir kesme zonunun parçası olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Ek olarak Elitez vd. (2017) Kibyra Fayı'nın varlığını FBFZ içerisinde yer alma durumu açısından değerlendirmişlerdir ve Elitez vd. (2018) 40Ar-39Ar ve U-Pb tarihlemelerini kullanarak FBFZ orta kesiminin yeni bir kronostratigrafisini oluşturarak FBFZ'yi kapsamlı şekilde ortaya koymaya çalışmışlardır. Elitez & Yaltırak (2023) FBFZ ve bu zonun Doğu Akdeniz'deki denizaltında devamının Miyosen'den Kuvaterner'e kadar olan jeodinamik evrimini incelemiştir. Çalışmalarının amacı, bölgedeki aktif tektonik yapının ve kırık zonunun özelliklerini belirlemek, bu zonun çevresindeki yapısal ve tektonik ilişkileri ortaya koymak ve bölgenin tektonik evrimine dair yeni bilgiler elde etmektir. Araştırmacılar, çok ışınlı batimetri verileri, dijital yükseklik verileri (DEM) ve deprem kayıtlarını kullanarak, bölgenin tektonik özelliklerini araştırmışlardır. Araştırmacılar FBFZ'nin bölgenin tektoniği altında gelişen sol-yanal atımlı bir kesme zonu olduğunu ve bölgenin en tartışmalı jeolojik yapılarından biri olduğunu belirtmişlerdir. Helenik ve Kıbrıs yayları arasındaki STEP fayının karadaki devamı olarak FBFZ ve bu zonun varlığı hakkındaki tartışmaların son dönemdeki denizaltı verileriyle yeniden gündeme geldiği ifade edilmiştir.

Anzidei vd. (2011) son iki bin yılda güneybatı Türkiye ve İsrail kıyıları boyunca deniz seviyesi değişiklikleri ve düşey yer değiştirmeleri incelemişlerdir. Aralarında Fethiye Körfezi de bulunan Türkiye kıyılarından sekiz adet lokasyonunun incelendiği çalışmada su altında kalmış arkeolojik yapılardan yeni göreli deniz seviyesi verileri sağlanmıştır. Yapıların mevcut deniz seviyesine göre konumları, inşa edildiklerinden bu yana göreli deniz seviyesi değişikliğinin bir ölçüsünü sağlamaktadır. İncelenen lokasyonlardan elde edilen bilgiler farklı alanlarda gözlemlenen deniz seviyesi değişiklikleri ile karşılaştırılmış ve farklılıklar gözlenmiştir. Türkiye kıyılarındaki 2300 ila 1600 yıl öncesine ait yapıların 2,41 ile 4,50 m kadar su altında kaldığı sonucuna ulaşmışlardır.

Kızıldağ (2019) Fethiye Körfezi'ndeki göreli deniz seviyesi değişikliklerini ve tektonik hareketi araştırmıştır. Araştırmacı bölgedeki arkeolojik yapı ve mimari

kalıntılardan faydalanmıştır. Yapıların son kullanım zamanlarını dikkate alarak farklı noktalar için 2,18 ± 0,3 mm/yıl, 2,96 ± 0,3 mm/yıl ve 3,29 ± 0,5 mm/yıl olmak üzere üç farklı düşey tektonik hareket miktarına ulaşmıştır. Bölgede deniz seviyesi değişikliklerinin tektonik hareketten güçlü bir biçimde etkilendiğini ortaya koymuştur. Yine Kızıldağ & Özdaş (2021) bölgedeki araştırmalarını derinleştirerek Fethiye bölgesinde üç farklı noktada arkeolojik kalıntıların güncel deniz seviyesine göre derinliklerini ölçmüştür. Son 1400 yıl için Şövalye Adası (minimum 1,6 ± 0,3 mm/yıl), Gemiler Adası (2,1 ± 0,3 mm/yıl) ve Ölüdeniz Lagünü (2,2 ± 0,6 mm/yıl) için deniz seviyesi değişim oranlarını hesaplamışlardır. Erken Bizans döneminden bu yana düşey tektonik hareketin Fethiye kıyılarına güçlü bir şekilde etki etttiğini ortaya koymuşlardır.

Kolaiti vd. (2023) Orta Ege'de Geç Roma/Erken Bizans döneminden itibaren göreli deniz seviyesi değişikliklerini farklı noktalardan verileri analiz ederek araştırmışlardır. Fethiye kıyıları da dahil Türkiye'nin batı kıyısından 13 lokasyonun yer aldığı çalışmanın sonucunda batı Türkiye kıyılarında 1,50 ± 0,40 m ile 4,20 ± 0,30 m arasında değişen bir göreli deniz seviyesi yükselmesi olduğu sonucuna ulaşmışlardır.

BÖLÜM İKİ
ÇALIŞMA ALANI

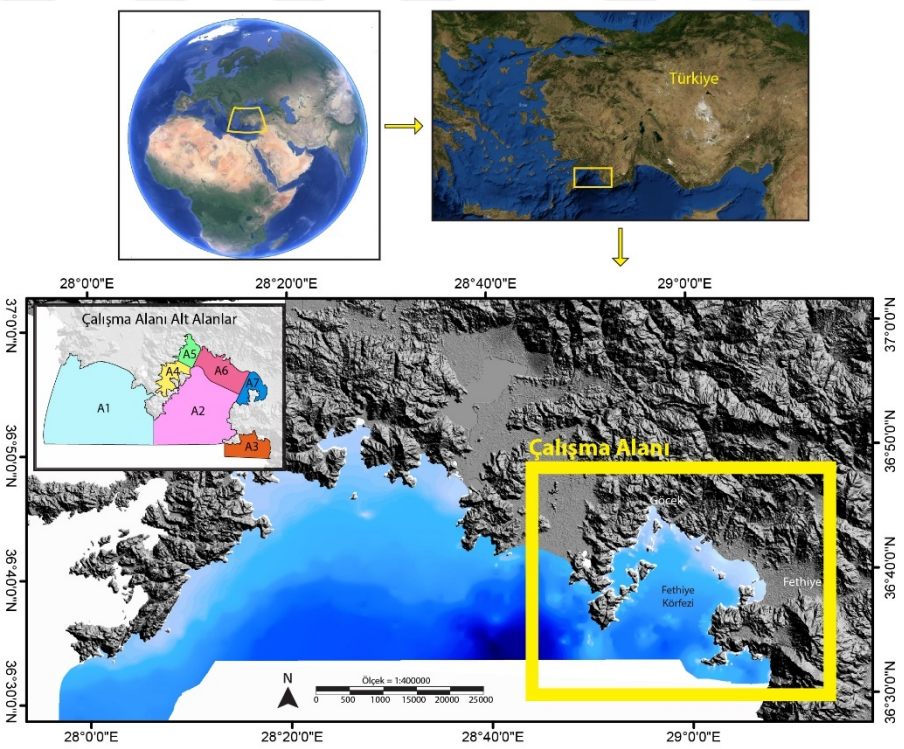
Çalışma alanı, Türkiye'nin güneybatı kıyısında, Akdeniz ile Ege Denizi'nin birleştiği noktada yer alan Fethiye Körfezi ve çevresini kapsamaktadır. Fethiye Körfezi'nin yapısını anlamak ve yakın çevresiyle karşılaştırabilmek için çalışma alanı Fethiye Körfezi merkezde olmak üzere, doğu ve batısındaki denizel çevreyi de kapsayacak şekilde geniş tutulmuştur. Coğrafi olarak, zengin biyoçeşitlilik, karmaşık ekosistem ve tektonik olarak aktif bir yapıya sahip bir alandır. Bölge, çeşitli topografik özelliklerle karakterize edilir; kıyıyı dik kesen dağlık alanlar, alüvyonal düzlükler, geniş kumsallar, kıyı şeridinde ve kıyı açıklarında yer alan birçok irili ufaklı ada bulunur. Bu coğrafi çeşitlilik, bölgenin hem karasal hem de denizel ekosistem açısından zengin bir çeşitlilik sunar.

Bölge, aynı zamanda arkeolojik açıdan zengindir. Bölgenin tarihi, Karyalılardan Osmanlı dönemine kadar uzanır ve tarih boyunca çeşitli medeniyetlerin etkisi altında kalmıştır. Birçok antik şehir kalıntıları, kaya mezarları ve tarihi yapılar, bölgenin kültürel mirasının önemli parçalarıdır.

Bölgenin coğrafi konumu, Menteşe ve Teke yörelerini kapsayarak, Ege ve Akdeniz arasında bir geçiş bölgesi oluşturur. Kuzeyde Büyük Menderes vadisi, güneyde Akdeniz, batıda Ege Denizi ile çevrili, çeşitli yükselti değerlerine sahip zengin bir topografyaya sahiptir. Bölge, tektonik aktivitenin sonucu olan Menteşe Platosu üzerinde yükselen dağları içermektedir. İklimi Akdeniz iklimi özelliklerini taşır. Yükselti farkları ve denize olan uzaklık gibi faktörler, yerel iklim farklılıklarına neden olur. Rüzgarlar ve yağış rejimi bölgesel olarak farklılıklar yaratabilmektedir. Bölge zengin ve çeşitli bir doğal bitki örtüsüne sahiptir; kızılçam ormanları ve maki vejetasyonu bölgenin karakteristik bitki topluluklarıdır. Tarım, özellikle seracılık ve zeytin, mandalina gibi ürünlerle, bölge ekonomisinin önemli bir parçasıdır. Kıyı şeridi boyunca da Akdeniz ikliminin tipik bitki örtüsü olan makiler, kızılçam ormanları ve zeytin bahçeleri baskındır. Aynı zamanda, bölge, deniz kaplumbağaları gibi çeşitli deniz canlıları için önemli bir habitat sağlar. Turizm de bölgede, son yıllarda hızla gelişen bir sektör olup, kıyı şeridinde birçok turistik tesis ve yat limanı bulunmaktadır. (Avşarcan, 1991; İkiel, 2004)

Bölgede denize ulaşan irili ufaklı birçok dere ve akarsu bulunmaktadır. Kırzeytin, Kızılburun, Eğil, Değirmen, Büyükhurma, Yıldırımsivrisi, Baldıranlı, Gök, İnlice, Gökyar, Çayboğazı, Oluktaş, Karacasu, Çerçi, Tavşanlı, Göcek dereleri bölgenin küçük ölçekli su kaynaklarıdır. Dalaman Çayı ise çalışma alanının coğrafyasında değişikliğe neden olacak kadar büyük ölçekli su kaynağıdır. Bölgenin önemli kıyı yükseltileri Belen, Otlutaş, Zeytin, Güvenç, Çatal dağları ve Sünger, Çataltaş, İncirereni, Eren, Kartal tepeleridir.

Çalışma alanı denizel bölgesi Türk Kara Suları ve uluslararası suları kapsamaktadır. Dalyan açıklarında 1500 m derinliklere ulaşılsa da çalışma alanının geneli görece sığ denizel alanlardır ve genel olarak kıyı alanlarından 350 m derinliklere kadar uzanmaktadır (SHOD, 2024). Kıyı alanları plajlar ve kayalık yamaçlardan oluşmaktadır. Bölgede Şövalye Adası, Tersane Adası, Kızıl Ada, Katrancı Adası, Delikli Adalar, Kızlanada, Hacı Halil Adası, Yassıca Adası ve Domuz Adası, Nimara Adası, Keçi Adası en büyükleri olmak üzere birçok ada bulunmaktadır.



Şekil 2.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası. Çalışma alanı alt alanlar (sol üst).

2.1 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Tektonik Yapısı

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Batı Anadolu bölgesi ve denizel çevresi jeolojik ve tektonik olarak oldukça aktif ve karmaşık bir bölgedir. Bu durum bölgenin dinamik levha tektoniği süreçlerinin göbeğinde yer almasından kaynaklıdır. Bölge yoğun sismisiteye sahiptir. Sık sık orta ölçekli depremler meydana gelmektedir. İçinde bulunduğu Anadolu levhası Arap, Avrasya ve Afrika levhalarının kesişiminde yer alan bir mikro levha durumundadır. Arap levhası ve Anadolu levhasının doğu ucunda bir yakınsak levha sınırı bulunmakta ve sıkışma gerçekleşmektedir. Bu sıkışmanın da sonucu olarak Anadolu levhası kuzeyde sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile sınırlı saatin tersi yönünde batıya doğru rotasyonel bir hareket halindedir. Bu rotasyonel hareketin güneydeki ve batıdaki sınırı ise Ege bölgesinde Afrika levhasının Anadolu levhasının altına daldığı dalma batma zonu olan Helenik ve Kıbrıs yaylarıdır. Rotasyonel hareketin miktarı Anadolu levhası boyunca aynı miktarda değildir ve bu durum Batı Anadolu'da eğim atımlı normal faylarla şekillenen Batı Anadolu Horst-Graben Sistemi olarak bilinen horst-graben yapılarının oluşmasına neden olmaktadır. Anadolu ve Ege bölgesinin tektonik unsurları Şekil 2.2'de verilmiştir. (Ambraseys, 1970; Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Barka & Reilinger, 1997; Bozkurt, 2001; Dewey vd., 1986; Dewey & Şengör, 1979; Faccenna vd., 2006; Jackson vd., 1992; Jackson & McKenzie, 1984, 1988; Koçyiğit & Özacar, 2003; Le Pichon & Kreemer, 2010; McClusky vd., 2000; D. McKenzie, 1978; D. P. McKenzie, 1970; Seyitoglu vd., 2002; Taymaz vd., 1991)

Bölgenin ana tektonik unsurları Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Doğu Anadolu Fayı (DAF), Helenik Yay, Batı Anadolu genişleme rejimidir. KAF transform fayı, Anadolu Levhasının doğudan batıya doğru hareketini yönlendirir ve bölgedeki önemli depremlerin birçoğundan sorumludur (Şengör, 1979). DAF, Anadolu Levhasının batıya doğru hareket etmesine ve Anadolu'nun orta kesimlerindeki orojenik yükselmeye neden olan başka bir büyük fay hattıdır (Allen, 1969; Arpat & Şaroğlu, 1972)

Helenik Yay ve Batı Anadolu Genişleme Rejimi, Afrika levhasının Helenik Yay olarak isimlendirilen bir yay boyunca Anadolu mikro levhasının altına daldığı; levha

sınırlarında Pliny-Strabo hendeklerinin oluştuğu; yay ardı adalarının ortaya çıktığı; Anadolu levhasının her noktada göreli olarak farklı hızlarda hareket etmesi nedeniyle Ege bölgesi boyunca açılma rejimlerinin oluştuğu kompleks bir kinematiğe sahip bölgesel bir zondur (Angelier, 1978; Demets vd., 1990; Got vd., 1977; Le Pichon & Angelier, 1979; Ninkovich & D. Hays, 1972).

Anadolu'nun rotasyonel hareketi sırasında Batı Anadolu kısmı Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ) olarak isimlendirilen sol oblik atım bileşenli, 300 km kadar uzunluğa sahip bir fay zonu ile sınırlanarak farklı bir hareket yapmaktadır (Şekil 2.6). FBFZ tek bir fay hattı şeklinde değildir ancak Burdur Gölü ve Fethiye Körfezi arasında birbirine paralel gelişmiş süreksiz kuzeydoğu eğilimli fay segmentleri bulunmaktadır. FBFZ üzerinde aletsel dönemde 7.1, 7.0 ve 6.1 büyüklüklerinde orta/büyük ölçekli depremler meydana gelmiştir. (Bozcu vd., 2007; Glover & Robertson, 1998; Ocakoğlu, 2012; Sarı vd., 2023; Yavuzoğlu, 2019)

FBFZ Batı Anadolu genişleme rejiminin güneydoğu sınırını oluşturur. Fay zonu Burdur Gölü civarından Isparta açısı olarak tanımlanan bölgeden başlamaktadır ve Fethiye Körfezi'ne kadar devam etmektedir. Fethiye Körfezi'nden sonra GB yönünde Pliny Trench ile birleşip birleşmediği veya başka bir deyişle Pliny Trench boyunca oluşan STEP (Subduction-Transform Edge Propagato) fayının devamı olup olmadığı konusu tartışmalıdır. Barka & Reilinger (1997) Batı Anadolu'nun FBFZ ve Eskişehir-İnönü Fay Zonu (EİFZ) ile Orta Anadolu ve Isparta Açısı'ndan ayrıldığını ve bu fayların kontrolünde batı ve güney batıya doğru hareket ettiğini, hareket hızının ise kuzeyden güneye doğru dereceli olarak arttığını belirtmişlerdir. Ayrıca Barka & Reilinger (1997)'nin sunduğu GPS tabanlı hareket verilerinde ve sismotektonik bulgular göz önüne alındığında FBFZ ve Pliny Trench boyunca gelişen STEP fayı zonunda benzer devamlı bir tektonik hareket söz konusudur. Ancak bu devamlılığı kanıtlayacak düzeyde bir gözlem halen yapılabilmiş değildir. Sarı vd. (2023) karasal gözlemleri ve sismotektonik gözlemleri içeren güncel bir çalışmadır ve FBFZ'nin Pliny Fay Zonu'nun devamı olma durumu için "muhtemel" şeklinde görüş belirtmektedirler. Sismotektonik ve GPS çalışmaları dışında yapılan çalışmalar ya Isparta Açısı-Fethiye Körfezi karasal alanında ya da Pliny Trench STEP ile Fethiye Körfezi aralığında denizel alanda yapılmış çalışmalardır. Bahsi geçen karasal-denizel

alanın bütüncül değerlendirilmesine ilişkin tatmin edici bir çalışma halen yapılabilmiş değildir. (Bozcu vd., 2007; Bozkurt, 2001; Elitez vd., 2016, 2017, 2018; Elitez & Yaltırak, 2016, 2023; Erdoğan & Şahin, 2006; Glover & Robertson, 1998; Hall vd., 2014; Ocakoğlu, 2012; Reilinger vd., 1997; Sarı vd., 2023; Tosun vd., 2021)

FBFZ'nin varlığı ile ilgili ilk görüş Dumont vd. (1979) tarafından ortaya atılmıştır. Barka & Reilinger (1997), Reilinger vd. (1997) ve McClusky vd. (2000) gibi özellikle GPS kayıtlarına dayanan bölgesel çalışmalar bu tezi destekleyebilecek veriler sunuyor olsa da detaylı olarak bu zon hakkında net bir sonuç içermemektedirler. Daha sonra gerçekleştirilen FBFZ'ye doğrudan odaklanan çalışmalar genellikle FBFZ'yi karasal ölçümler yoluyla değerlendirmişlerdir ve bölgesel kinemetik içerisindeki yeri hakkında bir görüş belirtilmemiştir (Bozcu vd., 2007; Yerli vd., 2008). Erdoğan & Şahin (2006) bu yönde bir çalışmadır; FBFZ'yi bölgesel olarak Kıbrıs ve Helenik dalma-batma zonları ve kuzeyde Akşehir ve Simav fayları ile ilişkilendirmişlerdir, Helenik ve Kıbrıs yitim bölgelerini oluşturan fay zonunun bir parçası olarak Ege levhasının güney sınırını oluşturduğunu varsaymışlardır. Ancak doğrudan bir devamlılık ya da bağlantı ifade edilmemiştir.

Ocakoğlu (2012) FBFZ ile Pliny Trench boyunca uzanan STEP fayının ilişkisini sismik ölçümler yardımıyla inceleyen ilksel çalışmalardandır. Çalışmada, FBFZ'nin Pliny Trench bağlantısı üzerinde durulmuş ve bu iki yapı arasında potansiyel bir kinematik ilişki olabileceği tartışılmıştır. Bununla birlikte, çalışmada FBFZ'nin Pliny Trench'in bir devamı olarak değil, daha çok bu yapıyla bağlantılı olabilecek farklı tektonik olaylar sonucu oluştuğu belirtilmiştir. Özellikle, Fethiye Kanyonu boyunca tespit edilen transpresyonel faylar, Pliny Trench kuzeydoğusundaki faylarla ilişkilendirilmiştir. Ancak, FBFZ'nin Pliny Trench yapısının doğrudan bir uzantısı olarak görülmediği, bu iki sistemin daha ziyade bağımsız hareketler sergilediği ve FBFZ'nin bölgesel tektonik bağlamda Pliny Trench ile ilişkisinin daha karmaşık olduğu belirtilmiştir. Bu nedenle, FBFZ'nin Pliny Trench boyunca oluşan STEP fayının doğrudan bir devamı olduğunu söylemek yerine, bu fayların etkileşimli bir tektonik çerçevede değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir. (Şekil 2.6)

Hall vd. (2014) FBFZ'yi, Pliny ve Strabo Trench boyunca uzanan ve Helenik-Kıbrıs yayları arasındaki transfer zonu olan STEP fayının bir parçası olarak

tanımlamışlardır. FBFZ'nin Pliny Trench boyunca Rodos Havzası'na ve ardından güneybatı Anadolu'ya uzanan STEP fayının karadaki devamı olduğunu öne sürmektedirler. Bu fay zonunun, özellikle Eşen Vadisi boyunca karada gözlemlenen yüksek açılı faylarla açık bir bağlantıya sahip olduğu belirtilmektedir. Bu faylar, Pliyosen-Kuvaterner döneminde aktif olmuş ve FBFZ üzerinde ve çevresinde belirgin yapısal etkileşimler göstermiştir. FBFZ'nin bu devamlılık içerisindeki işlevi konusunda ise fay zonunun büyük çaplı yapısal bir karmaşıklık içerisinde yer aldığı ve büyük dönüşümlü hareketlerin eşlik ettiği bir transfer fayı olarak işlev gördüğü vurgulanmaktadır. Özetle FBFZ'nin STEP fayının direkt bir devamı olmak yerine, daha çok bu büyük dönüşümlü yapısal bağlantılar çerçevesinde ele alınması gerektiği belirtilmiştir. (Şekil 2.6)

Alçiçek (2015), Hall vd. (2014)'e yaptığı yorumda FBFZ'nin sol yanal (sinistral) doğrultu atımlı hareket gösterdiği hipotezini sorgulamakta ve bölgede yürütülen saha çalışmalarının, deprem odağı çözümlerinin, jeodezik hız verilerinin ve yer altı verilerinin bu fayın aktif sol yanal bir fay olduğuna dair kesin kanıtlar sağlamadığını belirtmiştir. Ayrıca, bölgede gözlemlenen genişleme rejiminin, FBFZ'nin bir çarpışma dönüşüm kenarı fayı olarak işlev görmediğini ifade etmiştir. Alçiçek, Hall vd. tarafından ileri sürülen FBFZ'nin doğu Helenik çukurunun bir uzantısı olarak öne sürülen yapısal bağlantıyı eleştirirken, özellikle yapısal veriler ve jeodinamik modellemelerle desteklenmeyen bu iddiaları güçlendirecek saha bazlı kanıtların yetersiz olduğunu vurgulamıştır. Bununla birlikte, bölgenin genel tektonik yapısının daha çok genişlemeye dayalı olduğunu ve KD-GB yönlü graben tipi depresyonlarla karakterize edildiğini belirtmiş, bu nedenle FBFZ'nin bir iç kıta uzantısı olarak önerilen hipotezin terk edilmesi gerektiğini savunmuştur.

Kaymakci vd. (2017) FBFZ'nin varlığı ve kinematiğini çözmek amacı ile paleomanyetik örnekleri ve fay kayma verilerini içeren paleomanyetik bir çalışma yürütmüşlerdir. Çalışmaları sonucunda iddia edilen zon içinde diferansiyel dönme olmadığı sonucuna ulaşmışlardır. Buna ek olarak, FBFZ olarak adlandırılan bölge boyunca ve ayrıca önerilen fay zonunun 300 km'lik çapı içinde neredeyse tüm fayların normal karakterde olduğunu bulmuşlardır. Bölgede FBFZ'nin varlığını ve yanal atımlı doğasını destekleyecek önemli bir ize rastlamadıklarını ifade etmişlerdir. Bölgede

açılma rejimi hakimdir ve yanal atım bileşenleri sadece açılma rejimi ve normal hareketi barındıran transfer fayları olan KB-GD uzanımlı faylar üzerinde gözlenlendiği görüşü ile sinistral FBFZ'nin bir efsane olduğunu ve böyle bir yanal atımlı fay zonunun varlığını destekleyecek somut bir kanıt olmadığını iddia etmektedirler.

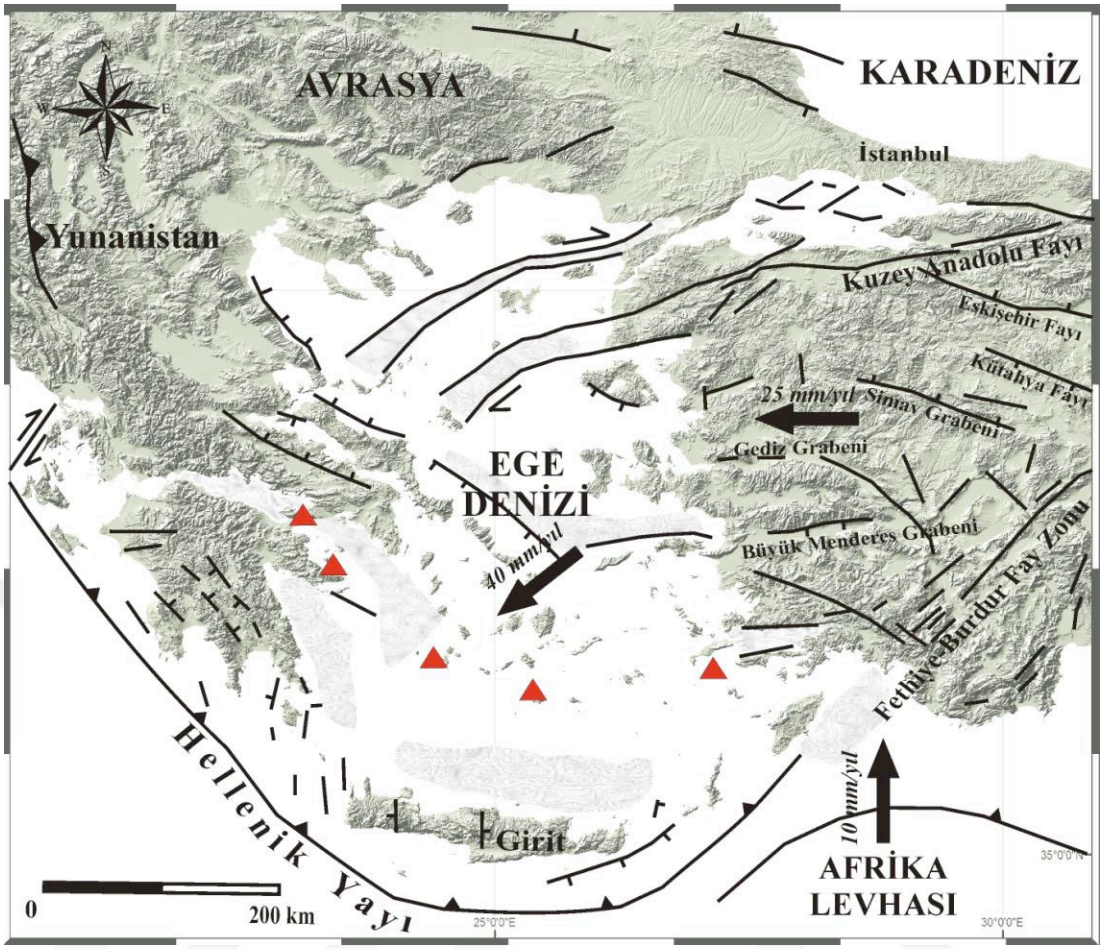
Tosun vd. (2021) FBFZ ve bölgesel tektonik yapılar üzerine sismik ve sismotektonik kayıtları değerlendirdikleri kapsamlı bir çalışma sunmuşlardır. Çalışma alanındaki çoğu fayın genişleme rejimi altında geliştiğini göstermişlerdir. KD-GB yönünde uzanan bazı faylarda dekstral yanal atım bileşenleri tespit etmiş, önerilen FBFZ'nin sinistral doğasına aykırı sonuçlar elde ettiklerini ifade etmişlerdir. Bölgede pek çok normal fay bulunmasına rağmen, FBFZ'nin varlığını ve özelliklerini doğrulayacak KD-GB yönünde sinistral yanal atım fayı gözlemlememişlerdir. Körfezin daha derin kısımlarında ve karada meydana gelen depremlerin farklı karakterler gösterdiği ve Pliny-Strabo Trech yapısının kıyı şeridine çok yakın bir yerde sona erdiği ve güneybatı Anadolu'ya doğru ilerlemediği sonucuna varmışlardır ve FBFZ'nun varlığı ve iddia edilen özelliklerinin doğrulanamadığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, bu sonuçların bölgenin tektonik yapılarını daha iyi anlamak ve doğru değerlendirmek için önemli olduğunu vurgulamakla beraber FBFZ'nin önerilen sol yönlü yapısına aykırı olarak sağ doğrultu atım bileşenlerine sahip bazı KD-GB doğrultulu faylar dışında, çalışma alanındaki fayların çoğunun genişleme rejimi altında geliştiğini bildirmişlerdir.

Yavuzoğlu (2019) sismik kayıtlara ve odak mekanizma çözümlerine dayanan incelemesinde sağ-yanal atımlı fayların, FBFZ ve Pliny-Strabo STEP fay zonlarının sol-yanal atımlı şeklinde belirtilen yapıyla uyumlu olmadığını ve bu durumun bölgedeki fayların doğası hakkında daha fazla karışıklığı ortaya çıkardığını belirtmiştir. Sarı vd. (2023) ise deprem odak mekanizmaları ve paleosismolojik değerlendirmelere dayanan çalışmalarında FBFZ'nin muhtemelen (yazarlar "probably" ifadesini kullanmışlardır) Pliny-Strabo boyunca oluşan STEP fayının devamı olduğunu iddia etmektedirler.

Bir başka açıdan ise FBFZ'nin varlığını güçlü şekilde savunan ve konuyu farklı açılardan değerlendiren sistematik bir dizi çalışma gerçekleştirilmiştir (Elitez vd.,

2016, 2017, 2018; Elitez & Yaltırak, 2016, 2023). Elitez vd. (2016) Ege'nin yay ardı genişlemesi ve Batı Torosların sıkışması ile gelişen ve 300 km uzunluğunda ve 75-90 km genişliğinde KD-GB yönlü Fethiye-Burdur Kesme Zonu'nun ortaya çıktığını belirtmektedir. Çalışma, bu kesme zonunun sol lateral diferansiyel hareketinin kuzeyde yılda 3-4 mm'den güneyde 8-10 mm'ye kadar değiştiğini ifade etmektedir. Elitez vd. (2016) FBFZ'nin varlığının Afrika Levhası'nın Helenik Trench altında Batı Anadolu'ya göre nispeten hızlı bir şekilde subdüksiyon yapması, ancak Batı Toroslar altında yavaş veya kilitli kalması gerçeği ışığında değerlendirmişlerdir. Karasal alandaki GPS vektörleri ve dağılımları, önemli hız farklılıklarını ve KD-GB yönünde sola lateral kesme zonunun bu açıdan tanımlanabileceğini iddia etmişlerdir.

Elitez & Yaltırak (2016) ise FBFZ'nin orta kesiminde Acıpayam, Çameli ve Gölhisar havzalarına ait yeni saha verileri, fay kinematik analizleri, DEM ve deprem verileri ile bölgenin Miyojen'den Kuaterner'e kadar olan tektonostratigrafik evrimi ve bölgenin genel tektoniğini değerlendirmişlerdir. FBFZ'nin büyük bir fay sistemi yerine heterojen bir sol-lateral transtansiyonel kesme zonu olarak karakterize edilebileceğini öne sürmekte ve FBFZ'nin orta kesiminin Anadolu'nun saat yönünün tersine dönüşü, Ege graben sistemi ve Kıbrıs ve Helen yayları ile etkileşimli olarak orta Miyojen'den itibaren geliştiğini ifade etmişlerdir. Elitez vd. (2017) ise yine bu görüş ile uyumlu olarak Kibyra Fayı üzerine yoğunlaşılmıştır ve Kibyra Fayı'nın varlığına dair doğrudan kanıtların yetersiz olduğunu ve mevcut fayların çoğunun daha geniş bir kesme zonunun parçası olduğunu öne sürerek FBFZ varlığı hakkındaki tezi desteklemişlerdir. Elitez vd. (2018) FBFZ'nin orta kesiminin yeni bir kronostratigrafisi oluşturmuş ve FBFZ'nin orta kesiminde bulunan önceki çalışmalarda Pliyosen olarak belirlenen tortul dizilerin aslında Orta Miyosen'e ait olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Elitez & Yaltırak (2023) fay kinematik analizi, dijital yükseklik modeli (DEM) ve odak mekanizma çözümleriyle FBFZ'nin Miyosen'den Kuaterner'e kadar olan jeodinamik evrimini analiz etmişlerdir. Araştırma sonucunda Hellenik ve Kıbrıs yayları arasında yer alan STEP fayının, kara üzerinde FBFZ olarak devam ettiğini ve bu yapısal bağlantının son deniz altı verileri ile tekrar teyit edildiğini ifade etmişlerdir. (Şekil 2.6)



Şekil 2.2 Ege Bölgesi tektonik unsurları (National Observatory of Athens'den [NOA] (b.t.) alınmıştır)

2.2 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, Stratigrafisi ve Morfolojisi

Fethiye Körfezi ve çevresi farklı jeolojik dönemlere ait kayaçlar, tektonik aktivite ve erozyon süreçleriyle şekillenmiştir. Başlıca morfolojik birimler arasında Fethiye Körfezi, Fethiye Ovası, Kapıdağı Yarımadası, Baba Dağı, Dalaman Çayı, Köyceğiz-Dalyan Lagün Havzası ve Marmaris çevresindeki peridotit masifleri bulunur. Fethiye'den başlayarak Marmaris ve Bozburun'a kadar uzanan kıyı şeridi, oldukça girintili çıkıntılı bir yapı sergiler. Bölgenin bugünkü jeomorfolojik görünümü, tektonik aktivite, erozyonal süreçler ve karstik oluşumların birleşimiyle oluşmuştur.

Fethiye Körfezi, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan dikdörtgen şeklindedir ve genişliği 15-20 km arasında değişir. Körfez birçok koy, ada, yarımada ve burundan oluşur. Koylar ve burunlar, körfezin girintili çıkıntılı kıyı tipini belirler.

Fethiye Körfezi'nin doğusunda yer alan Fethiye Ovası, alüvyonal bir dolgu alanıdır ve doğu-batı doğrultusunda uzanır. Ova hafif dalgalı bir topoğrafya biçimindedir. Marmaris'e doğru ilerlerken, kıyı morfolojisi daha da karmaşık hale gelir. Fethiye'nin en dikkat çeken doğal yapılarından biri, güneyde yer alan ve deniz seviyesinden 1969 metre yüksekliğe kadar çıkan Baba Dağı'dır. Bu dağ, deniz kenarından aniden yükselir ve yüksek eğime sahiptir. Baba Dağı'nın dik yamaçları ve üzerindeki mezozoik kalkerler, deniz seviyesinden başlayarak yükselir. Fethiye Ovası, Fethiye Körfezi'nin doğusunda, tektonik hatlar (faylar) ile sınırlanmış olup, küçük dere ve sel sularının getirdiği materyalin birikmesiyle oluşmuştur. Marmaris yöresi de Fethiye yöresi gibi girintili çıkıntılı kıyılarıyla karakterizedir. Bu alanda en önemlileri Marmaris koyu, Karaağaç koyu, Aksaz koyları olmak üzere pek çok koy ve burun mevcuttur. Marmaris koyunun girişinde yer alan Yıldız Adası, doğal bir mendirek oluşturarak koyu korur. Bölge, Akdeniz ve Ege denizlerinin birleştiği noktada yer almasından ötürü stratejik olarak önemli ve kültürel olarak da bir kavşak konuma sahiptir. Marmaris'in güneyine doğru çalışma alanının en doğu ucunu oluşturan Bozburun yarımadası sarp ve dağlıktır. Bu yarımada, kalkerlerin yaygın olduğu alanlar olup, oldukça zengin bir jeolojik yapıya sahiptir. Marmaris'in kuzeydoğusunda bulunan Balan Dağı ise 999 metre yüksekliği ile bölgenin belirgin yüksekliklerinden biridir. Çalışma alanının genelinde morfolojik olarak karstik çukurlu bir yapı sıkça görülür. Bölgede yaygın olan kalkerler, akarsular tarafından yarılmamış alanlarda karstik çukurlukların gelişmesine neden olmuştur. Özellikle Fethiye çevresinde yer alan Nif Ovası, Gedre Ovası ve Üzümlü Ovası gibi küçük karstik çöküntü ovaları, bu yolla gelişmiştir. (Avşarcan, 1991; İkiel, 2004)

Çalışma alanının jeolojik unsurları bölgesel ölçekte Alp orojenik dağ kuşağının Anadolu'nun güney ve doğu kesimlerinide yer alan parçası olan Toroslar'ın (Ketin, 1966) içerisinde yer almaktadır. Toroslar stratigrafik ve kapsadıkları kaya birimleri açısından "birlikler" halinde sınıflandırılmış ve isimlendirilmiştir. Birlikler bölgesel ölçekte süreklilik gösterirler, birbiri ile tektonik açıdan dokanaklıdırlar ve birbirleri üzerinde allokton örtüler oluştururlar (Şekil 2.3). Birlik kavramı Özgül (1976) ve Özgül & Arpat (1973) tarafından bölgenin jeolojik birimlerini ve jeolojik geçmişini tanımlamak için oluşturulmuş bir kavramdır. Bu çalışmalardan günümüze kadar geçen sürede MTA bünyesinde Şenel (1997b) ve Şenel (1997a) tarafından jeolojik haritalar

yayınlanmış ve birçok yeni çalışma yapılmıştır. Yine de birlik kavramı bölgenin jeolojisini geniş ölçekle rahatça okunabilmesine olanak sağladığından ötürü faydalıdır. Bu açıdan çalışma alanının jeolojisi öncelikle birlik kavramı üzerinden daha sonrasında ise güncel çalışmalar üzerinden derlenmiştir. (Baran, 2003; Doğan, 2013; Ersoy, 1990, 1991; Karaca, 2007; Karagöz, 2008; Önal, 2011; Özgül, 1976; Özgül & Arpat, 1973; Tüzgen, 2016)

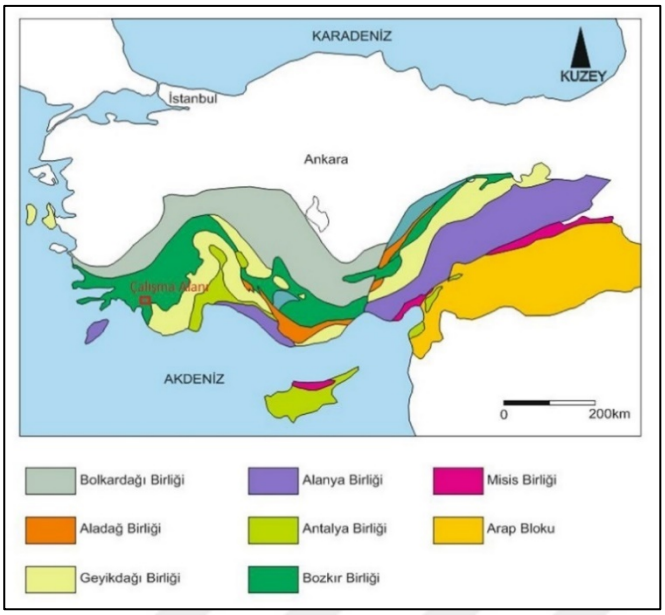
Fethiye ve Marmaris yöresini içine alan bölge Bozkır Birliği içerisinde yer alır (Şekil 2.3) Bozkır Birliği, Batı ve Orta Toroslar'da çeşitli naplar ve stratigrafik birimler aracılığıyla geniş bir alana yayılmıştır. Farklı yaş, tür ve boyutlarda kaya birimlerini içermesi, bölgenin karmaşık jeolojik geçmişini ve değişik havza koşullarını yansıtır. Farklı yaş, tür ve boyutlar içeren blok ve allokton birimlerden oluşan dört temel birim mevcuttur. Birimler Özgül (1976) tarafından şu şekilde tanımlanmıştır:

Boyalı Tepe Grubu: Triyas-Alt Jura yaşlı denizel ortamda oluşmuş neritik kireçtaşları bulunur. Toarsiyen yaşlı Ammonitico rosso fasiyesi ile karakterize edilen kireçtaşları içerir. Titoniyen-Neokomiyen yaşlı Kalpionellalar içeren kireçtaşı vardır. Üst Kretase yaşlı, Üst Kretase'nin tüm katmanlarını temsil eden ve Globotruncana fosilleri içeren çakmaklı kireçtaşı da mevcuttur.

Huğlu Grubu: Yeşil renkli kalın tüffit ve onun üstünde Üst Triyas-Senoniyen yaşlı pelajik çakmaklı kireçtaşlarını kapsar.

Gencek Grubu: Üst Triyas ve olasılıkla Üst Permiyen yaşlı neritik kireçtaşını içerir.

Kayabaşı Grubu: Üst Triyas yaşlı resifal kireçtaşı, kumtaşı ve radyolaritleri kapsar.

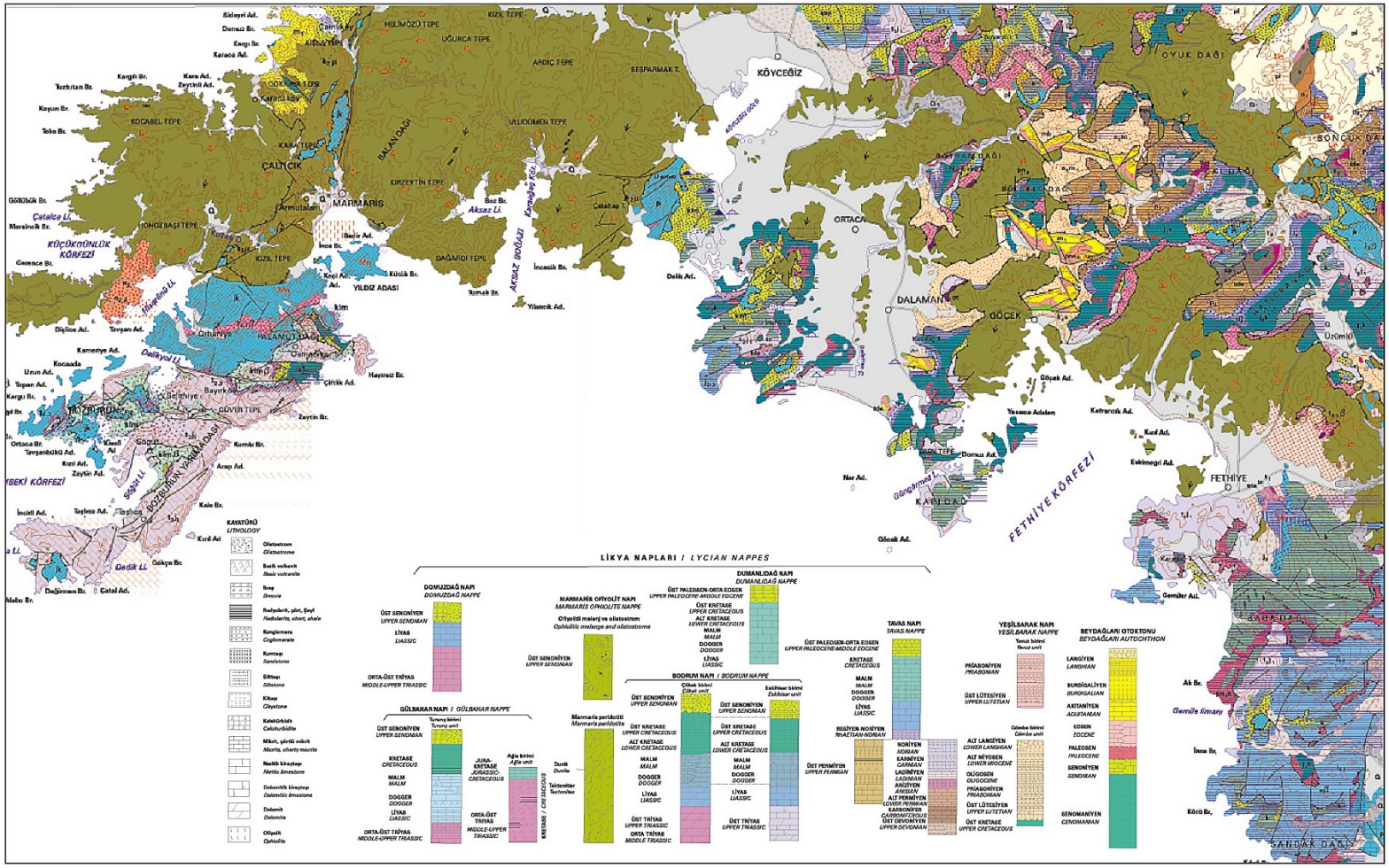


Şekil 1.3 Toros kuşağı üzerinde tanımlanan birlikler (Özgül, 1976)

Tablo 2.1 Likya Naplarını oluşturan birimlerin içerdikleri formasyonlar, yaşları ve litolojileri

Nap	Formasyon	Yaş	Litoloji	Açıklama (Ortam)
Tavas Napı	Faralya Formasyonu	Üst Paleosen-Orta Eosen	Bazik volkanit, mikrit, breş, kumtaşı	Kısa süreli bazik volkanizma aktivasyonlu havza
	Babadağ Formasyonu	Toarsiyen-Maastrihtiyen	Çörtlü mikrit ve kalsitbiriktiler	Yamaç havza kenarı
	Ağaçlı Formasyonu	Liyas	Algli kireçtaşı	Sığ karbonat şelfi
	Çenger Formasyonu	Üst Noriyen-Resiyen	Kırmızı kumtaşı, konglomera ve çamurtaşı	Altta karasal, üste kıyı-kıyı gerisi
	Belenkavak Formasyonu	Karniyen-Noriyen	Bitkili kumtaşı ve şeyl	Yamaç, havza kenarı
	Karapınar Formasyonu	Ladiniyen	Siyamsı gri renkli kireçtaşı	Şelf
	Sarıtaş Formasyonu	Üst Aniziyen-Alt Ladiniyen	Kuvarsit kumtaşı	Transgresif-kıyı, kıyı gerisi
	Nişangahtepe Formasyonu	Üst Permiyen	Kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı	Sığ karbonat şelfi
	İncirbeleni Formasyonu	Üst Permiyen	Bazik volkanit, tabakalı çört ara düzeyli yeşil kumtaşı	Kısa süreli volkan aktivitesi etkili havza
	Çatakdere Formasyonu	Üst Permiyen	Kireçtaşı ve rekristalize kireçtaşı	Sığ karbonat şelfi
	Akkavak Formasyonu	Alt Permiyen	Şeyl, kireçtaşı, biyoklastik kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı	Sığ şelf
	Kiloluk Formasyonu	Karbonifer	Biyoklastik kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı	Sığ şelf
	Sazak Formasyonu	Üst Devoniyen	Biyoklastik kireçtaşı, kuvartsit kumtaşı ve şeyl	Şelf
Bodrum Napı	Karaböğürtlen Formasyonu	Üst Senoniyen	Bloklu filiş, çok fazla renk değişimi gösteren konlomera, kumlu-killi kireçtaşı ve breş	Duraysız havza
	Göğcegidi Formasyonu	Dogger-Kretase	Kalsitürbitid ve çörtlü mikrit	Yamaç-havza kenarı
	Sandak Formasyonu	Üst Liyas-Malm	Yersel çörtlü kireçtaşı, ara seviyeli dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı	Resif önü
	Karaköy Formasyonu	Orta Triyas-Liyas	Dolomit	Sığ karbonat şelf ortamı
Marmaris Ofiyolit Napı	Marmaris Peridotiti	Kretase	Yer yer serpantinitleşmiş ultramafik kayaçlar ve oldukça bol, orta-iri taneli olivin, piroksen	
	Adlanmamış Melanj	Üst Senoniyen-Eosen	Yeşil tonlarında serpantinit ve serpantinitleşmiş harzburgit	
Gülbahar Napı	Orhaniye Formasyonu	Jura-Kretase	Bazik volkanit, radyolarit ve çört (tabakalı çört üyesi) ara düzeyleri	Bazik volkanizmanın etkili olduğu havza
	Orluca Formasyonu	Orta-Üst Triyas	Çörtlü kireçtaşı, dolomit ve kumtaşı	Şelf, yamaç ve havza
	Çövenliyayla Volkaniti	Orta-Üst Triyas	Kızıl, koyu yeşil tonlarında spilit, spilitleşmiş bazalt, olivinli bazalt ve diyabaz	Havza
Dumanlıdağ Napı		Üst Paleosen-Orta Eosen	Mikrit, çört, marn, kiltaşı	
		Üst Kretase	Neritik kireçtaşı, konglomera	
		Alt Kretase	Ofiyolit, radyolarit, bazik volkanit	
		Malm	Dolomitik kireçtaşı	
		Dogger	Kumtaşı, silttaşı	
		Liyas	Şeyl, kumtaşı, konglomera	
Domuzdağ Napı		Üst Senoniyen	Mikrit, çört, marn, kiltaşı	
		Liyas	Şeyl, kumtaşı, konglomera	
		Orta-Üst Triyas	Bazik volkanit, radyolarit, ofiyolit	

Çalışma alanının kıyısal kara bölümlerinin geneli Bozkır Birliği'nin içerisinde bulunan Likya Napları üzerindedir (Ersoy, 1990). Likya Napları Tablo 2.1'de detaylı içerikleri verilmiş olan Domuzdağ Napı, Gülbahar Napı, Marmaris Ofiyolit Napı, Dumanlıdağ Napı, Tavas Napı, Bodrum Napı'ndan oluşmaktadır. Fethiye Körfezi'nin batısında ve doğusunda Bodrum Napı, iç kısımlarında Marmaris Ofiyolit Napı, Fethiye kentsel yerleşim bölgesinde ise Kuvaterner alüyonlar vardır. Körfezin batısında Babadağ Tavas Napı üzerindedir. Dalaman Çayı'nın doğusu ve batısı Bodrum Napı ve Tavas Napı ile örtülü, dere yatağı Kuvaterner alüyonlar ile kaplıdır (Şekil 2.4). Dalyan bölgesinde ise Domuzdağ Napı, Gülbahar Napı ve Kuvaterner alüyonlar mevcuttur. Dalyan'dan Bozburun yarımadasına kadar Marmaris yöresi Marmaris Ofiyolit Napı ile kaplıdır. Bozburun yarımadasının kuzeyinde Gülbahar Napı ve yarımadanın geri kalanı Bodrum Napı'nın Bozburun birimi ile kaplıdır (Şekil 2.4). Çalışma alanının karadaki iç kesimlerinde ise daha küçük ölçekli olarak Yeşilbayrak Napı ve Beydağları Otoktonu da yer almaktadır. (Şenel, 1997a, 1997b)



Şekil 2.4 Fethiye-Marmaris jeoloji haritası (Şenel, 1997a, 1997b)

2.3 Fethiye Körfezi ve Çevresinin Tarihsel ve Aletsel Dönem Depremleri, Sismotektonik Yapısı

Çalışma alanı tektonik olarak oldukça aktifdir ve sismik aktivite açısından oldukça yoğundur. Bu yoğunluk geçmişten günümüze bölgedeki beşeri varlığı tehdit etmiş ve büyük yıkımlara sebep olmuştur. Halen bölgedeki yerleşim yerleri için potansiyel risk barındırmaktadır. Çalışmanın konusu olan deniz seviyesi değişimleri ile kıyı çizgisinin değişmesi ve bu değişimlerin insan faaliyetlerine etkisi konusunda da bölgenin sismik aktivitesi önemli bir etkendir.

Tarihsel dönem olarak isimlendirilen, sismik aktivitenin aletsel olarak kaydedilebilme olanağına kavuşulan yaklaşık 1900 yılı öncesinde de bölgede gerçekleşen depremlere ilişkin tarihi kayıtlar bulunmaktadır. MÖ 227 yılında Muğla ve çevresinde büyük hasarlara yol açan bir deprem, antik dönemde bölgenin en yıkıcı sarsıntılarından biri olarak kaydedilmiştir (Satılmış, 2020). MÖ 198 yılında Muğla bölgesinde gerçekleşen bir deprem önemli ticaret yollarını ve yerleşim yerlerini etkilemiş, ciddi yıkımlara neden olmuştur (Satılmış, 2020). Büyüklüğü 7,0 ile 7,5 arasında tahmin edilen MS 141 veya 142 depremi, Likya, Karya ve Dodecanese bölgelerinde gerçekleşmiştir. Deprem, Likya ve çevresinde büyük hasara yol açmış, özellikle Telmessos ve çevresinde ciddi yıkımlar meydana gelmiştir. Bu deprem aynı zamanda şiddetli bir tsunami tetiklemiştir (Ambraseys, 2009). MS 740 yılında meydana gelen ve büyüklüğü yaklaşık 7,5 olarak tahmin edilen bir diğer büyük deprem, Likya ve Karya bölgelerinde gerçekleşmiştir, geniş çapta yıkıma neden olmuş ve Bizans tarihçileri tarafından detaylı bir şekilde belgelenmiştir (Stiros & Jones, 1996). 1303 yılında Doğu Akdeniz bölgesinde meydana gelen ve büyüklüğü yaklaşık 8,0 olarak tahmin edilen deprem, güneybatı Türkiye'de, özellikle Fethiye ve Marmaris bölgelerinde geniş çapta yıkıma yol açmıştır (Ambraseys & Finkel, 1995). Satılmış (2020) tarafından derlenen diğer başlıca tarihsel depremler şunlardır:

1493 Bodrum Depremi: Bodrum'da büyük hasarlara yol açan bu deprem, birçok yapının yıkılmasına neden olmuştur .

1631 Milas Depremi: Milas'ta büyük yıkımlara neden olan bu deprem, şehirde önemli hasarlara yol açmıştır .

1741 Rodos Depremi: Rodos'ta büyük tahribata yol açan bu deprem, aynı zamanda anakarada da hissedilmiş ve Milas gibi yerlerde hasar meydana getirmiştir .

1851 Şubat Depremi: Muğla'da yaşanan ve hasara yol açmayan bu deprem, dönemin gazetelerine göre birkaç artçı şokla takip edilmiştir .

1851 Babadağ Depremi: Fethiye yakınlarında etkili olan bu deprem, Babadağ'da volkanik aktivitelerle birlikte görülmüştür .

1863 Datça Depremi: Datça'da büyük yıkıma yol açan bu deprem, bölgenin deprem tarihindeki önemli olaylardan biridir .

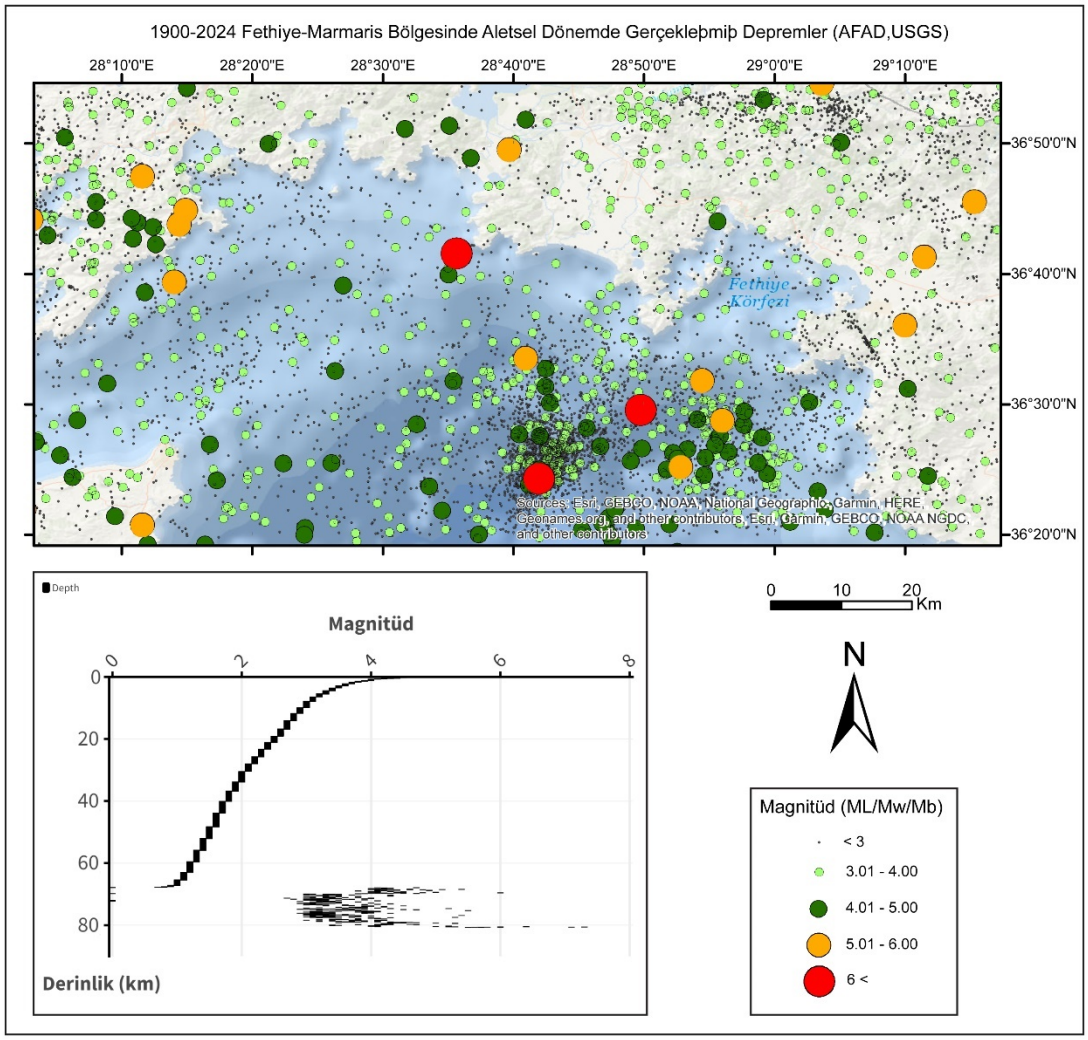
1869 Ula Depremi: Ula'da büyük hasarlara neden olan bu deprem, bölgedeki yapıların önemli ölçüde zarar görmesine yol açmıştır .

1900 yılından sonra tüm dünyada sismik aktivite aletsel olarak kaydedilmeye başlanmıştır. Zaman içerisinde çeşitli bölgelere yerleştirilmeye başlanan sismogramların sıklığına bağlı olarak geçmişe yönelik küçük depremlerin ölçülmesinde yer yer farklılıklar olsa da büyük depremler uzaklardan da algılanabildikleri için bu tarihten itibaren neredeyse her bölge için büyük depremler düzenli olarak kaydedilebilmiştir. Çalışma alanının bulunduğu Ege Denizi'nde ve çalışma alanının kara bölümlerinde ağırlıklı olarak sığ ve orta derinliklerde gerçekleşen, çoğunlukla küçük ve orta ölçekli, nadiren de büyük ölçekli depremler gerçekleşmektedir. Bölge tarihsel ve aletsel dönemlerde yoğun bir sismik aktiviteye sahne olmuş ve bu aktivite bugün de devam etmektedir.

Çalışma alanında aletsel dönemde meydana gelen tüm depremler AFAD ve USGS katologundan elde edilerek haritalanmıştır (Şekil 2.5). Şekil 2.5'te görülen sınırlanmış alanda 1900'den günümüze 6620 adet deprem kaydı bulunmaktadır. Bu kayıtların %85 kadarının büyüklüğü 3'ten küçük depremlerdir. Katalog 687 adet 3,0-4,0 büyüklüğünde; 127 adet 4,0-5,0 büyüklüğünde; 27 adet 5,0-6,0 büyüklüğünde ve 3 adet de 6,0'dan büyük deprem kaydı içermektedir. Bölgede gerçekleşen depremlerin geneli küçük ve orta ölçekli depremlerdir. Nadiren de olsa orta ölçeğin üzerinde

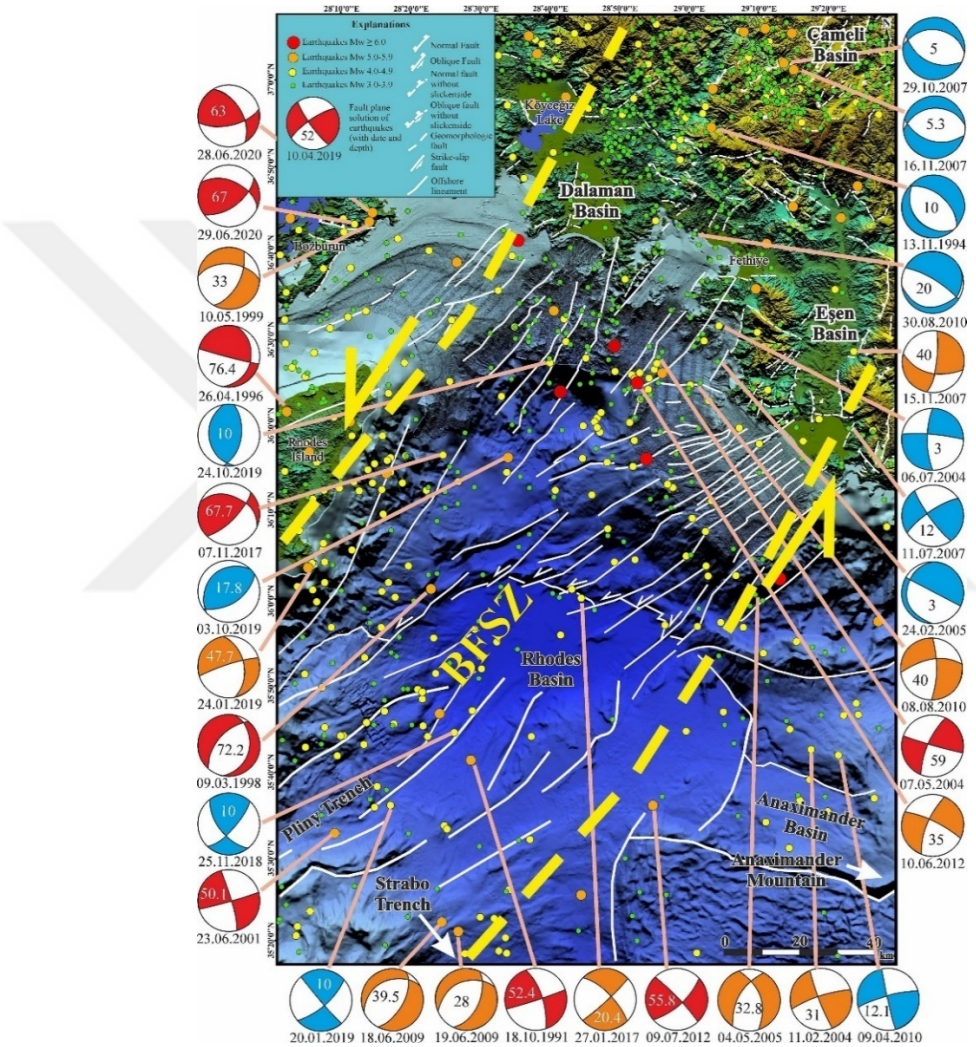
depremler gerçekleşmektedir ancak bunların da büyüklüğü her zaman 8.0'ın altında kalmaktadır.

Bölgede gerçekleşen depremlerin derinliklerinin dağılımı Şekil 2.5'te görülmektedir. Sığ derinliklerde 4 üzerinde deprem gerçekleşmemektedir. Orta ve büyük ölçekli depremlerin çoğunluğu daha derinlerde gerçekleşmektedir. 3,0-4,0 aralığındaki depremler hem sığda hem de derinlerde meydana gelmektedir. 4,0 büyüklüğünden küçük depremler ise her derinlikte meydana gelmektedir. Bu açıdan bölgedeki büyük depremler dalma-batma zonunun sıkışma rejimi ile ilgili yorumu yapılabilir. Ege'nin açılma rejimi ise bu bölgede daha sığlarda daha küçük depremler meydana gelmesine neden olmaktadır.



Şekil 2.5 Çalışma alanında aletsel dönemde gerçekleşmiş depremler (a) ve bu depremlerin magnitüd-derinlik ilşkisi (b). (AFAD, 2024; USGS, 2024)

Bölgedeki sismisitenin ana kaynağı Helenik-Kıbrıs Yayları dalma-batma zonu, Ege'nin genişleme rejimi, zonun karakteri tartışma konusu olsa da sismik aktivitesi kesin olan Fethiye Burdur Fay Zonu ve küçük ölçekli lokal tektonik hareketlerdir. Ege Denizi'nde kuzey-güney yönlü genişleme hareketi, kabuğun incelmesine ve normal fayların gelişmesine neden olurken, güneydeki dalma-batma zonu daha derinlerde meydana gelen depremlere yol açar (Şekil 2.6).



Şekil 2.6 Çalışma alanında gerçekleşen depremlerin fay çözümleri ve alanın sismotektoniği (Elitez & Yaltırak (2023)'den alınmıştır)

Fethiye Körfezi açıkları ve Dalaman açıklarında gerçekleşen depremler eğim atım bileşenlerine de sahip yanal atım üreten depremlerdir. Karasal alana doğru ise eğim atımlar ağırlık kazanmaktadır. Marmaris bölümündeki depremleri inceleyen Yıldırım (2016) Marmaris Körfezi'nde de sıkışma rejiminin etkisiyle farklı atım bileşenlerine

sahip karakterlerde faylar geliştiğini; fayların genel olarak normal fay karakterinde olduğunu, ancak bazı bölgelerde sol yönlü doğrultu atımlı fayların da bulunduğunu belirtmiştir.

2.4 Bölgenin Arkeolojik Önemi

Fethiye Körfezi antik dönemde Akdeniz ticaret yolunun önemli bir parçasıydı. Antik dönemde Makri Körfezi ya da Glaucus Sinus olarak bilinirdi. Bölge Karya ve Likya uygarlıklarının sınırında yer almaktadır. Körfez çok sayıda korunaklı koy ve küçük adalar barındırır. Bunlar antik dönemde gemiler için güvenli demirleme alanları olmuştur. Bugün Fethiye yerleşkesinin olduğu alanda kaya mezarlarıyla ünlü Telmessus isimli Likya antik kenti bulunmaktadır. Kentin tarihi MÖ 5. yüzyıla kadar uzanmaktadır (Bean, 1978).

Fethiye Körfezi'nin batısında daha küçük ölçekli Helenistik döneme ait birçok yerleşim bulunmaktadur. Lydae kenti burada, Kapıdağ Yarımadası üzerinde konumlanmış Helenistik döneme ait bir kenttir (Foss, 1996). Lydae'ye bağlı olan su altında kalmış Bizans kalıntıları ile Arymaxa (Batık Hamam), Lissa (Kargın Gölü-Kızılağaç), sığ ve iyi korunmuş bir limana sahip Scopea (Kapıkırı) ve Crya diğer yerleşimlerdir (Hicks, 1889; Tietz, 2023; Bean, 1978). Körfezin kuzey tarafında Likya tarzında kayaya oyulmuş mezarlar bulunan Daedala bulunmaktadır (Hoskyn, 1842). Scopea Körfezi'ndeki (Göcek Körfezi; Oniki Adalar) Nero Nisi (Domuz Adası), Telandria ya da Tersanah (Tersane Adası), Stavro Nisia (Zeytinli ve Şeytan Adaları) ve Agio Kisiachi (Göcek Adası) gibi adalarda da arkeolojik alanlar bulunmaktadır (Hoskyn, 1842). Telandria'da da bir Yunan köyü ve Helen kale kalıntılarıyla çevrili küçük bir liman vardır (Hoskyn, 1842).

Likya'nın kıyı yerleşimleri Klasik dönemden itibaren iskan edilmiştir. Bu yerleşimler en müreffeh dönemlerine MS 6. yüzyılda, Justinianus döneminde, ticari faaliyetlerin bolluğu sayesinde ulaşmıştır (Foss, 1996). Likya limanlarından kereste, yağ, şarap, buğday gibi mallar Mısır, Doğu Akdeniz ve Yunanistan'a ihraç ediliyordu. 7. yüzyılda Arap istilaları bu ticareti ve Likya kentlerinin çoğunu yok etmiştir. 655 yılında Arapların Phoenix açıklarındaki deniz zaferi bu yerleşimlerin savunmasız kalmasına neden oldu. (Foss, 1996).

BÖLÜM ÜÇ
YÖNTEM

20. yüzyılın başlarından itibaren sismik aktivitenin kesintisiz kaydedilmesi gibi sıcaklık değerleri, gel-git değişimleri, deniz seviyesi değişimleri gibi birçok alanda sistemli ölçümler yapılmaya başlanmıştır. Bu nedenle son yüzyıl içerisindeki deniz seviyesi değişimleri de rahatlıkla değerlendirilebilmektedir. Ancak birkaç bin yıl öncesi, Holosen veya Geç-Pleyistosen gibi çok daha eski bir tarihe ait değerlendirmede bulunmak istenildiğinde disiplininlerarası bir yaklaşım gerekliliği ortaya çıkmaktadır.

Su altında kalan arkeolojik kalıntılardan elde edilen ölçümler geçmiş deniz seviyesi hakkında faydalı bilgiler sağlamaktadır. Ancak elde edilen bu değişim miktarı östatik deniz seviyesi değişimleri ve tektonik çökme gibi etkenleri birlikte bulundurmaktadır. Deniz seviyesi değişiminin bir bölgeye etkisinin değerlendirilebilmesi için bölgenin tektonik aktivitesinin ve sedimantasyon süreçlerinin aydınlatılmasına ihtiyaç duyulmaktadır veya Lambeck & Purcell (2005)'in ortaya koydukları gibi tektonik olarak görece stabil bölgeler referans alınarak tektonik etkilerin denklemden çıkarılmasıyla bir sonuç elde edilebilmektedir.

Mitchum vd. (1977) ve Posamentier & Vail (1988) ve aynı bültende yer alan bir dizi çalışma ile deniz seviyesi değişimlerinin izlerini sismik kayıtlardan okunabilmesini olanaklı kılan sismik stratigrafinin bir yöntem olarak ortaya çıkışı sismik kayıtların deniz seviyesi değişimlerinin analiz edilmesinde bir yöntem olarak kullanabilmesinin yolunu açmıştır. Kearney (2001) deniz seviyesindeki değişimler sırasında oluşan transgresif diziler gibi yapıların genellikle son birkaç bin yıl öncesine dayanan deniz seviyesi değişimleri hakkında bilgi edinilebilen etkili bir yol olduğunu göstermektedir.

Sismik kayıtların çalışılan alanın sismotektoniğini aydınlatmada kullanılması; sediman birikim oranlarının hesaplanması ile bölgesel tektonik hareket ve sediman birikiminin göreli deniz seviyesi değişimine ne ölçüde etkisi olduğu ortaya çıkarılabilmektedir.

Tüm bu farklı disiplinlerden elde edilen sonuçların birlikte değerlendirilmesi ile bu bir bölgedeki göreli deniz seviyesinin değişimi ve bunun kıyısal alanlara etkisi

değerlendirilebilmektedir. Bu tarz disiplinler arası çalışmalar bu alanda yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır ve önemli sonuçlar elde edilmektedir. Çalışma alanının batı sınırı ile birleşen ve Kızıldağ vd. (2012) tarafından yapılan çalışma Hisarönü Körfezi için bu disiplinler arası metodolojiyi başarı ile uygulamış ve literatüre yeni veriler sunmuştur.

Çalışmada, eski kıyı şeridini ortaya çıkarmak, bölgenin tektoniğini ve deniz seviyesi değişimlerine etkisini ortaya çıkarmak, son buzul dönemi sediman birikim oranlarını ve alanlarını ortaya çıkarmak, deniz seviyesi değişim eğrilerinin kullanılmasına olanak tanıyan sistem izlerini (systems tracks) tespit etmek amacı ile yüksek ayrımlı sismik ölçümler; yorumlamada katkı sağlaması açısından Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı tarafından sağlanan batimetrik ölçümler kullanılmış; arkeolojik olarak zaman işaretlemesi yaparak deniz seviyesinin zaman içerisindeki göreli değişimini elde etmek amacı ile değerlendirilen su altında kalan arkeolojik mimari yapılardan faydalanılmıştır.

3.1 Veri Seti

Çalışmada, farklı projeler kapsamında farklı cihazlarla gerçekleştirilen bilimsel araştırmalar sırasında toplanan 4 set sismik veri ve jeoarkeolojik gözlemlere ait nitel/nicel veriler kullanılmıştır (Tablo 3.1, Şekil 3.1).

İlk veri seti Nilhan Kızıldağ doktora tez çalışması kapsamında, Prof. Dr. Atilla Uluğ koordinatörlüğünde, Dokuz Eylül Üniversitesi BAP destekli 2009.KB.FEN.005 no.lu "Hisarönü Körfezi'ndeki Deniz Seviyesi Değişimi, Sedimantasyonu ve Bölgedeki Eski Çağ Kıyı Yerleşimleri Üzerindeki Etkileri" başlıklı proje kapsamında toplanan 111 hat yüksek ayrımlı sismik verilerdir. Veriler Bathy 2010 Chirp Sub-bottom-profiler cihazı ile 3,5 kHz frekansında toplanmıştır.

İkinci veri seti Doç. Dr. Harun Özdaş başkanlığında yürütülen ve Cumhurbaşkanlığı Strateji ve Bütçe Başkanlığı tarafından desteklenen 2014H040080 no.lu "Sualtı Arkeolojik Miras Araştırma Projesi" kapsamında; EdgeTech 3100 216 model sub-bottom profiler ile 2-16 kHz frekans bandında toplanan 21 hat yüksek ayrımlı sismik verilerdir.

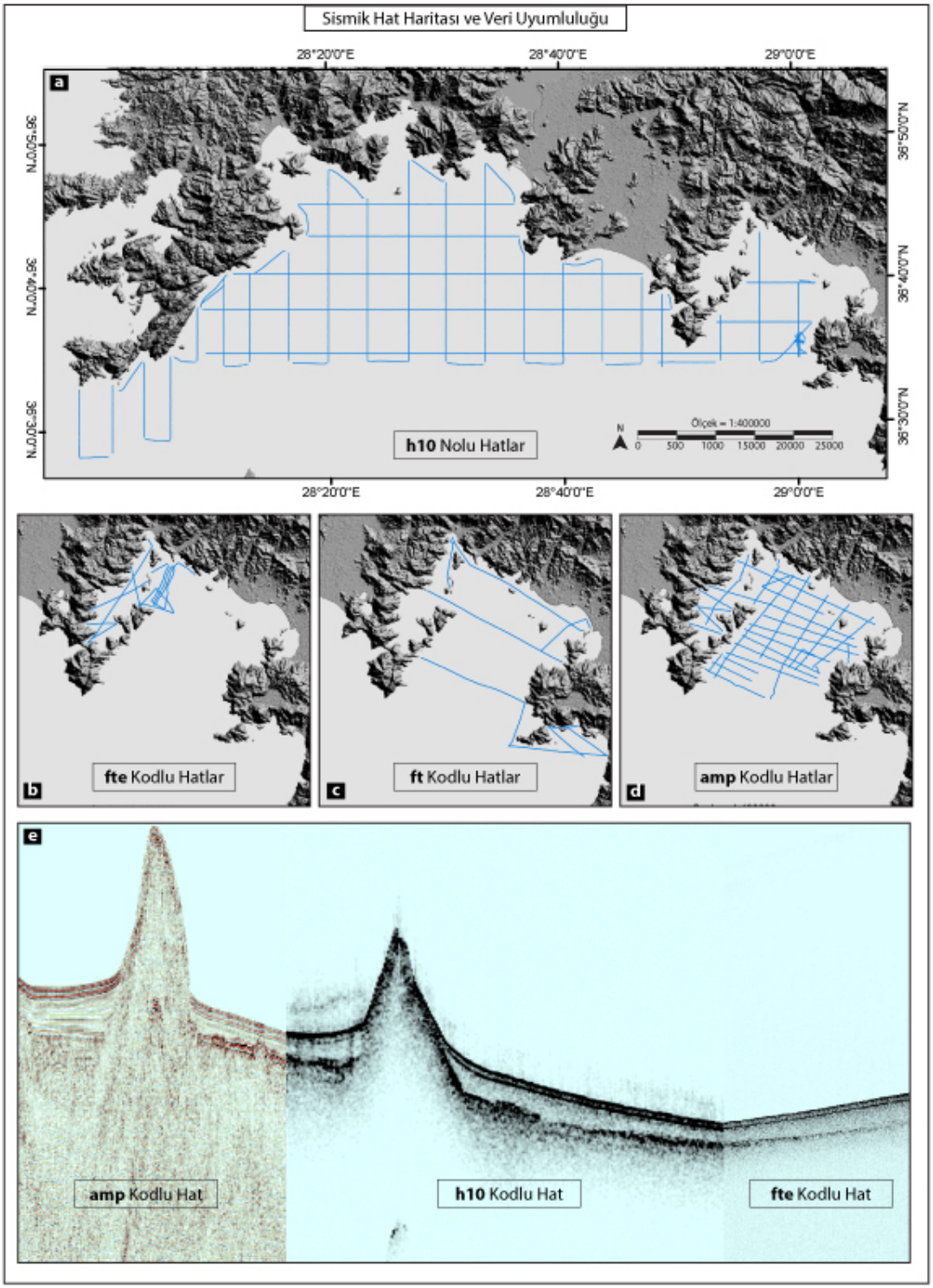
Üçüncü veri seti Özgür Avşar koordinatörlüğünde 2016 yılında tamamlanan 112Y137 nolu TÜBİTAK 1001 Projesi kapsamında toplanan 32 hat yüksek ayrımlı sismik verilerdir.

Dördüncü veri seti bu tez çalışması kapsamında, Doç. Dr. Harun Özdaş başkanlığında yürütülen Cumhurbaşkanlığı Strateji ve Bütçe Başkanlığı 2014H040080 nolu "Sualtı Arkeolojik Miras Araştırma Projesi" desteğiyle EdgeTech 3100 216 model sub-bottom profiler ile 2-16 kHz frekans bandında toplanan 15 hat yüksek ayrımlı sismik verilerdir

Jeoarkeolojik veriler Doç.Dr. Harun Özdaş koordinatörlüğünde TÜBİTAK destekli SOBAG‑106K054 nolu proje ve Doç.Dr. Nilhan Kızıldağ koordinatörlüğünde Dokuz Eylül Üniversitesi BAP destekli 2012.KB.SOS.013 nolu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Tablo 3.1 Kullanılan veri seti künye bilgisi

Çalışmada Kullanılan Veriler ve Özellikleri	
Veri Kaynağı	DEU BAP 2010
Veri Tipi	Yüksek Ayrımlı Sismik (CHIRP)
Hat Sayısı	111
Hat İsimleri Kodu	**h10**
Veri Kaynağı	Sualtı Arkeolojik Miras Araştırma Projesi (2020)
Veri Tipi	Yüksek Ayrımlı Sismik (Sub Bottom Profiler)
Hat Sayısı	21
Hat İsimleri Kodu	**ft**
Veri Kaynağı	112Y137 Nolu TÜBİTAK Projesi
Veri Tipi	Yüksek Ayrımlı Sismik (CHIRP)
Hat Sayısı	32
Hat İsimleri Kodu	**amp**
Veri Kaynağı	Sualtı Arkeolojik Miras Araştırma Projesi (2024)
Veri Tipi	Yüksek Ayrımlı Sismik (Sub Bottom Profiler)
Hat Sayısı	15
Hat İsimleri Kodu	**fte**



Şekil 3.1. Sismik hat haritası ve veri uyumluluğu: a) h10 isimli sismik hatlar. b) fte isimli sismik hatlar. c) ft isimli sismik hatlar. d) amp isimli sismik hatlar. e) farklı zaman ve cihazlar ile toplanan verilerin birlikte görünümüne bir örnek.

3.2 Jeoarkeolojik Yaklaşım

Jeoarkeoloji, arkeolojik sorulara cevap bulmak için yer bilimlerinden (jeoloji, coğrafya, jeomorfoloji, jeofizik, jeokimya gibi) destek alan çok disiplinli bir çalışma alanıdır. Geçmiş süreçlerin arkeolojik kayıtların oluşumuna nasıl etki ettiğini anlamalarına yardımcı olur. Geçmiş çevresel koşulların yeniden yapılandırılmasına olanak tanır. Geçmiş insanların çevreleriyle nasıl etkileşimde bulunduklarını ve bu çevrelere nasıl uyum sağladıklarını daha iyi anlamak için modern arkeolojik araştırmalarda yaygın olarak kullanılır. Jeoarkeoloji yaygın kullanımı ile arkeolojinin yer bilimleri yöntemlerinden faydalandığı bir disiplin durumundayken Fleming (1969), Caputo & Pieri (1976) ve Pirazzoli (1976) gibi ilksel çalışmalarla jeoarkeolojinin diğer disiplinlere katkı sağladığı yeni bir bakış açısı ortaya çıkmıştır. Bu bakış açısı arkeolojik kalıntılardan elde edilen indikatörlerin yorumlanması yoluyla deniz seviyesi değişimlerinin değerlendirilmesine olanak tanımaktadır.

Arkeolojik kalıntıların kendi dönemlerindeki deniz seviyesine göre konumları tespit edilerek günümüze kadar ne ölçüde deniz seviyesi değişikliğine maruz kaldıkları ortaya çıkarılabilir. Başlangıçta deniz seviyesinin üzerinde veya deniz suyuyla temas halinde olan pek çok farklı arkeolojik yapının günümüzde sular altında kalması, deniz seviyesi ile yapının konumu arasındaki göreli değişimi ortaya koymaktadır. (Evelpidou & Karkani, 2019). Özellikle MÖ 2500'den sonra inşa edilen ve o dönemdeki deniz seviyesi dikkate alınarak inşa edilen rıhtım, iskele, liman ve diğer mimari yapılar bu açıdan oldukça kullanışlıdır (Fleming, 1978). Bu tür kalıntılar genellikle doğrudan deniz seviyesiyle ilgilidir ve göreli deniz seviyesi (RSL) rekonstrüksiyonları için doğru veriler sağlayabilirler. Akdeniz'deki antik yerleşimlerden, bu amaçla kullanılabilecek oldukça fazla kalıntı günümüze ulaşmıştır. Bu kalıntılar üzerinde yapılan ölçümlerle antik çağlardan bu yana deniz seviyesindeki göreli değişimlerin boyutuna ilişkin birçok çalışma yapılmıştır (Flemming, 1969; Pirazzoli, 1976; Blackman 1973; Morhange vd., 2013; Sivan vd., 2004).

Bu çalışma açısından jeoarkeolojik yaklaşımın önemi başkaca etmenlere de bağlı olarak tektonik hareket miktarı hakkında bilgi edinme şansı sağlamasıdır. Çalışma alanının da içinde bulunduğu Akdeniz kıyıları için Geç Holosen boyunca öztatik değişim ihmal edilecek seviyede azdır. Bu zaman dilimindeki göreli deniz seviyesi

değişimleri daha çok buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) ve tektonik hareket kaynaklıdır. Dolayısıyla arkeolojik indikatörler ile elde edilen göreli deniz seviyesi değişim miktarı bu iki etkiyi içermektedir. Böylece GIA miktarı hesaplandığında tektonik hareket miktarı hakkında da bilgi edinme şansı ortaya çıkmaktadır.

3.3 Sismik Veri Analizi

Denizel stratigrafik katmanların oluşumu ve evrimi, çeşitli jeolojik ve çevresel faktörlerin etkileşimiyle belirlenir. Bu faktörler arasında küresel ölçekte deniz seviyelerindeki değişiklikler, bölgenin tektonik aktivitesi, yerel deniz tabanının yapısal özellikleri, sedimentlerin kaynağı ve miktarı ile hidrodinamik süreçlerin karmaşık hareketleri yer alır. Deniz seviyesi değişiklikleri, iklim değişiklikleri ve bölgesel tektonik aktiviteler olaylarla ilişkilidir ve yerel deniz tabanının morfolojisi, sediment taşınımı/birikimi üzerinde doğrudan bir etkiye sahiptir. Ayrıca, sedimentasyon süreçleri ve kaynakları, bu katmanların kimyasal ve fiziksel özelliklerini belirlerken, akıntılar, dalga hareketleri ve gelgit gibi hidrodinamik süreçler de sedimentlerin taşınmasını ve yer değiştirmesini etkiler. Tüm bu faktörlerin bir sonucu olarak oluşan stratigrafik bir istifde bu etkilerin analiz edilmesi ve yorumlanması olanaklıdır. Bu yorumlama olanağı Vail & Mitchum (1977) ve Mitchum vd. (1977) ile bir yöntem olarak ortaya konulmuş ve daha sonra Dünya'da pek çok nokta için jeolojik istifler bu amaçla stratigrafik olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanından elde edilen sismik kesitler bu bakış açısı ile yorumlanarak çalışma alanı için söz konusu dinamik süreçlerin nasıl işlediği ve mevcut durumu ortaya konulmuştur.

3.3.1 Östasi, Göreli Deniz Seviyesi Değişimleri

Buzulların erimesi/donması ya da coğrafik perspektiften çekilmesi/ilerlemesi, sıcaklığa bağlı olarak suyun hacminin değişmesi, okyanus ortası sırtlarda olduğu gibi okyanus alanlarının ve basenlerinin değişimi okyanuslardaki suyun hacminde değişiklik yaratır ve deniz seviyesi değişimleri yaşanır. Bu süreçte büyük buz tabakalarının erimesinin bir sonucu olarak yer kabuğunun eski seviyesine geri dönmesini ifade eden buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) ismi

verilen bir süreç yaşanır. Bu süreç, okyanus havzalarının genişlemesi ve kara yüzeylerinin yükselmesi gibi izostatik değişikliklere yol açar. GIA, deniz seviyesi değişimlerini ölçerken, küresel ve yerel düzeyde deniz seviyesinin doğru bir şekilde değerlendirilmesi için düzeltilmesi gereken bir faktördür. Dünya çapında okyanusların ortalama su seviyesindeki küresel değişiklikler östasi olarak adlandırılır. Östasi doğrudan ölçülemez ancak dolaylı olarak hesaplanabilir. Belirli bir bölgedeki deniz seviyesinin zaman içindeki değişimini anlamak için bölgesel jeolojik süreçlerin de deniz seviyesini nasıl etkilediğini belirlemek gerekir. Belirli bir bölgedeki deniz seviyesinin, o bölgedeki kara kütlesine göre değişimini ifade eden göreli deniz seviyesi değişimi (Relative Sea level [RSL]) östasiye ek olarak düşey tektonik hareket, buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) ve diğer dinamik süreçlerin bağıl sonucudur. Deniz seviyesindeki değişiklikleri gözlemlemek için uydu verileri, gelgit ölçerler, jeolojik, arkeolojik teknikler kullanılabilir. (Rovere vd., 2016)

RSL'ye etki eden etkenler çeşitlidir ancak üç ana faktör baskındır: Küresel ölçekte deniz seviyesi değişimi (östasi), düşey tektonik hareket ve sedimantasyondur (Tablo 3.2). Bu etkiler yerel olarak o bölgede birbirini dengeleyebilir, deniz seviyesinin artmasına ya da azalmasına neden olabilir. Bağıl olarak etki ettiklerinden dolayı tekil olarak etkilerinin belirlenmesi yerel olarak deniz seviyesi değişimlerinin etkilerini anlamayı olanaklı kılar.

Bir bölgedeki geçmiş dönem kıyı şeridini ve deniz seviyesi değişiminin izlerini tespit etmek, zaman içinde izlemek ve modellemek için Tablo 3.2'de verilen faktörlerin etkilerini ayırt etmek ve ortaya çıkarmak gereklidir (Kaşer, 2010). Tektonik hareket ve sedimantasyon bölgesel olarak araştırılırken östasi küresel ölçekte araştırılır. Öztazi için birçok araştırmacı tarafından farklı kanıtlar ile desteklenerek küresel bir sonuca ulaşılmaktadır. Östasinin etkilerinin ve farklı zamanlardaki durumunun tespiti için birçok farklı kanıta dayalı çok disiplinli çalışmalar yürütülmüştür (Chiocci & Orlando, 1995; Coe, 2004; Demirbağ vd., 1999; Desiage vd., 2023; Gregory & Church, 2002; Hajek & Straub, 2017; Lambeck & Bard, 2000; Murray-Wallace & Woodroffe, 2014b; Walker & James, 1992; Thanh vd., 2023; Vail & Mitchum, 1977). O dönemdeki deniz seviyesinin göstergesi olabilecek özellikle denizel organizmaların fosillerinin izleri takip edildiği paleontolojik kanıtlar

izlenebilmektedir (Clark vd., 2004; Flemming, 1978; Lambeck, 1995; Lambeck & Bard, 2000; Mourtzas, 2012). Deniz seviyesi değişimlerinin kıyı morfolojinde bıraktığı izler gibi jeomorfolojik kanıtlar izlenebilmektedir (Björck vd., 2021; Lambeck & Purcell, 2005b; Vacchi vd., 2012). Çeşitli jeofizik yöntemler ile kabuk ve stratigrafik tabakaların analiziyle bulgular elde edilebilmektedir (Casalbore vd., 2017; Demirbağ vd., 1999; Walker & James, 1992; Thanh vd., 2023). Buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) modelleri, deniz seviyesi ve iklim modelleri gibi modelleme çalışmaları ile zaman içerisindeki değişim ortaya çıkarılabilmektedir (Flemming, 1978; Lambeck, 1990; Lambeck & Purcell, 2005; Murray-Wallace & Woodroffe, 2014a; Pirazzoli, 1998). En önemlisi buz hacmini ve derin okyanus sıcaklık değişimini ölçen bentik $\delta^{18}O$ stratigrafik korelasyonu ile (deniz seviyesindeki düşüşlerle birlikte, deniz suyu $^{18}O/^{16}O$ oranında bir artış gözlenmektedir) küresel deniz seviyesindeki yükseliş ve düşüşler dolaylı olarak hesaplanabilmektedir (Cheng vd., 2009, 2012; Lambeck vd., 2014; Siddall vd., 2003).

Tablo 3.2 Deniz seviyesi değişimini etkileyen küresel ve bölgesel faktörler ile çalışma kapsamında sadeleştirilmiş gruplama (Cronin (2012) ve Kaşer (2010)'den derlenmiştir.

Göreceli Deniz Seviyesi Değişimi (Relative Sea Level Change [RSL])	İndirgenmiş Faktörler	Deniz Seviyesi Değişimini Etkileyen Küresel ve Bölgesel Faktörler
		Küresel Faktörler
	Su Yüksekliği	Okyanus Kütlesi Değişiklikleri (Ocean Mass Changes [Glacio-Eustasy])
		Okyanus Hacim Değişiklikleri (Sterik Etkiler)Ocean Volume Changes [Steric Effects])
		Buzul İzostatik Denge (Glacio Isostatic Adjustment [GIA])
		Karasal Su Kaynaklarındaki Değişiklikler (Terrestrial Water Storage Changes)
		Bölgesel Faktörler
		Okyanus Akıntılarındaki Değişiklikler (Meridional Overturning Circulation [MOC])
		Buzul Tabakası Dinamikleri (Ice Sheet Dynamics)
		Yerel GIA (Local GIA)
	Tektonizma	Bölgesel Çökme/Tektonik (Regional Subsidence/Tectonics)
	Sedimantasyon	Sedimantasyon ve Sediman Girdisi (Sedimentation and Sediment Input)

3.3.2 Geç Pleyistosen-Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri

Dünya'daki iklim devingendir ve bu devinimin etkisi ile Dünya geçmişte belirli periyotlarda sürekli buzul çağlarına girip çıkmıştır. Buzul çağlarına girip çıkarken küresel deniz seviyesi de değişmektedir (Grant vd., 2014). Pleyistosen boyunca her döngü 90.000 yıllık buzullaşma ve 10.000 yıllık buzul erimesi olmak üzere yaklaşık 100.000 yıllık periyotlara denk gelmektedir (Peltier, 1998). Bu buzul çağları arasındaki dönemler buzul arası dönemler olarak adlandırılır ve sonuncusu bugün içerisinde bulunduğumuz dönemdir. Buzul dönemlerinde Dünya'daki hava sıcaklıkları düşer, kutuplardan ekvatora doğru buzul kütleleri artar (ilerler), küresel deniz seviyesi düşer. İklim kayıtları astronomik iklim değişikliği teorisi ile aynı frekanslara sahiptir (Hays vd., 1976) ve bu periyotlar Milenkovic döngüleri ile yüksek korelasyon göstermektedir (Berger vd., 1984). Son buzul dönemi günümüzden 115.000 yıl öncesinde başlamış Geç Pleyistosen boyunca sürmüştür ve deniz seviyesi genel olarak düşmüştür (Andersen vd., 2004; O'Leary vd., 2013; Peltier, 1998) (Şekil 3.2). Yine bu dönem boyunca küçük buzul dönemleri olarak isimlendirilen küçük frekanslı yükselme-düşme zamanları vardır (Cutler vd., 2003) ancak bu genel olarak düşme trendini değiştirmez. Düşmeye başlayan deniz seviyesi günümüzden yaklaşık 19.600 yıl önce en düşük seviyesine (Last Glacial Maximum [LGM]) ulaşmıştır (Lambeck vd., 2014). Bu en düşük seviyede küresel ortalama deniz seviyesi bugünkü konumuna göre yaklaşık -120 metrededir (Şekil 3.3). LGM'de karasal buz hacmi en yüksek noktadadır. Karasal buz hacminin birkaç yüzyıllık bir dönemde %10 erimesi son buzul döneminin bitmesine neden olmuş ve bu noktadan itibaren deniz seviyesi tekrar yükselmeye başlamıştır (Bard vd., 1990; Fairbanks, 1989; Lambeck vd., 2014; Siddall vd., 2003; Yokoyama vd., 2000). Buzul çağının sonlanmasını tetikleyen neden kuzey yarım küre için genel olarak Grönland buzullarında sıcaklık artışına bağlı olarak gerçekleşen erime olayı kabul edilse de bunun tersine Severinghaus & Brook (1998) gibi Kuzey Atlantik okyanus süreçlerinin tetikleyici olduğunu iddia eden araştırmacılar da vardır. Bu aşamadan sonra deniz seviyesi yükselmeye başlamış ve bugün bulunduğu seviyeye gelmiştir. İlksel çalışmalarda sadece bir deniz seviyesi yükseliminin ve buzul arası döneme girildiği bilgisi edinilmiştir. Özellikle son 30 yılda bu alanda birçok araştırma yapılmış ve bu yükselişin detaylarına dair pek çok bilgi ortaya çıkarılmıştır. Mitchum vd. (1977) de bu yükselişin sismik istiflerde nasıl

gözleneceği üzerine bir yorum modeli geliştirmişlerdir. Böylece diğer yöntemlere ek olarak sismik kayıtlar da bu yükselişe ait izleri takip edebilmenin bir aracı haline gelmiştir.

Buzul döneminin bitişini gösteren ilksel çalışmalardan biri olan ve Barbados buzul sonrası iklim kayıtlarına dayanan çalışmalar deniz seviyesi yükseliminin hızını tespit etmeye de olanak tanımıştır (Fairbanks, 1989, 1990). Özellikle buzul karotlarından elde edilen oksijen izotop oranları ve başkaca kanıtlar LGM'den günümüze deniz seviyesi düzenli artış aralıkları ile yükselmemiş; dönem dönem buzul kütlelerinin hızla eriyip okyanus suyuna karışması ile deniz seviyesinin aniden yükseldiği şok dönemleri gerçekleşmiştir (Carlson & Clark, 2012). Deniz seviyesinin ani yükselimini ifade eden bu dönemler eriyen suyun taşkını (Melt Water Pulse [MWP]) terimi ile ifade edilmektedir (Şekil 3.3).

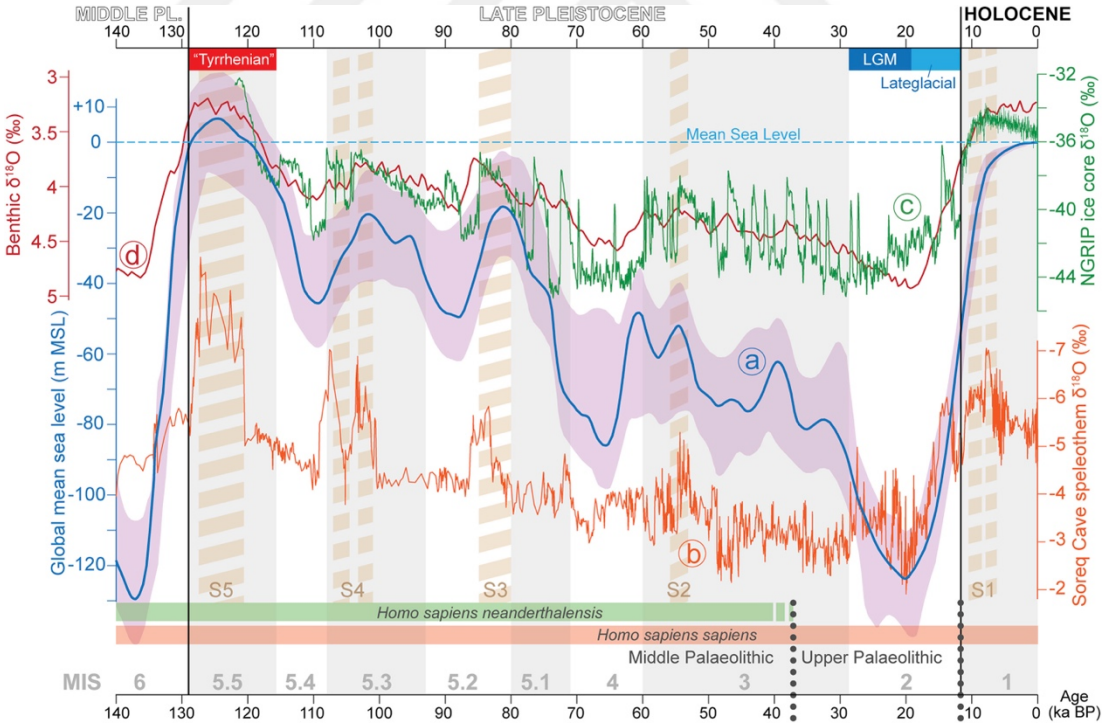
Günümüzden 19.500-18.000 yıl önce MWP1o buzul döneminin bittiğini gösterir ve deniz seviyesi 10 m kadar yükselmiştir (Harrison vd., 2019). Son buzul döneminin bitişinin bu tarihler olduğu konusunda genel bir kabul oluşmuştur ancak yine de ilgi çekici bir çalışma olarak Peltier & Fairbanks (2006) bu tarihi tekrar değerlendirerek 5.000 yıl geriye çekip 26.000 yıl önceye tarihlemişlerdir. 14.200-13.800 yıl önce MWP1A'da büyük bir buzul erimesinin okyanus sularına katılması ile deniz seviyesi yine aniden yükselmiştir ve 20 m kadar yükselim olmuştur (Fairbanks vd., 1992; Harrison vd., 2019; Liu & Milliman, 2004). 12.850-11.650 yılları arasında Younger Dryas soğuma olayı (Carlson & Clark, 2012) gerçekleşmiş ve bunun bitiminden itibaren gelen MWP1B'de de (11.450-11.100 yıl önce) de yine ani yükselim süreci yaşanmıştır ve deniz seviyesi 14 m kadar yükselmiştir (Abdul vd., 2016; Liu & Milliman, 2004; Thanh vd., 2023). Ek olarak Harrison vd. (2019) MWP1B'nin Younger Dryas sonrasına rastladığından ötürü küresel olarak ayırt edilemeyebileceği belirtmektedirler. Şekil 3.3 bu süreçleri zaman çizelgesinde göstermektedir.

Bazı araştırmacılar deniz seviyesinin 5.500-6.000 yıl önceye kadar bugünkü seviyesinin +2-3 m üzerine kadar yükseldiğini ve 3.000 yıl önceye kadar düşerek modern konumuna geldiğini öne sürmektedir (Fleming vd., 1998; Thanh vd., 2023). Ancak Gregory & Church (2002) bunun küresel değil yerel bir etki olduğunu değerlendirmişlerdir ve deniz seviyesinin güncel konumunun üzerine çıktığı görüşü

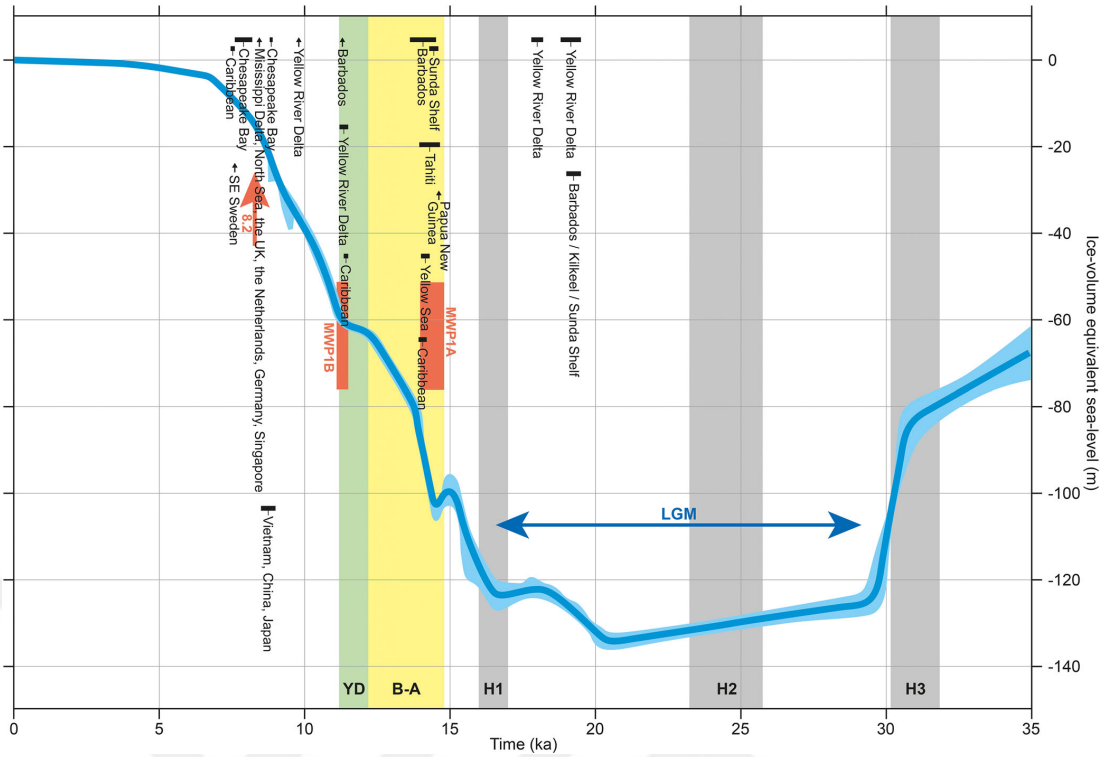
tartışmalıdır (Kearney, 2001b). Pirazzoli (1998) de bu yükselimin İran bölgesinde tektonik etkilerden kaynaklı bu durumun geçerli olduğunu ancak Ege kıyıları için böyle bir yükselme olmadığını savunmaktadır. Günümüzden 2.000-3.000 yıl öncesinden MS 1850-1900 arasına tarihlenen bir hızlanmaya kadar neredeyse sabit seyretmiştir (Cronin, 2012).

MWP1B'den 5.500 yılındaki görece durağan dilime gelene kadar arada 9000-8200 yıl önce yine bir taşkın olayı yaşandığı iddia edilmekte ve bu olay da MWP1C olarak isimlendirilmektedir (Liu & Milliman, 2004). MWP1C'nin varlığı konusunda henüz ikna edici sonuçlar mevcut değildir.

MWP'ler ani su taşkınları özelliği taşıdıklarından sedimantasyon süreçlerinde bir anomali olarak ortaya çıkabilmektedir. Böylece deniz seviyesinin aniden yükseldiği bu dönemleri sismik kayıtlardan belirleme şansı olabilmektedir.



Şekil 3.2 Akdeniz için paleoiklimsel, paleoçevresel ve arkeolojik verilerin karşılaştırılması ile elde edilen günümüzden 140 bin yıl öncesine kadar geçmiş küresel ortalama deniz seviyesinin durumu. a) küresel ortalama deniz seviyesi eğrisi, b) ve c) oksijen izotopları d) MIS (Marine Isotopic Stages) dönemleri, kahverengi kesikli gölgelendirme sapropel birikim dönemleridir. (Benjamin vd. (2017)'den alınmıştır.)



Şekil 3.3 Geç Pleyistosen son buzul dönemi maksimumundan günümüze kadar küresel deniz seviyesinin değişimi. (Harrison vd. (2019)'dan alınmıştır)

3.3.3 Sismik Sekans Analizi

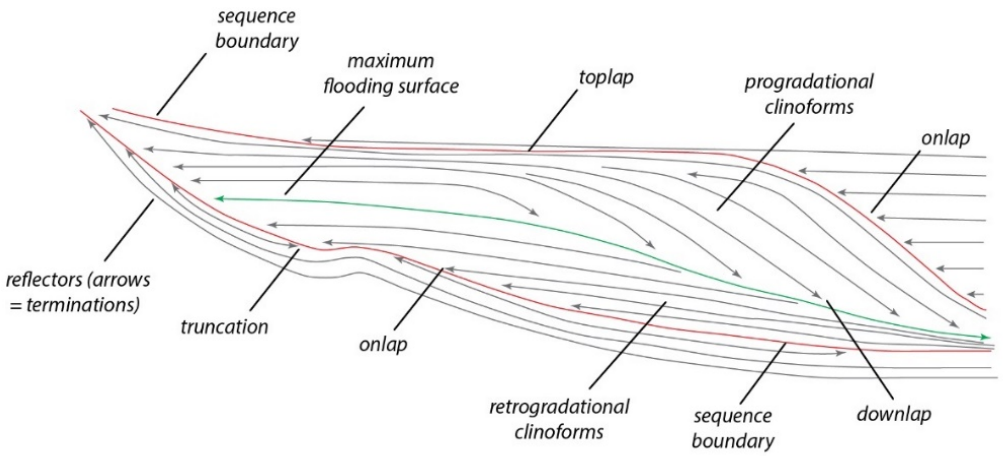
Sismik sekans analizi benzer zaman ve koşullarda oluşan sekansların sismik kayıtlar yardımı ile ortaya çıkarılmasıdır. Bu analiz yöntemi, sismik verilerin yorumlanmasıyla stratigrafik birimlerin (sekansların) ve bu birimlerin sınırlarının belirlenmesini sağlar. Sınırlar sismik kesitlerde yansımaların sonlanma noktalarında süreksizlik yüzeyi olarak görünürler (Catuneanu, 2006).

Sismik sekans analizinin basitçe iş akışı şu şekildedir (Vail, 1987):

- İki reflektörün birleştiği nokta aranır. Bu noktada sonlanmalar olacaktır.
- Yansıma sonlanmaları oklarla işaretlenir.
- Onlap, downlap, toplap, truncation sınırları/yüzeyleri belirlenir ve uygunsa bu yüzeyler boyunca süreksizlikleri belirlenir
- Buraya kadarki aşamalar grid biçimindeki tüm sismik hatlara uygulanır

- Her bir süreksizlik kategorize edilir: Eğer rejyonel olarak onlap üstünde ve truncation altındaysa muhtemelen sekans sınırı olduğuna kanaat getirilir; eğer rejyonel olarak downlap ile karakterize ise yüksek ihtimalle downlap yüzeyi olduğu düşünülür.

Sismik sekans analizi, deniz seviyesindeki yükselme ve düşüşlerin stratigrafik kayıtlardaki izlerini takip ederek, geçmişteki deniz seviyesi değişikliklerini ve bunların neden olduğu sedimanter ortam değişikliklerinin aydınlatılmasına katkı sağlar. Deniz seviyesinin yükselmesi (transgresyon) ve düşmesi (regresyon) olaylarının stratigrafik kayıtlardan izlenmesi ile bu olayların zamanlamasının ve mekansal dağılımının belirlenmesine olanak tanır. Sekans sınırları, deniz seviyesi değişimlerinin tetiklediği depolanma ve erozyon olaylarının belirgin işaretleri olduğundan bu sınırların analizi, deniz seviyesi değişikliklerinin sedimanter ortamlar ile ilişkisinin aydınlatılmasına katkı sunar. Bir sismik sekans, bir deniz seviyesi döngüsü sırasında biriken genetik olarak ilişkili katmanların bir paketidir (Şekil 3.4). En basit durumda, bu, bir retrogradasyonlu yansıma paketinin (TST) bazal dizi sınırının üzerine bindiği ve progresif bir yansıma paketinin (HST veya bir "regresif sistem yolu") maksimum taşkın yüzeyine downlap yaptığı bir paket olacaktır (Rygel & Quinton, 2024).



Şekil 3.4 İlk olarak Vail (1987) tarafından sunulan ve zamanla geliştirilen sismik sekans ve genetik olarak ilşkili katmanlar, katmanlar arasındaki yüzeyler ve yapısal elemanlara ait diyagram (Rygel & Quinton, 2024)

3.3.4 Sismik Fasiyes Analizi

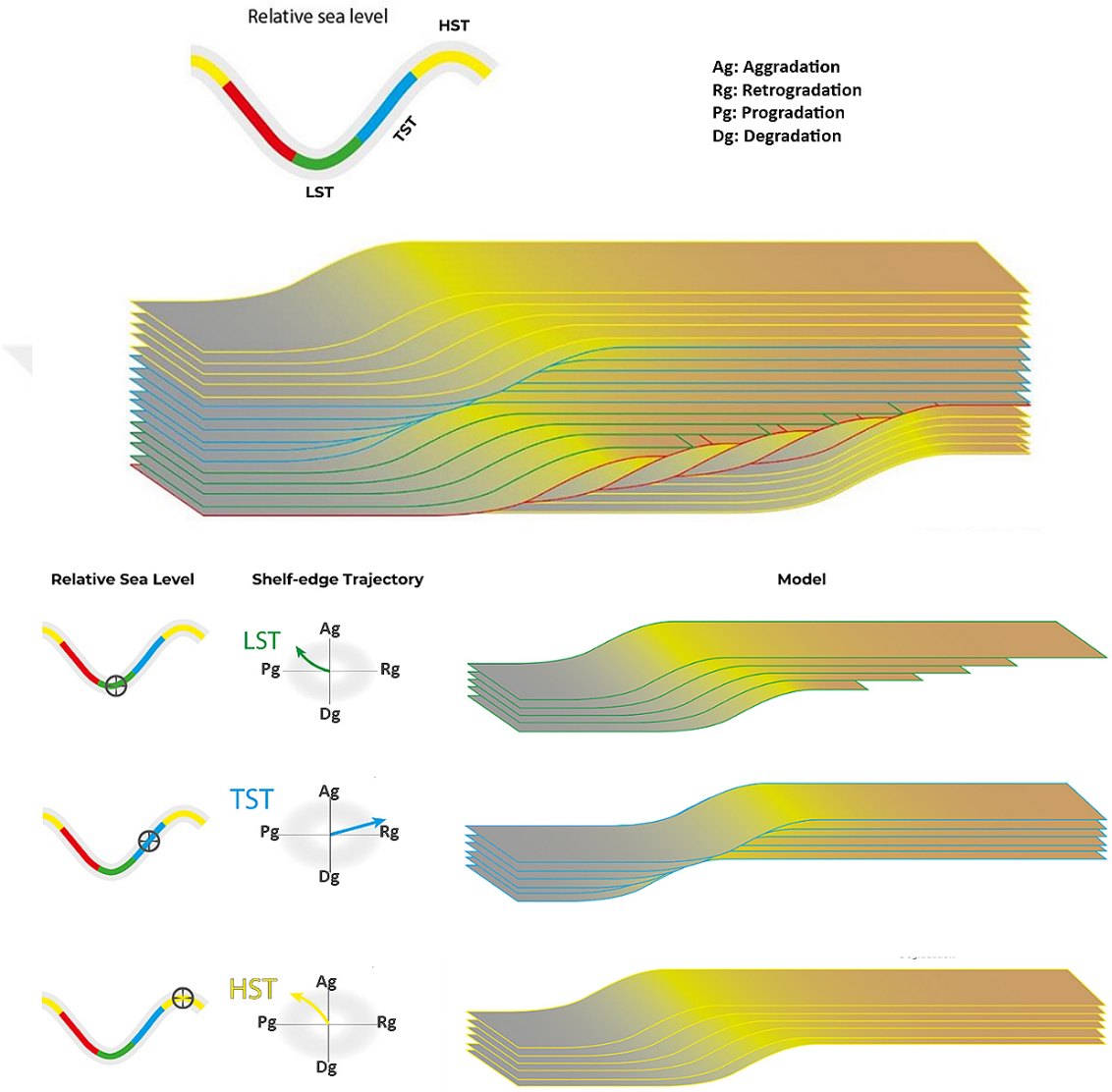
Sismik yansıma kesitlerinden fasiyes tipinin yorumlanması ile yapılan sismik fasiyes sınıflaması/analizi çökelme birimleri hakkında detaylı bilgi sağlar. "Sismik fasiyesler, parametrelerin komşu fasiyes birimlerinden farklı olduğu yansıma gruplarından oluşan, haritalanabilir, üç boyutlu sismik birimlerdir. Sismik fasiyes analizi, bir çökelme dizisinin stratigrafik çerçevesi içerisinde genlik, yansıma geometrisi, süreklilik ve frekans gibi sismik yansıma parametrelerinin yorumlanmasıdır." (Vail, 1987) Sismik nitelik analizi fasiyesleri yorumlamak açısından bir araç olarak kullanılır. Kuyu logu ve karotlardan elde edilen litofasiyeslerin alana yayılması ve fasiyes yayılımının ortaya çıkarılması konusunda sismik fasiyes analizi etkili bir yöntem olarak kullanılmaktadır (Vail & Mitchum, 1977). Sismik fasiyes analizi basit bir sıralama ile; Sismik kesitlerde sismik fasiyelerin belirlenmesi, fasiyeslerin içerisindeki sekansların ayrılması, yansıma geometrilerinin (sigmoid, paralel, downlap) belirlenmesi, fasiyes dağılımının yansıma parametreleri ile birleştirilmesi, kuyu ve mostra verileri ile birleştirilmesi ve son olarak sonuçların birikim modeli açısından değerlendirilmesi ve litojinin tahmin edilmesi şeklinde uygulanır (Mitchum vd., 1977).

3.3.5 Sistem İzleri (System Tracks)

Sistem izleri birbiri ile genetik olarak ilişkili sedimanter birimleri tanımlar. Bu ilişki sedimanter birimlerin oluşum süreçlerinin ve kaynaklarının benzer olması anlamındadır. Deniz seviyesi değişimleri sedimanter birimlerin birikim hızını ve desenini doğrudan etkiler ve karakteristik sedimanter yığılma desenleri ortaya çıkar. Bu desenler, aggradasyon (dikey yığılma), progradasyon (ileri doğru yığılma) ve retrogradasyon (geri çekilme) gibi yığılma desenleri ile oluşur. (Catuneanu, 2006)

Çeşitli süreçler ve modeller için birçok sistem izi tanımı yapılmaktadır. Bu çalışmada Yüksek Seviye Sistem İzi (Highstand Systems Tract-HST), Alçak Seviye Sistem İzi (Lowstand Systems Tract-LST), Transgresif Sistem İzi (Transgressive Systems Tract-TST), Maksimum Taşkın Yüzeyi (Maximum Flooding Surface-MFS) ve Maksimum Regresif Yüzey (Maximum Regressive Surface-MRS)

tanımlanabilmiştir. Derin deniz koşulları veya stratigrafik yorumun amacı gibi birçok etkene bağlı olarak farklı metodolojiye sahip sistem izi tanımları mevcuttur.



Şekil 3.5 Temel sistem izleri (systems tracks), Highstand Systems Tract (HST), Lowstand Systems Tract (LST), Transgressive Systems Tract (TST) ve yığılma desenleri (Beelen, 2021)

Şekil 3.5'te görülen sistem izi türleri basitçe şu şekilde özetlenebilir (Catuneanu (2006)'dan derlenmiştir):

LST, deniz seviyesinin en düşük olduğu ve yeniden yükselmeye başladığı dönemde oluşur. Bu süreçte hem progradasyon hem de aggradasyon görülür.

TST, deniz seviyesinin hızlı bir şekilde yükseldiği ve karaya doğru ilerlediği transgresyon evresinde oluşur. Bu süreçte tabakalanma desenleri, retrogradasyon (geri çekilme) ve aggradasyon ile karakterizedir. Tabanında "subaerial" uyumsuzluk yüzeyi bulunur.

HST, deniz seviyesinin yükselme hızının sedimantasyon hızının altına düştüğü, deniz seviyesi yükselmesinin geç evresinde oluşur. Aggradasyon ve progradasyon yığılma deseni kombinasyonuyla karakterizedir. HST tabanı MFS sınırlıdır.

MFS, deniz seviyesinin en yüksek olduğu ve karasal alanların en fazla su altında kaldığı zamanı temsil eden stratigrafik bir yüzeydir. MFS izi, TST ve HST arasında bir yüzey biçiminde görünmektedir.

MRS, LST izinin üst yüzeyi ile TST izinin tabanında bir yüzey şeklinde tanımlanır. Deniz seviyesi geri çekilmesinin sınırını gösterir.

BÖLÜM DÖRT
BULGULAR

Çalışma alanı verilerin yorumlanmasında kolaylık sağlaması açısından başta tektonik hareket, sedimantasyon ve veri içeriği gibi bir dizi etken göz önüne alınarak 7 ayrı bölgeye ayrılmıştır (Şekil 2.1). Tüm sismik veriler akustik sinyalin gidiş geliş zamanı (two-way travel time [twt]) saniye birimindedir.

4.1 Sismik Kesitlerden Elde Edilen Birimlerin Dağılımı

Yüksek ayrımlı sismik kesitler incelediğinde son buzul döneminden günümüze deniz seviyesinin düşük konumda olduğu LGM'de biriken sedimanların olduğu birim (LST), deniz seviyesinin yükselme başladığı transgresyon sürecinde biriken birim (TST) birimleri yer yer kesin biçimde belirlenebilirken yer yer hiç gözlenememiştir.

LST birimi çalışma alanına komşu, batıda yer alan Marmaris açıklarındaki alanlarda h10 kodlu hatlarda tespit edilebilirken, A4-A7 alanlarında da amp kodlu hatlar haricinde nadiren izlenebilmiştir. Deniz seviyesinin yükselim ivmesinin yavaşladığı görece sabit duruma geldiği dönemde oluşan birim (HST) alanın tümünde görülmüştür. Ayrıca Fethiye Körfezi'nde A2, A4-A7 alanlarında deniz tabanının hemen altında tüm hatlarda rahatlıkla görülen ve tüm alana yayılmış çok ince bir birim görülmüştür. Bu birim pelajik bir özellik göstermektedir ve alandaki tüm birimlerin üzerini örtmektedir. Deniz seviyesinin yüksek konuma ulaştığı dönemin geç evresinde oluştuğu düşünülen bu birim Geç Holosen Birim olarak adlandırılmıştır. Bunların dışında LST izi de dahil derinlikler arttıkça Pleyistosen çökelleri tespit edilmiştir ancak bu birimler haritalanmamıştır. İçlerinde farklı seviyelerde birçok tabaka barındırsa da bu ara tabakalar alanın tümüne yayılamadığından birimler erozyonel yüzey, MFS, MRS sınırları dikkate alınarak tekil tabakalar olarak yorumlanmıştır. Bu nedenle haritalanan birimlere sistem izleri (systems tracks) ile aynı isimler verilmiştir.

Çalışma alanına komşu, batıda yer alan Marmaris açıklarında Bozburun Yarımadası'ndan Dalyan'a kadar olan bölümde TST birimi yer yer çok ince olarak görünmektedir. LST birimini tanımlayan oblik çökelim modelleri kolayca seçilebilse de LST biriminin tabanı görülememiştir. HST birimi Dalyan açıklarına gelinceye kadar görece ince bir tabaka şeklinde, ortalama 4 ms kalınlıklardadır. Dalyan

açıklarına yaklaşıldığında HST kalınlığı 6-8 ms kalınlıklarına ulaşmakta, Dalyan Boğazı'nın denize kavuştuğu delta önünde ise 30-35 ms kalınlıklara ulaşmaktadır.

A1 alanı Dalaman Çayı'nın denize döküldüğü delta alanı ve açıklarıdır. Bölge aniden çok yüksek derinliklere ulaşmaktadır ve birimlerin takibi mümkün olmamıştır. Kıta sahanlığının bitimindeki şelf kırığından derin deniz bölümüne inildiğinde Pleyistosen çökelleri görülmüştür.

A2 alanı Fethiye Körfezi'nin kıta sahanlığından derin deniz bölümüne uzanan bölümdür. LGM boyunca biriken LST birimini içermektedir. Derinlere doğru LGM öncesi Pleyistosen çökelleri ile kaplanır. Körfezin doğusu ve batısında çok dik yamaçlar bulunduğundan ötürü HST ve TST birimlerinin birikemediği düşünülmektedir.

A3 alanı Ölüdeniz'den Fethiye Körfezi açıklarına kadar olan bölümdür. Bölge aniden derinleştiği için sismik hatlarda LST birimleri tespit edilememiştir. HST ve TST birimleri ayırt edilemeyecek şekilde beraber bulunmaktadır.

A4 alanı Geç Holosen dolgusu bütün alanda belirgin biçimde mevcuttur. Bununla birlikte, LST ve TST birimleri ayırt edilememiştir. Bu durumun sediman girdisinin çok az olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Benzer şekilde, kesitlerde sismik sekans izleri de ayırt edilememiştir. Bunun sebebinin kıyıların sarp yapısı ile ilişkili olduğu değerlendirilmektedir. Alanın orta derin kısımlarında Geç Pleyistosen öncesini de içeren onlarca farklı birimden oluşan ve 100 ms kalınlığına varan sediman birikimi mevcuttur.

A5 alanı Göcek'ten Tersane Adası'na kadar, Göcek Adası ve Yassıca Adaları da içine alan bölümdür. Göcek Adası ve Yassıca Adaları doğusunda LST birimi tespit edilememiştir; TST nadiren tespit edilmiştir. Adaların batısında KB-GD doğrultusunda derinlere doğru TST birimi daha belirgindir. Alan genelinde HST ortalama 3-6 ms arası kalınlığa sahiptir. Tersane Adası'nın batı ucuna doğru ise yer yer LST belirgindir.

A6 alanı Fethiye Körfezi'nin kıta sahanlığını ve şelf kırığını içeren, batıda Tersane Adası ile doğuda Fethiye yerleşim yeri açıkları ile sınrlı alandır. Sedimantasyonun

yoğun olduğu ve sismik sekansların en belirgin izlendiği alandır. HST ve TST yer yer aynı kalınlıklara varsa da genel olarak HST birimi daha kalındır. Geç Holosen sedimanları tüm alanın üzerini örtmektedir. LST birimi alan boyunca izlenebilmektedir. Alanın orta kısmında birçok nehir denize ulaşmaktadır. Bu nedenle tüm birimlerin kalınlıkları artmaktadır. Alanın doğusunda Karacasu Deresi'nin denize ulaştığı noktalarda TST birimi incelip HST birimi 15-20 ms kalınlıklara ulaşmaktadır.

A7 alanı Fethiye yerleşim yeri açıklarını içine alan bölümdür. Karacasu Deresi ağzında HST birimi 15-20 ms kalınlıklarda olsa da alanın doğusuna doğru birimler incelmektedir. Bu bölge alüvyon dolgu olmasına rağmen sismik kesitlerde HST ve TST birimleri oldukça incedir.

4.1.1 Erozyonal Yüzey

LGM kıyı hattından karaya kadar olan kısım Geç Pleyistosen boyunca kara yüzeyi olduğundan ötürü burada erozyonal süreçler etkin olmuştur. Bu erozyonal süreç tüm alanda kendini bir yüzey şeklinde göstermektedir. LGM'de de nehir yatağı olarak kalan ve sedimantasyon süreci kesintiye uğramayan ve yüksek sedimantasyonun olduğu A6 alanında yüzeyin erozyona uğramadığı paleo kanallar mevcuttur. Yüzey buralarda horizonlar yardımı ile tespit edilmiştir. Amp30 (Şekil 4.16) hattı bu durumun bir istisnasıdır. Burada erozyonel yüzey tanımlanamış, tahmini olarak tespit yapılmış, hattın yorumlandığı şekilde tahmini olarak işaretlenmiştir. Erozyonel yüzey kavramı "subaerial unconformity" eşdeğeri olarak kullanılmıştır. Bu yüzden LST tabanından derinlere doğru devam eden kısımlar bu yüzeye dahil edilmemiş. MFS ile kesilen LGM kıyı hattından itibaren haritalanmıştır.

A4-A7 alanları irili ufaklı birçok ada ve denizaltı dağı içermektedir. Buralarda ani yükseklik değişimlerinin olduğu kıyılar doğal bir bariyer görevi görmüş ve sediman birikimine uygun alanlar ortaya çıkmıştır. Erozyonel yüzey buralarda daha derinlerde yer almış, üzerine görece daha fazla sediman biriktirmiştir.

Erozyonel yüzey ile ilgili karşılaşılan en önemli problem A6 alanındaki gibi LST, MRS izlerinin rahatça görüldüğü yerler dışında şelf kenarlarındaki bitiş noktalarını belirlemek olmuştur. Onlap yüzeyleri tespit edilen yerler bu konuda kolaylık sağlasa da bu yapısal unsurlar her alanda belirgin değildir. LGM'den günümüze

sedimantasyon birikimini hesaplamak amacı ile erozyonel yüzey olarak tanımlanan yüzey üzerinde biriken sediman kalınlıkları haritalanmıştır (Şekil 4.24). Şekil 4.23'teki LGM kara yüzeyi haritası bu yüzeyin derinliklerini göstermektedir.

4.1.2 Sistem İzleri (System Tracks)

Çalışma alanının tamamında HST kolayca belirlenebilmiştir. TST, sedimantasyon oranının fazla olduğu bölgelerde haritalanabilir bir birim olarak belirlenebilirken sedimantasyonun az olduğu bölgelerde erozyonel yüzey ile birleşip yer yer MFS yardımıyla kesikli olarak tespit edilebilmiştir. MFS yüzeyinin takip edilemediği, hat kesişimleri yardımıyla TST'nin belirlenebildiği yerlerde sistem izleri HST + TST şeklinde birleşik bir iz olarak sunulmuştur. Transgresyon yüzeyinin başladığı yerler rahatça seçildiğinden LST'nin üst yüzeyleri kolayca tanımlanabilmiştir. Ancak özellikle h10 kodlu hatlarda LST izinin tabanını (şekillerde "correlative conformity" olarak verilmiştir) belirlemek mümkün olmamıştır. Amp kodlu hatların daha derin tabakaları içermesinden faydalanılarak LST'ye dahil olan "slope fan" birimleri de yer yer tespit edilebilmiştir.

Çalışma alanına komşu, batıda yer alan Marmaris açıklarında sedimantasyon çok az olduğundan dolayı TST yer yer tespit edilmiştir. TST'nin tespit edildiği yerlerde kalınlıklar HST'ye yakındır; alan boyunca HST 2-4 ms kadar kalınlıklarda seyretmektedir. Sigmoid birikim modelleri tanımlanabilmiştir ancak LST tabanı net belirlenememiştir. Aynı bölgede Dalyan açıklarına doğrı TST izi aynı kalınlıklarda devam etmektedir ancak HST'nin kalınlığı etkili bir biçimde artmaktadır. Dalyan Boğazı'nda maksimum noktaya ulaşmaktadır. Boğazın yoğun bir sediman girdisi sağladığı görülmüştür. Ancak gideğen olmasından ötürü sediman tabakaları karmaşık yapıdadır ve horizon takibi yapılamamaktadır.

A1 alanında hızlı derinleşmeden dolayı sistem izleri tespit edilememiştir. Kıta kenarından başlayarak Rodos basenine ulaşan kayma ve faylanmalar muhtemeldir ki sistem izlerinin bir sekans halinde oluşmasını/görülmesini engellemektedir.

A2 alanında kıyıdan orta kısımlarına kadar Geç Holosen Birim olarak haritalanan 3 ms kadar kalınlıkta HST ile örtülüdür. Bunun altında TST varsa dahi

görülmemektedir. HST altında LST ve Pleyistosen çökelleri görünmektedir. LST oldukça kalındır ve 30-40 ms kalınlıklara erişebilmektedir.

A3 alanında akustik sinyalin penetrasyonun yetersizliği ve derinlikten ötürü LST tespit edilememiştir. TST belirsiz şekilde mevcuttur. HST 3 ms kalınlığında görülmüştür. HST muhtemelen TST'yi de barındırmaktadır.

A4 alanında ciddi bir sediman kaynağı mevcut olmadığından ötürü bölgedeki sedimantasyon pelajiktir. LGM sınırlarında belirgin sekans oluşumları yoktur. LGM'de de bugün de denizel olan orta kısım birbirine paralel yansımalardan oluşan kalınlığı 80 ms'ye varan sediman tabakalarını içermektedir. LST ve TST tespit edilememiştir. HST kısmen belirlenebilmiştir.

A5 alanında Göcek Adası ve Yassıca Adalar batı kısmında LST tespit edilememiştir. TST yer yer görülse de genel olarak erozyonel yüzeyle birlikte bulunmaktadır. Adaların batısında şelfte LST ve TST belirgindir. HST kalınlaşmaktadır.

A6 alanı körfezin en yoğun sediman biriktirdiği alandır. HST, 20 ms kalınlıklara ulaşmakta, TST ise 10 ms kalınlıklarda dağılım göstermektedir. Şelfte LST izleri belirlenebilmiştir ve 40 ms kalınlıklara ulaştığı yerler mevcuttur. Alanın batısında Karacasu ağzında HST 40 ms kalınlıklara ulaşabilmekte ve TST, HST, MFS rahatça tespit edilebilmektedir. Ancak bu nehir ağzından daha batıda sistem izlerini tespit etmek zorlaşmakta, erozyonel yüzey deniz tabanına oldukça yaklaştığından izler ayırt edilemeyecek kadar birbirine girmektedir.

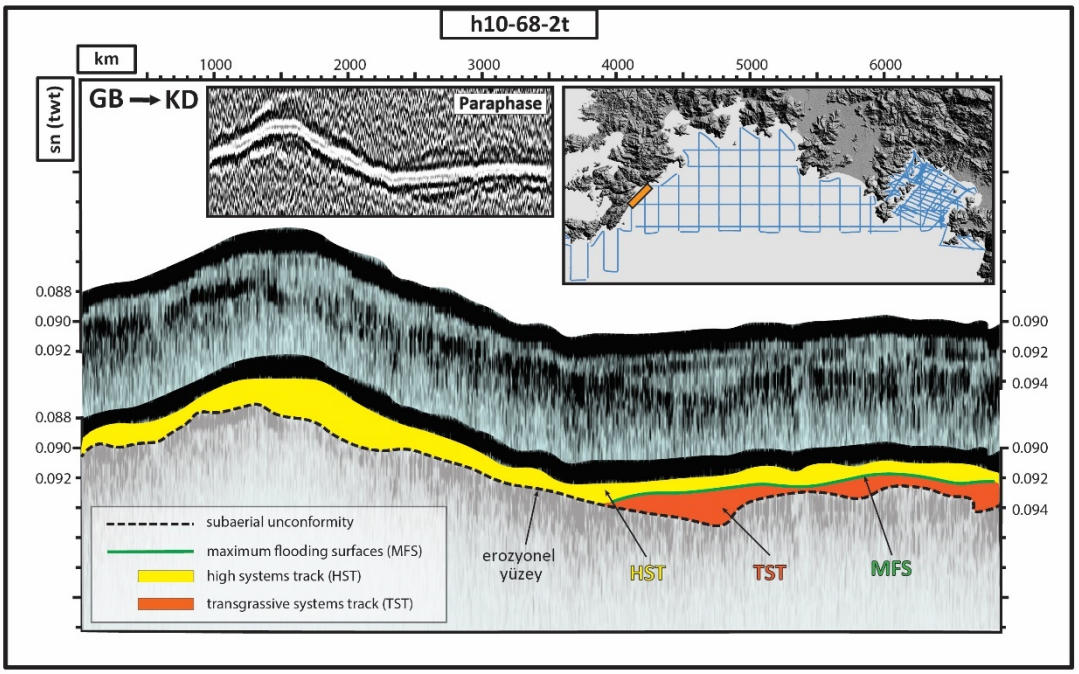
A7 alanında körfez içerisine doğru TST erozyonel yüzeyle birleşmiş veya hiç oluşmamıştır. HST belirgindir. Alüvyonel düzlüğü oluşturan Çerçi, Tavşanlı, Göcek gibi derelerin taşıdıkları malzemeler ile burada daha yoğun bir sedimantasyon oluşmuş olması ve bunun da sistem izlerine yansıması beklenirken mevcut hatlarda bu durumu aydınlatabilecek bulgulara rastlanılamamıştır. Bu duruma körfez içine giren hatların yokluğu, veri azlığının neden olduğu düşünülmektedir.

Transgresyon yüzeyinin şelfteki başlangıç kısmı ile örtüşen MRS yüzeyi A5 alanın batısı ve A6 nolu alan dışında net olarak tespit edilememiştir. TST'nin üst yüzeyini

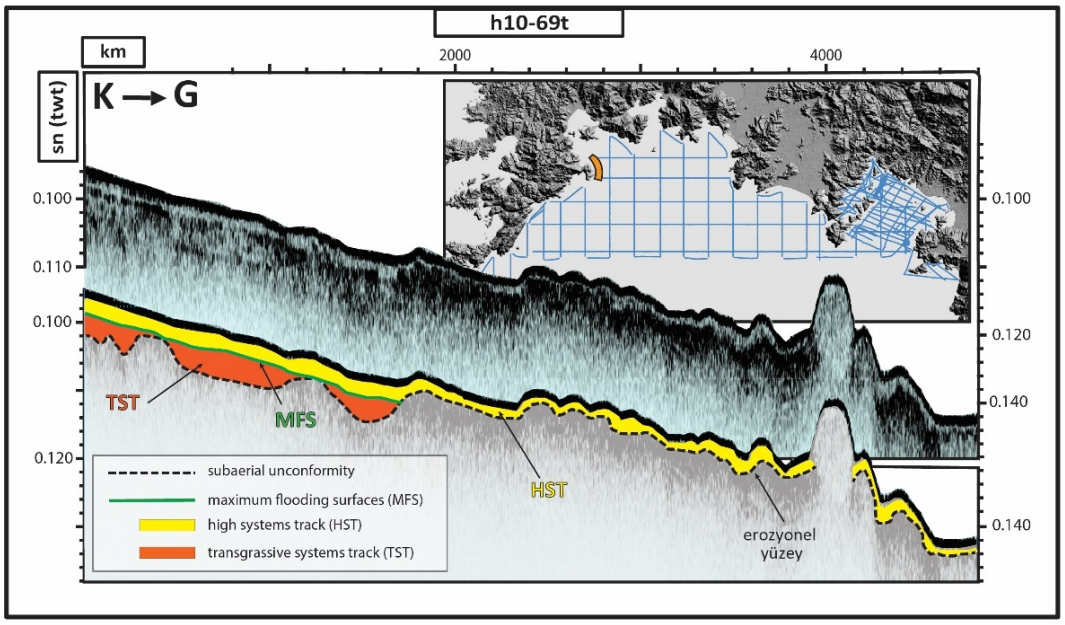
oluşturan ve HST ile sınırını çizen MFS yüzeyi çalışma alanına komşu Marmaris-Dalyan açıklarında yer yer tespit edilebilmiştir. A1 ve A2 alanlarında yapısı gereği mevcut değildir. A4 alanında (yamaçların eğimli olması) ve A7 alanında (körfez özelliği ve veri yetersizliği) yine TST'nin zayıflığı ve erozyonel yüzeyle birleşmesinden dolayı tespit edilememiştir. A3 alanında penetrasyon yeterli değildir. A5 alanında yer yer belirgindir. A6 alanında ise net olarak tespit edilebilmiştir. Bütün şelfte yüzey oluşturmaya elverişli şekilde tespit edilemediğinden yanıltıcı sonuçlardan kaçınmak amacı ile HST ve TST izleri alana yayılmış birimler olarak haritalanamamıştır.

Çalışma alanı birçok denizaltı dağı ve yükseltiler barındırmaktadır. Bu durum yer yer izlerin takip edilmesini zorlaştırmaktadır. Bu durum kesişen hatlarda stratigrafik yüzeylerin horizonlar şeklinde takip edilmesi ile aşılmaya çalışılmıştır.

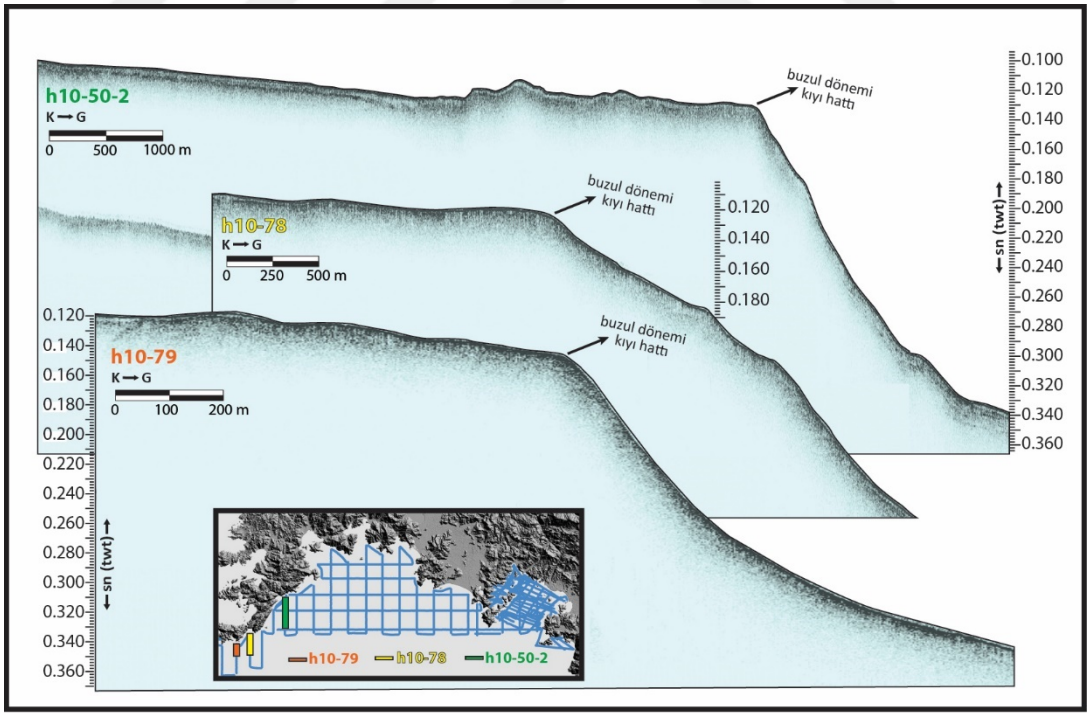
Sonuç olarak son buzul dönemi kıyı hattında TST tabanı transgrasif yüzey ve regresyonun maksimum noktaları belirlenebilmiştir. Böylece LGM kıyı hattı ortaya çıkarılabilmiştir.



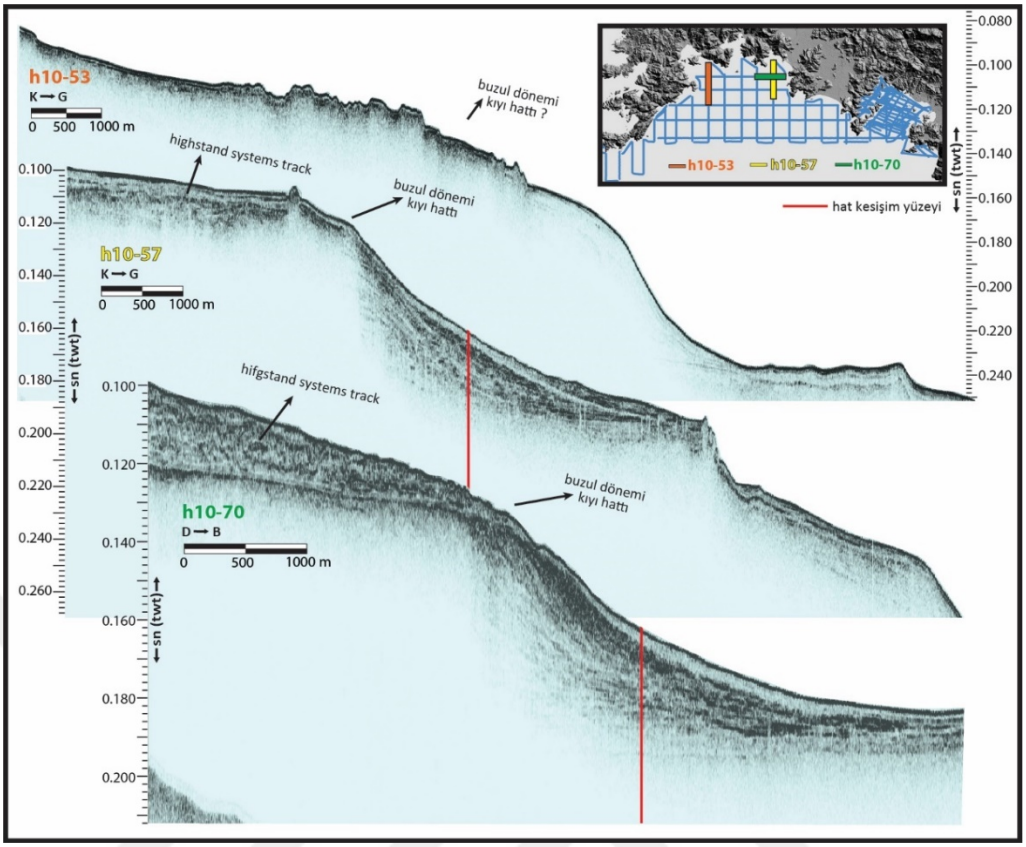
Şekil 4.1 Sismik hat yorumu: h10-68-2t nolu hat. Hattın paraphase dönüşümü (sol üstte). Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir.



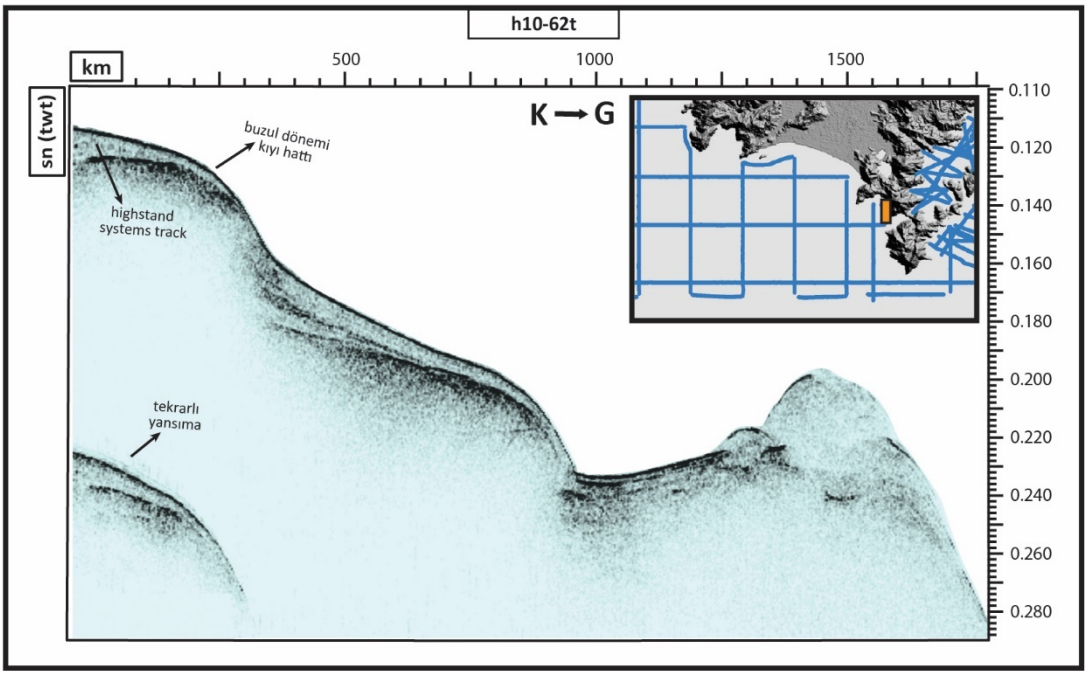
Şekil 4.2 Sismik hat yorumu: h10-69t nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir.



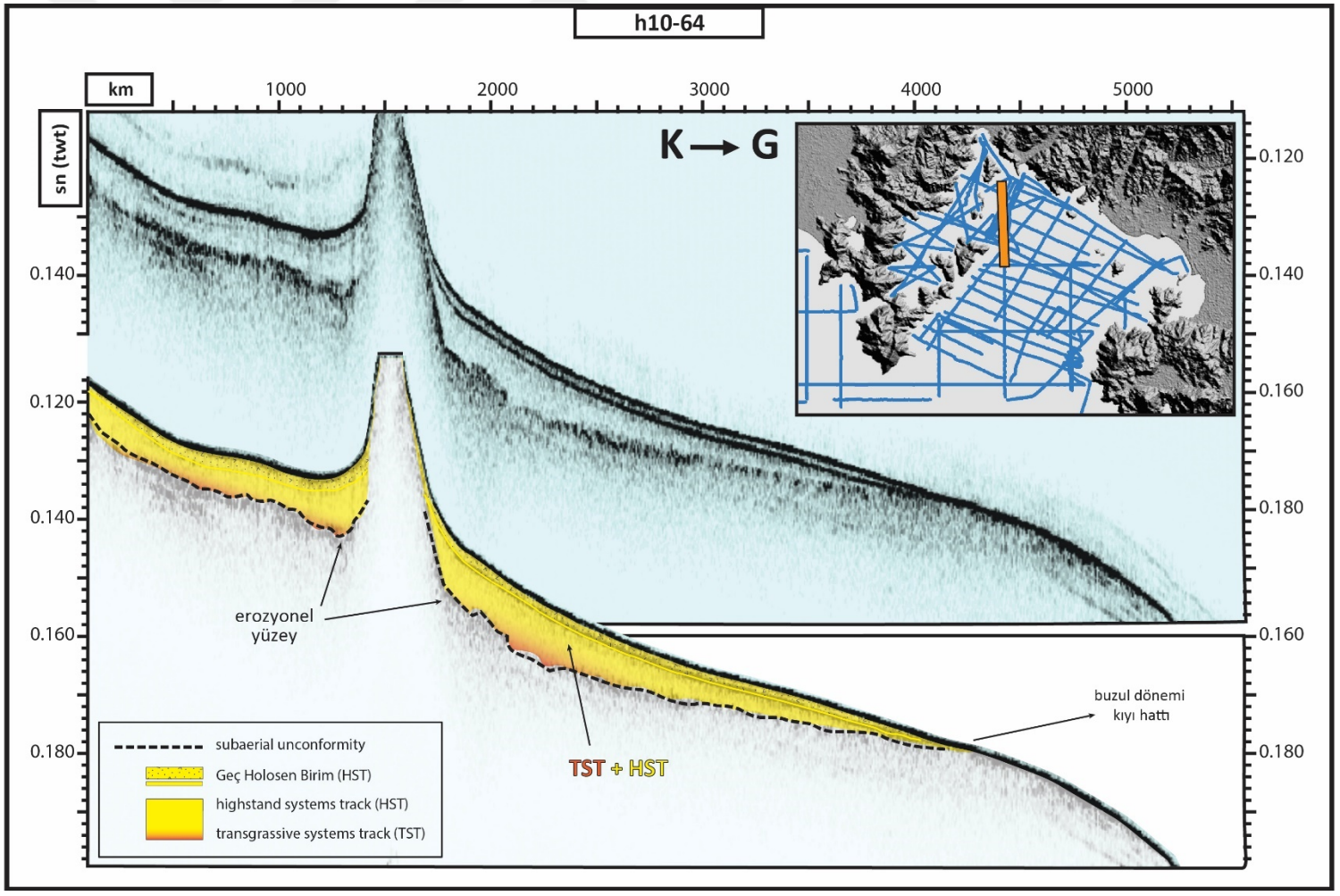
Şekil 4.3 Sismik hat yorumu: h10-56 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir.



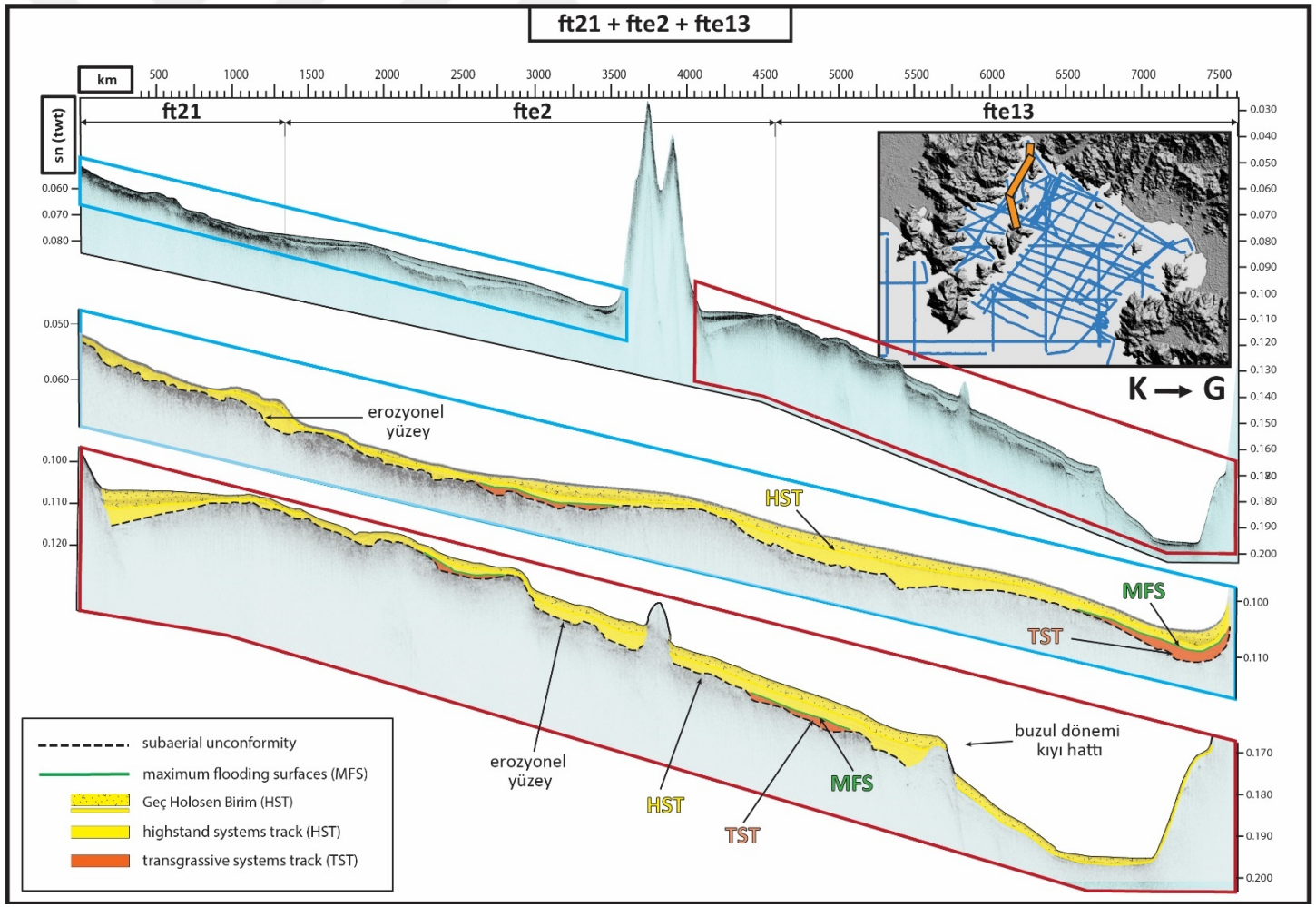
Şekil 4.4 Sismik hat yorumu: h10-54 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir.



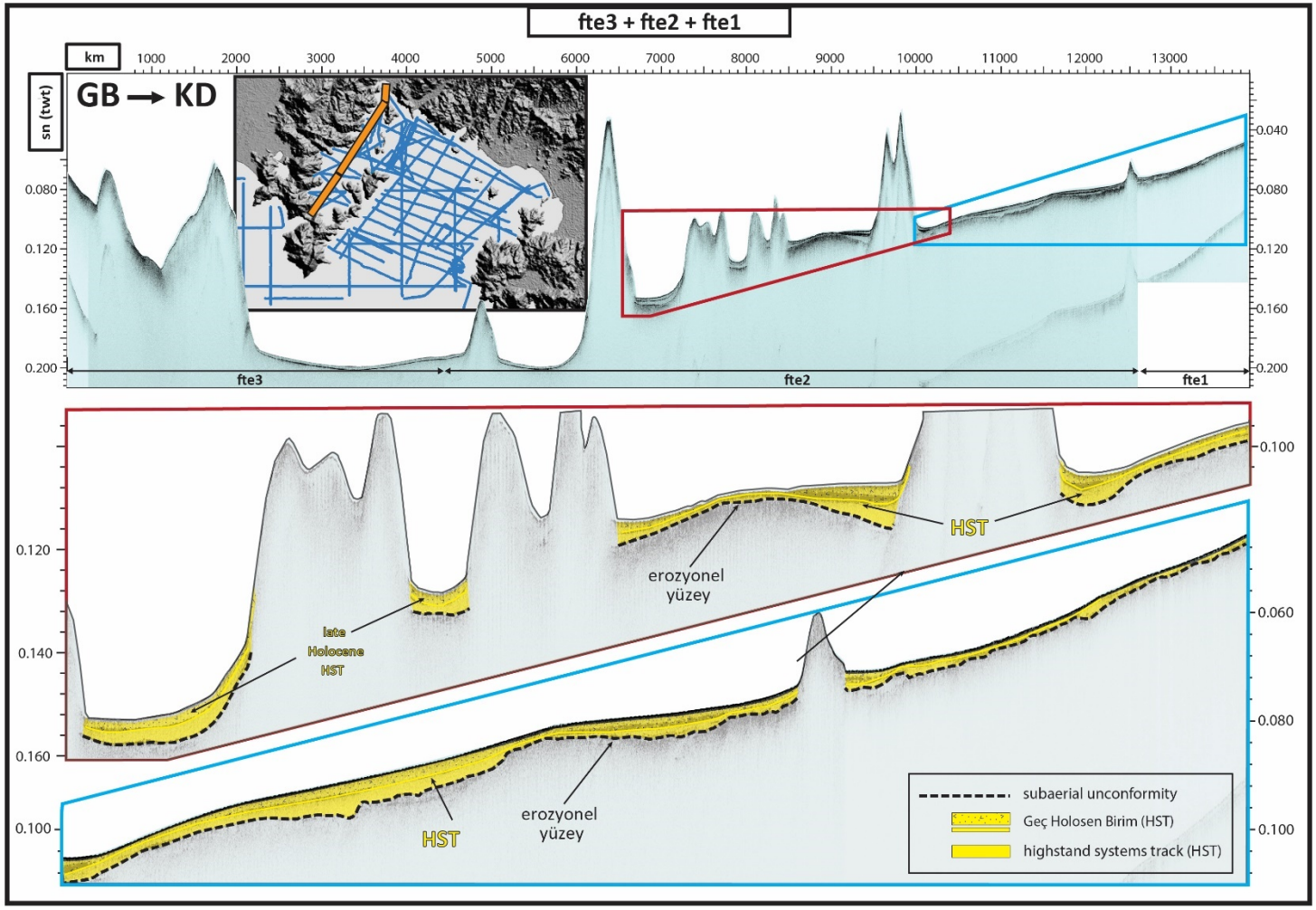
Şekil 4.5 Sismik hat yorumu: h10-57 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir.



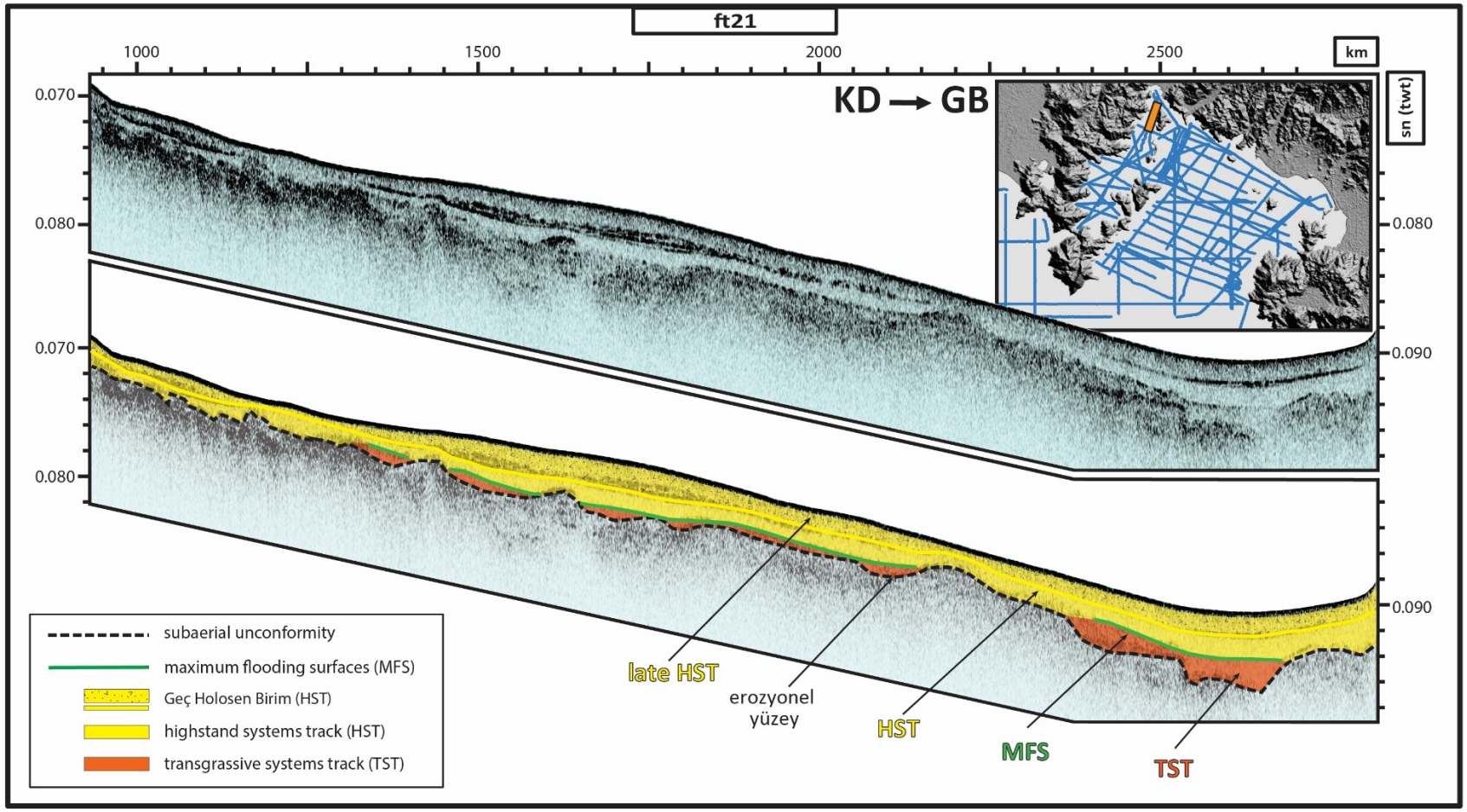
Şekil 4.6 Sismik hat yorumu: h10-64 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



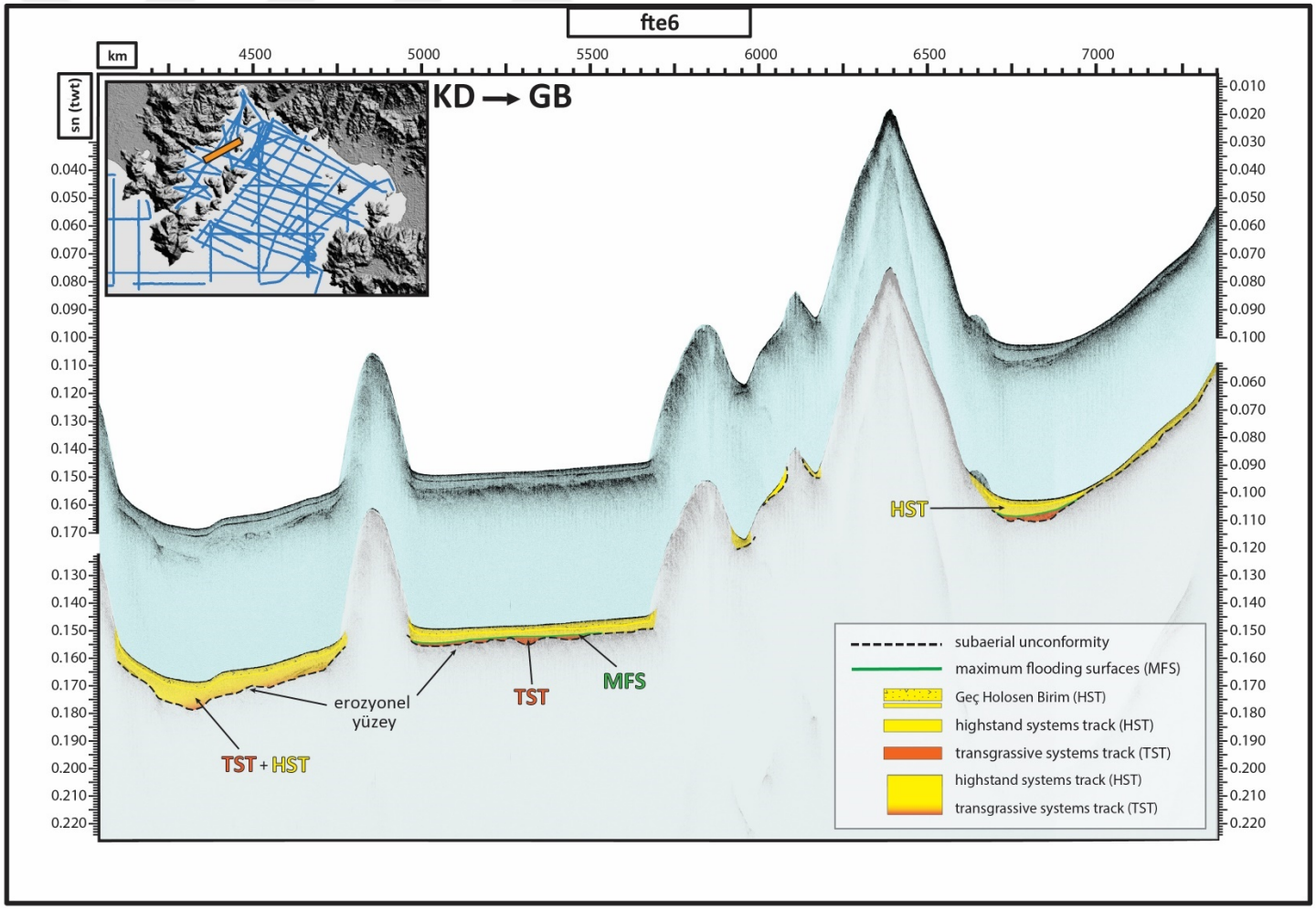
Şekil 4.7 Sismik hat yorumu: ft21, fte2, fte13 nolu hatlar. Harita üzerindeki turuncu çizgiler hatların konumlarını göstermektedir



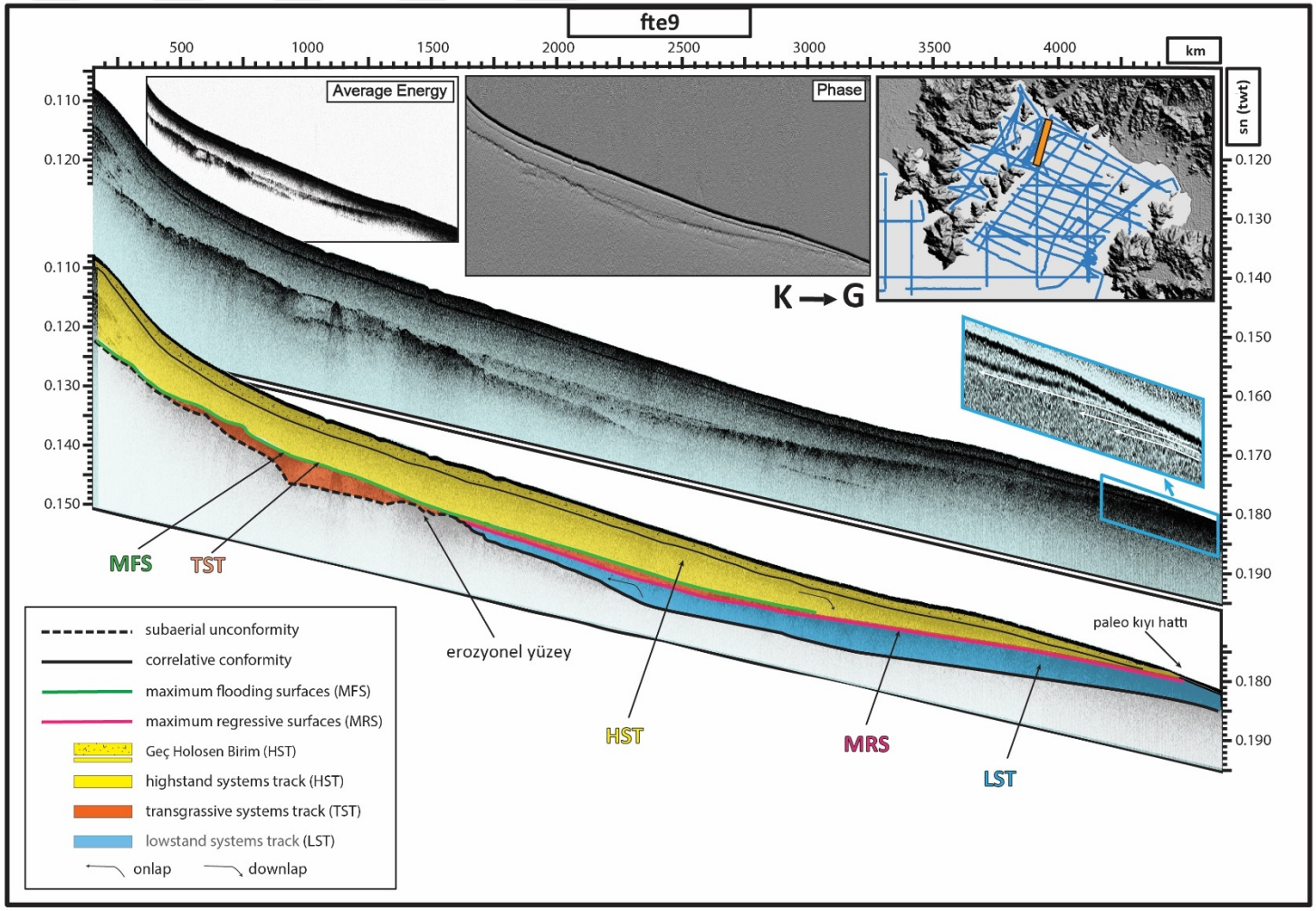
Şekil 4.8 Sismik hat yorumu: fte3, fte2, fte1 nolu hatlar. Harita üzerindeki turuncu çizgiler hatların konumlarını göstermektedir



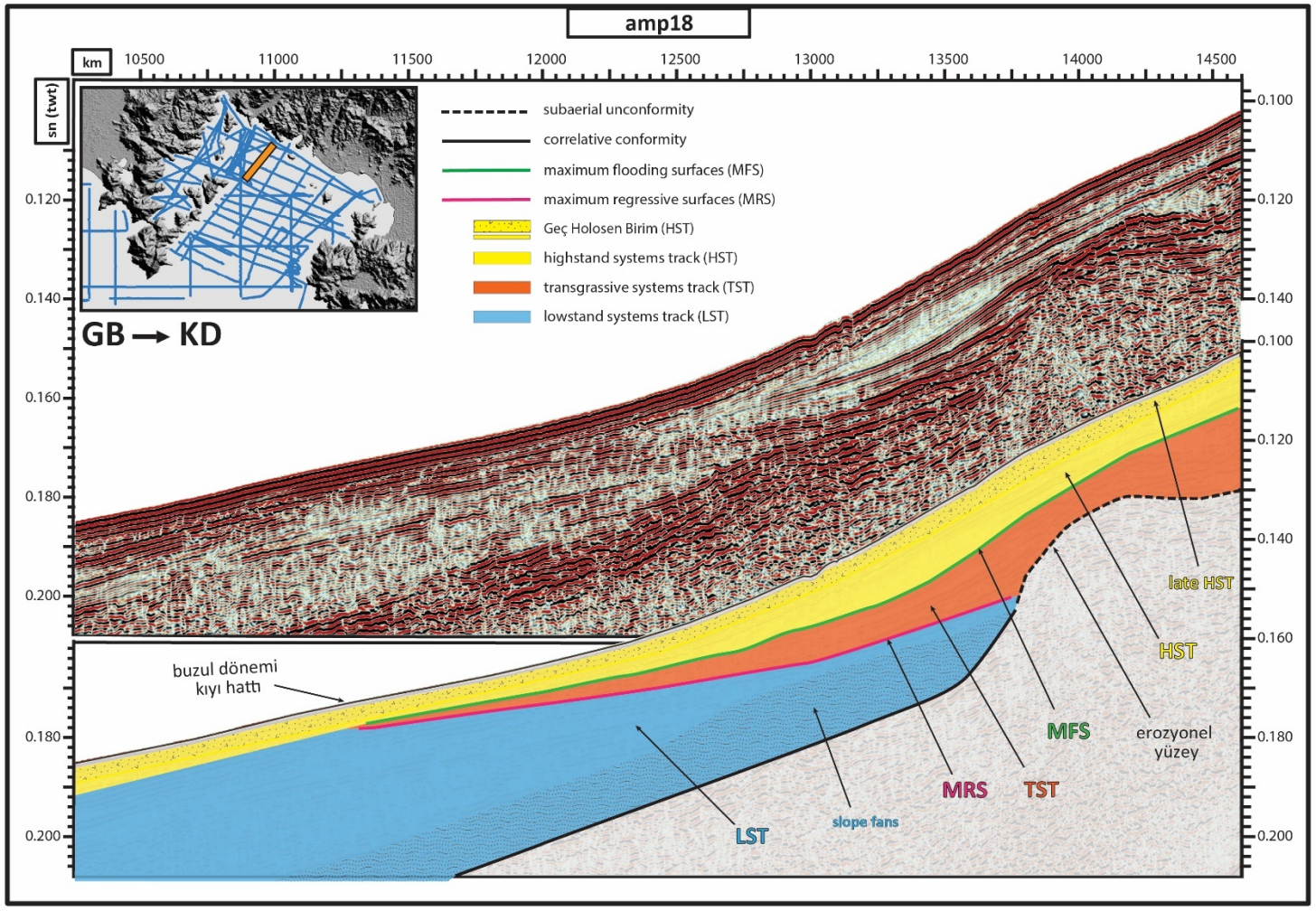
Şekil 4.9 Sismik hat yorumu: ft21 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



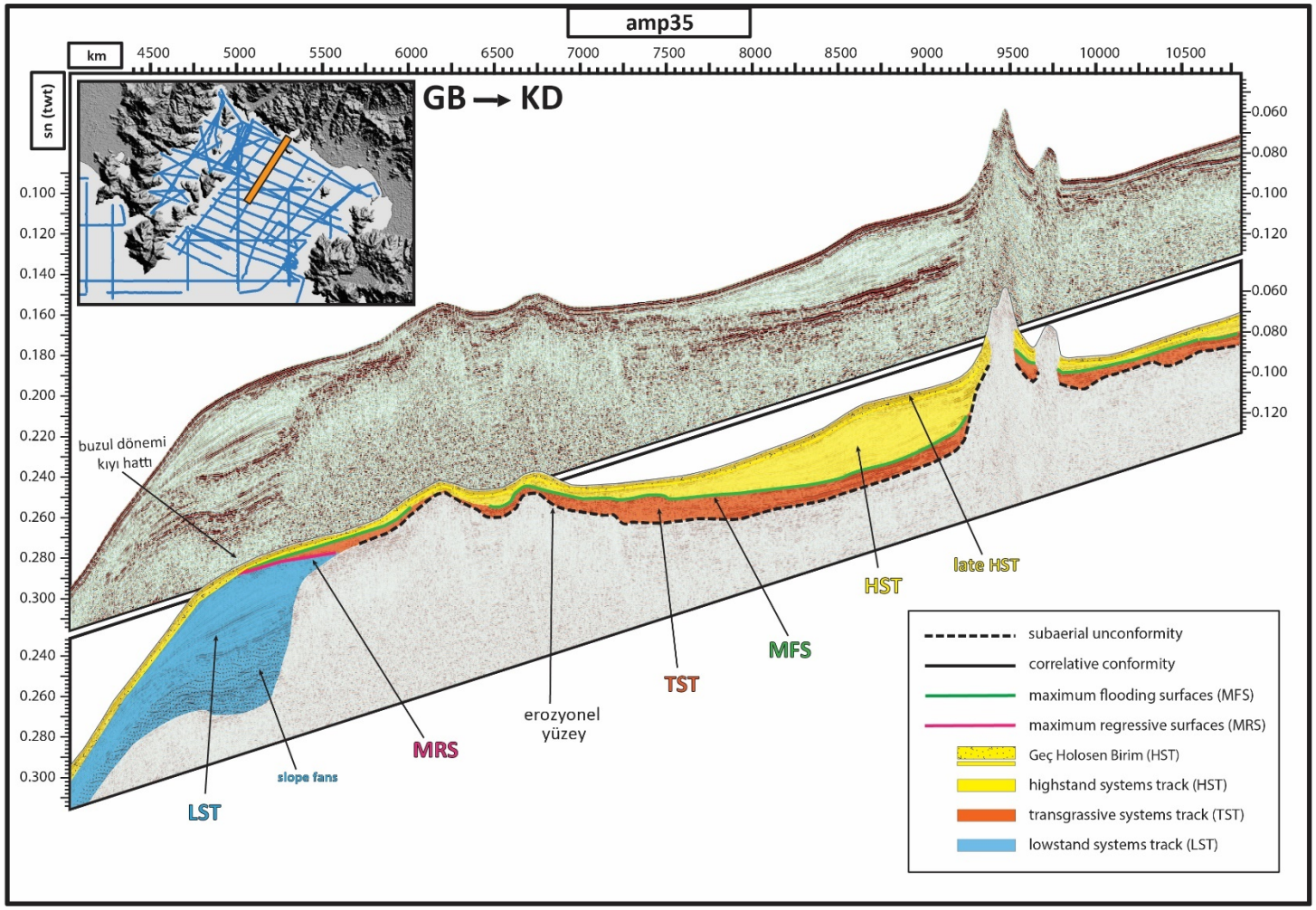
Şekil 4.10 Sismik hat yorumu: ft6 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



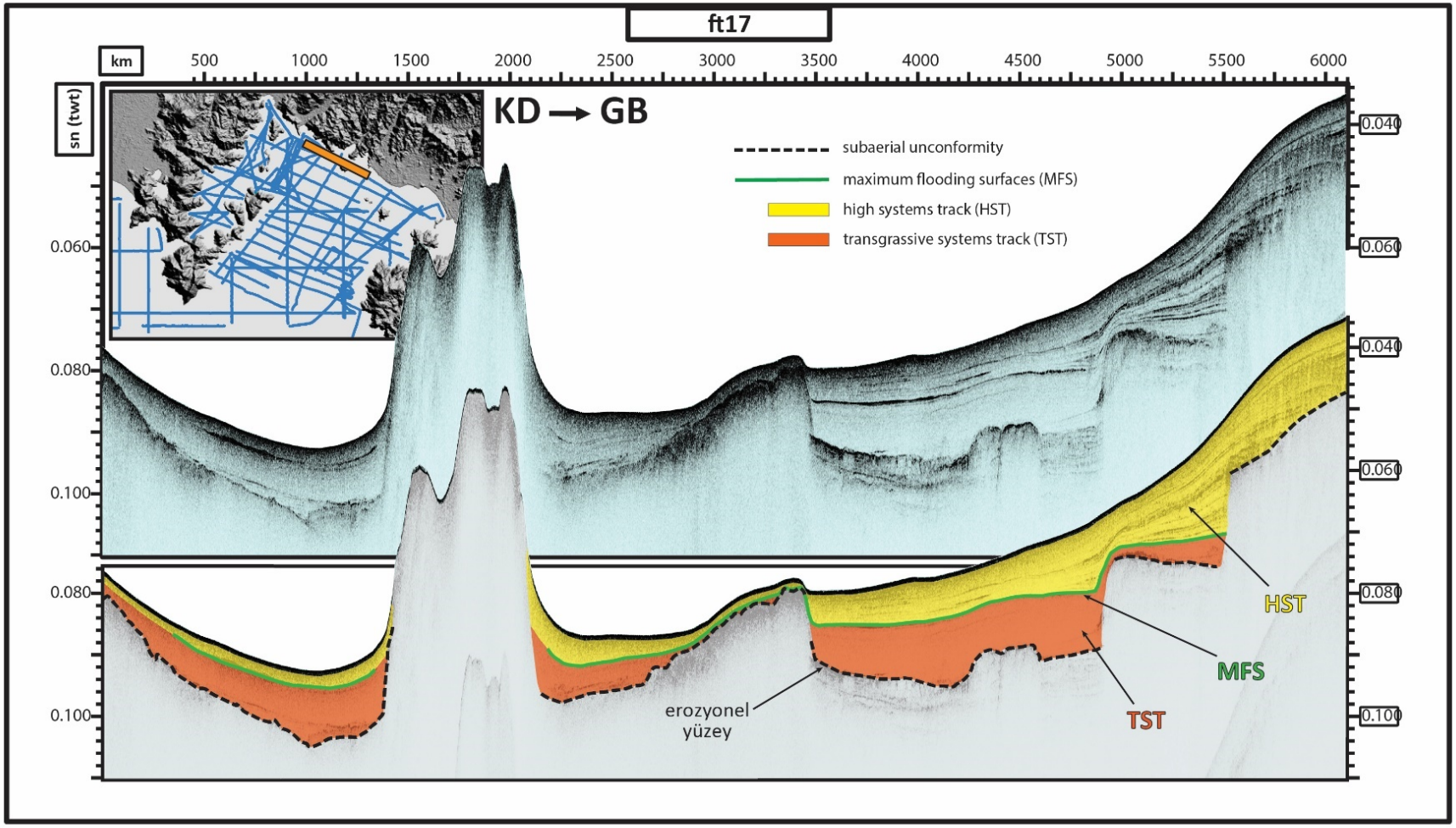
Şekil 4.11 Sismik hat yorumu: ft9 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



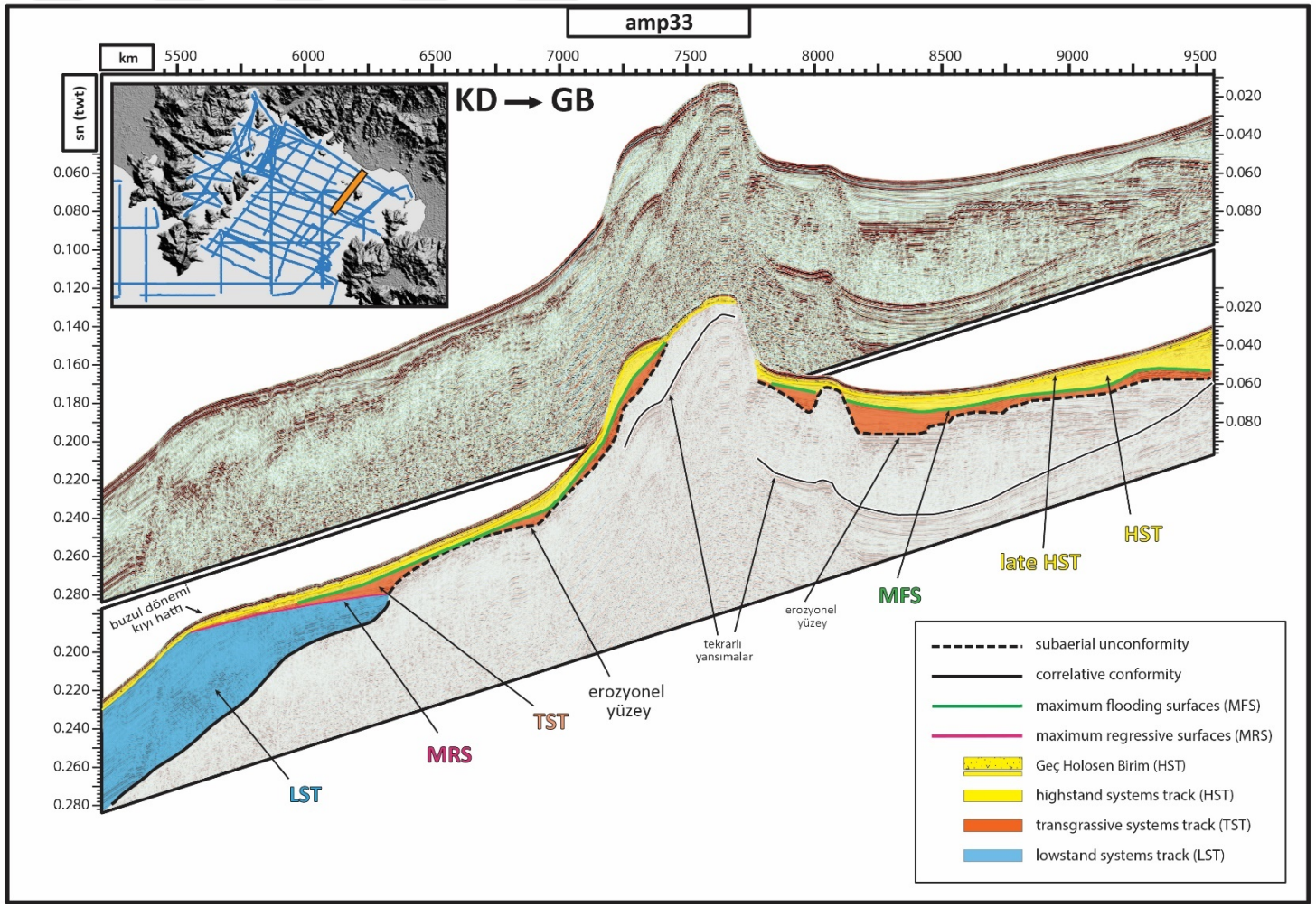
Şekil 4.12 Sismik hat yorumu: amp18 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



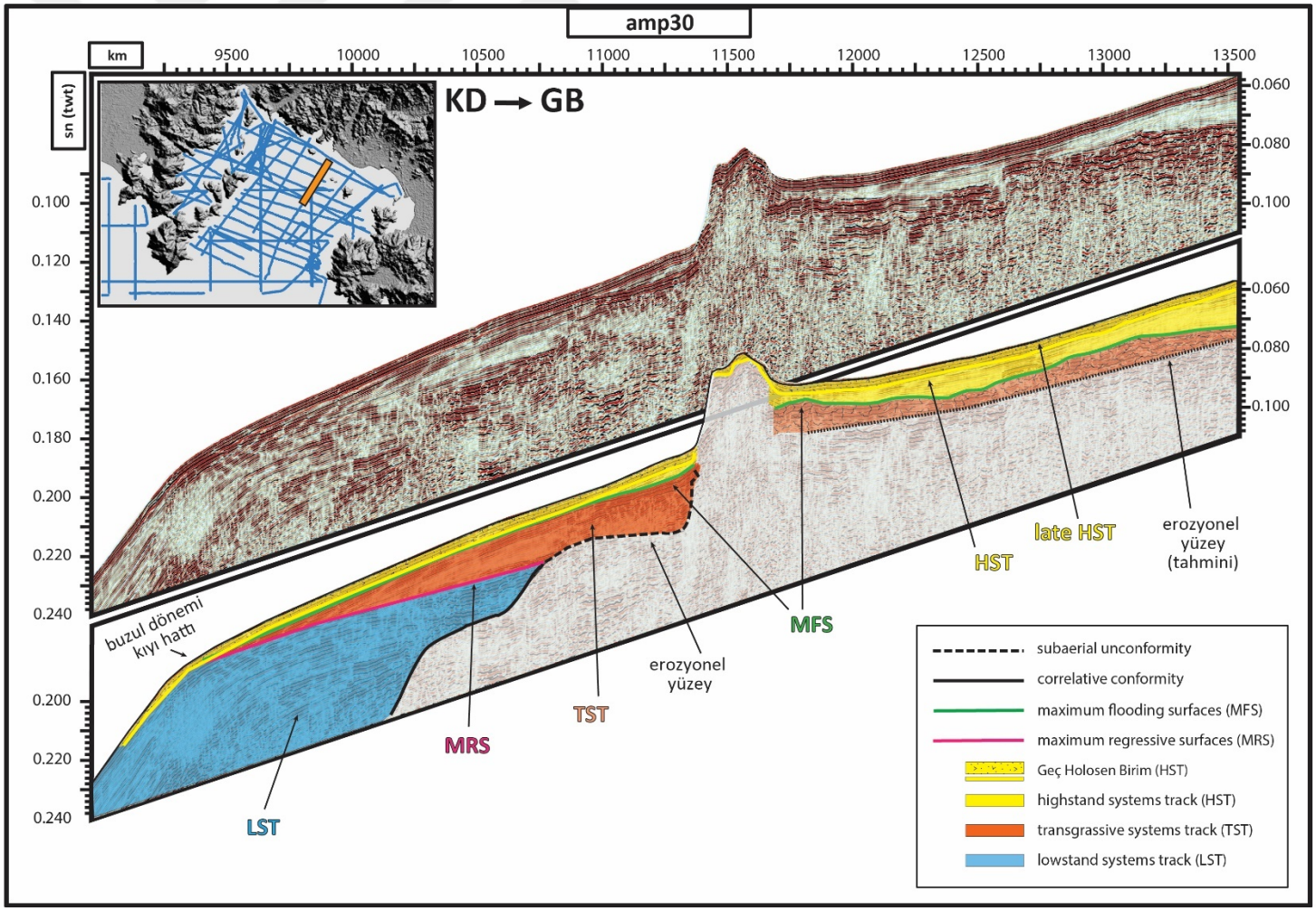
Şekil 4.13 Sismik hat yorumu: amp35 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



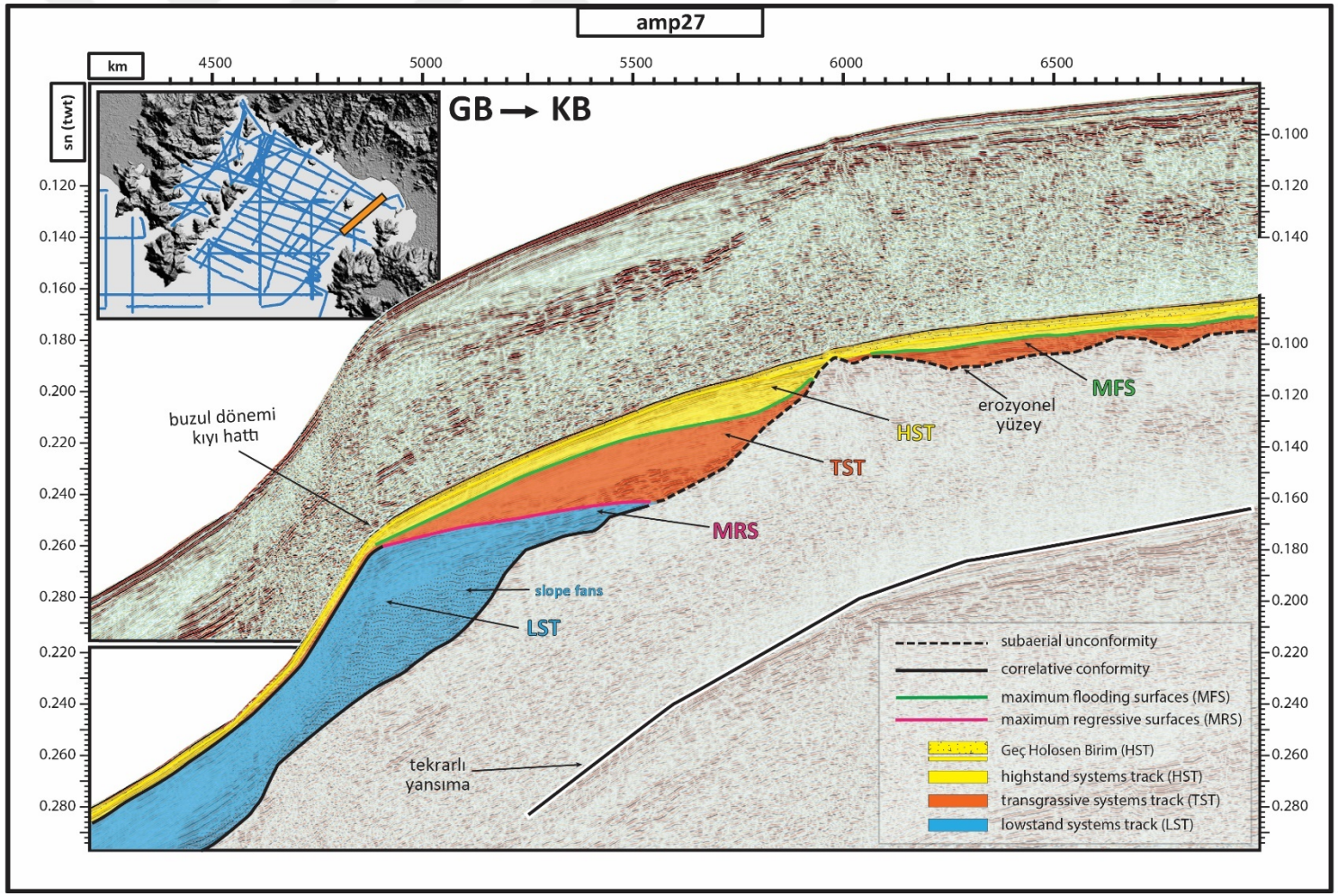
Şekil 4.14 Sismik hat yorumu: ft17 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



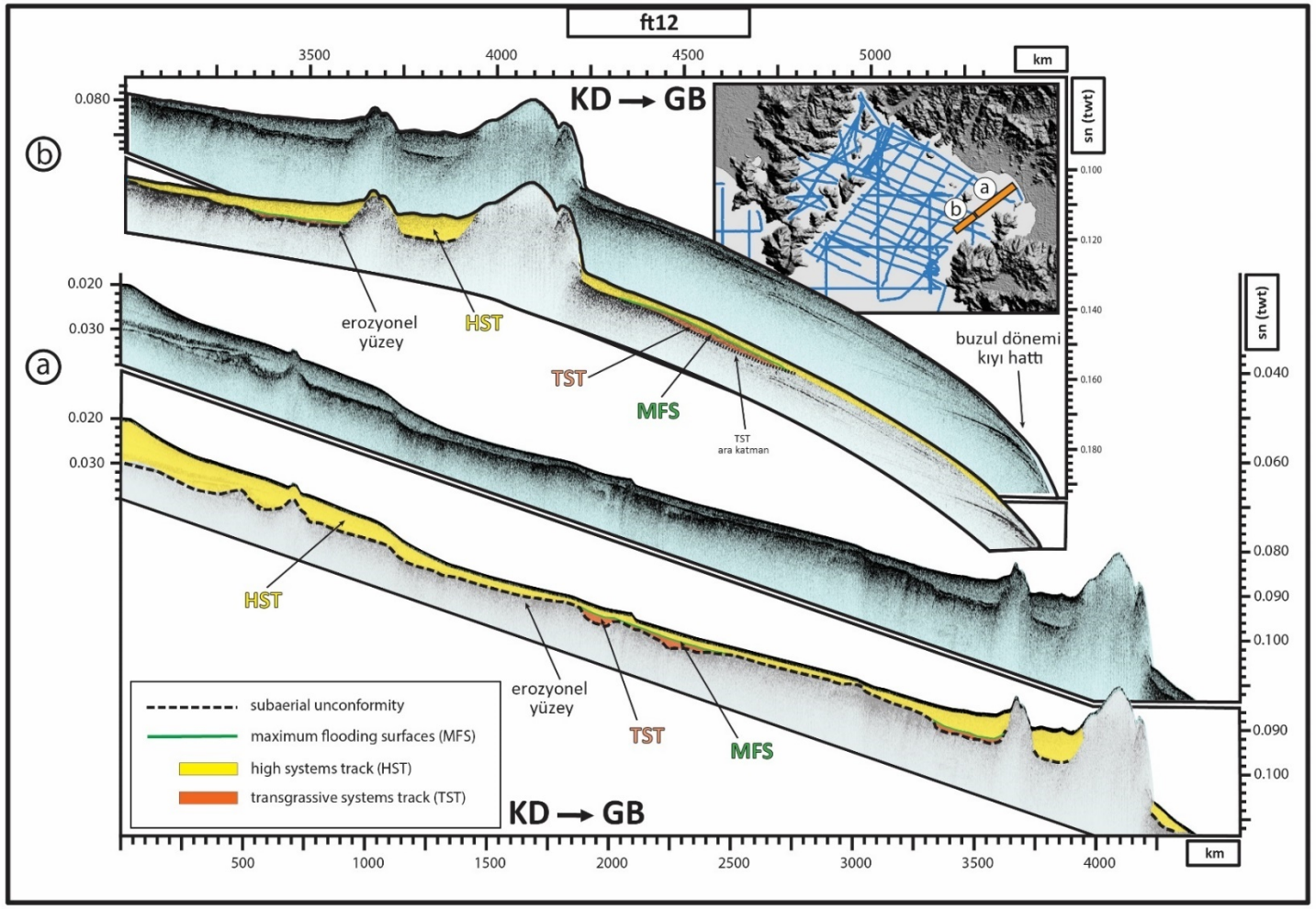
Şekil 4.15 Sismik hat yorumu: amp33 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



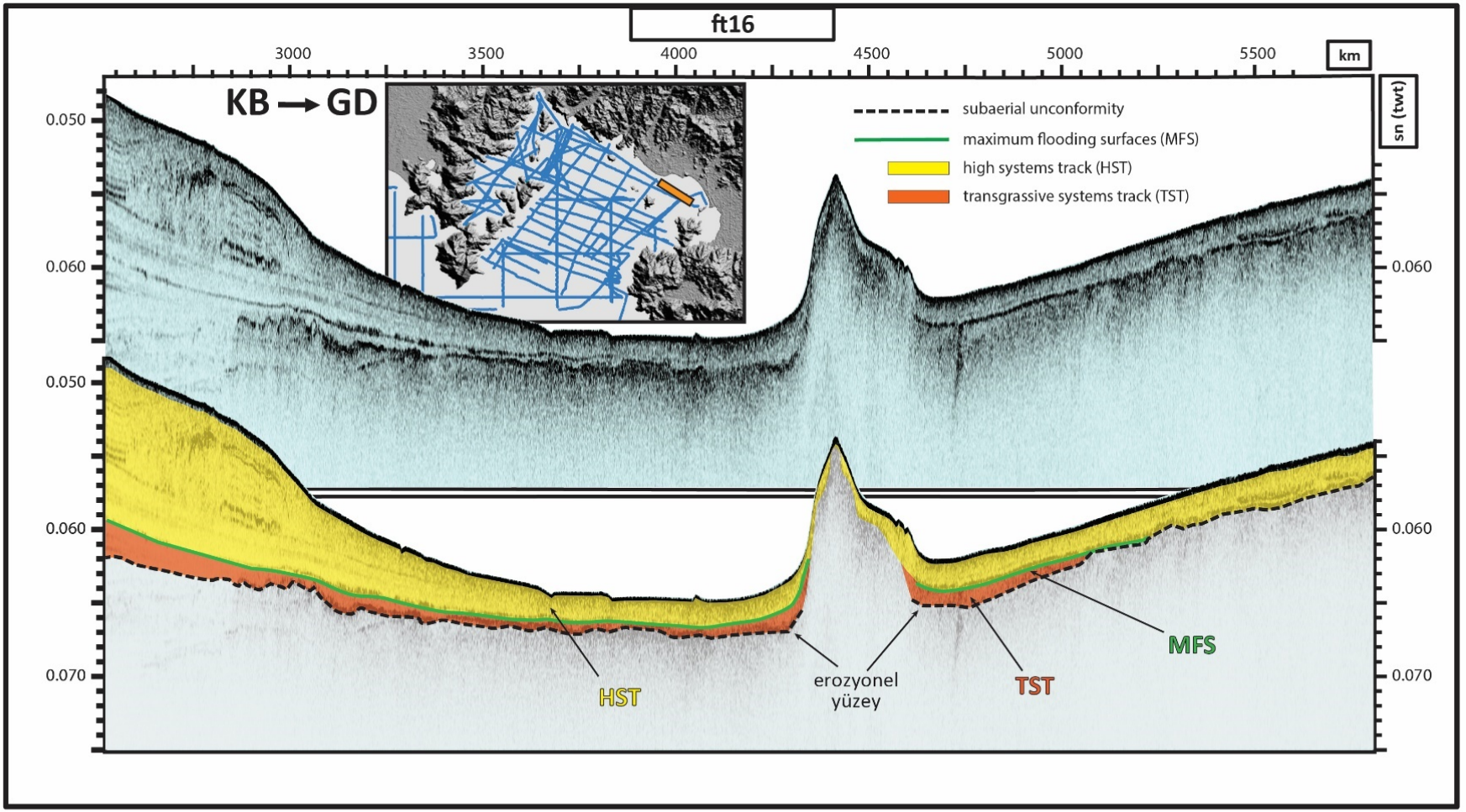
Şekil 4.16 Sismik hat yorumu: amp30 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



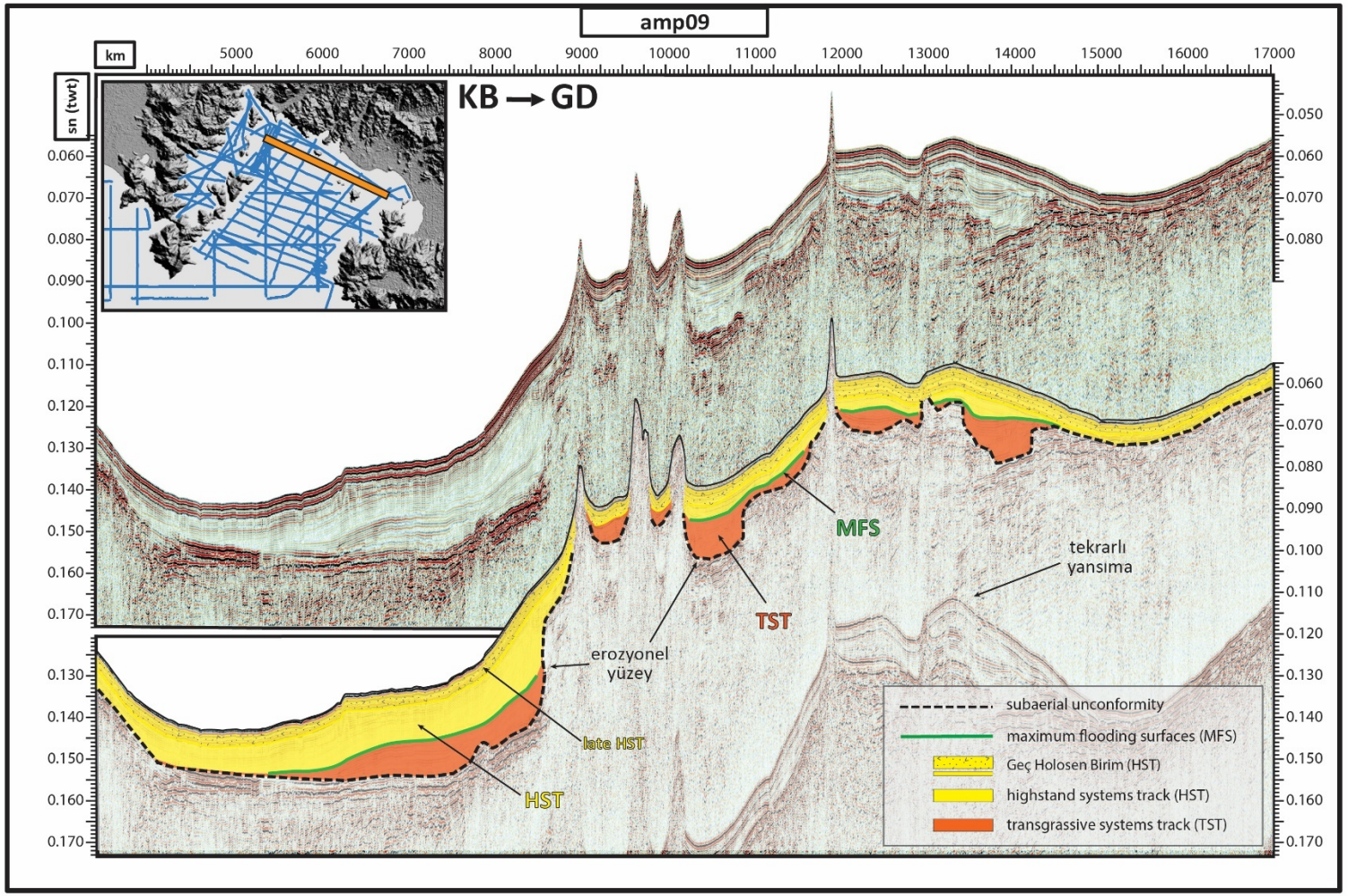
Şekil 4.17 Sismik hat yorumu: amp27 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



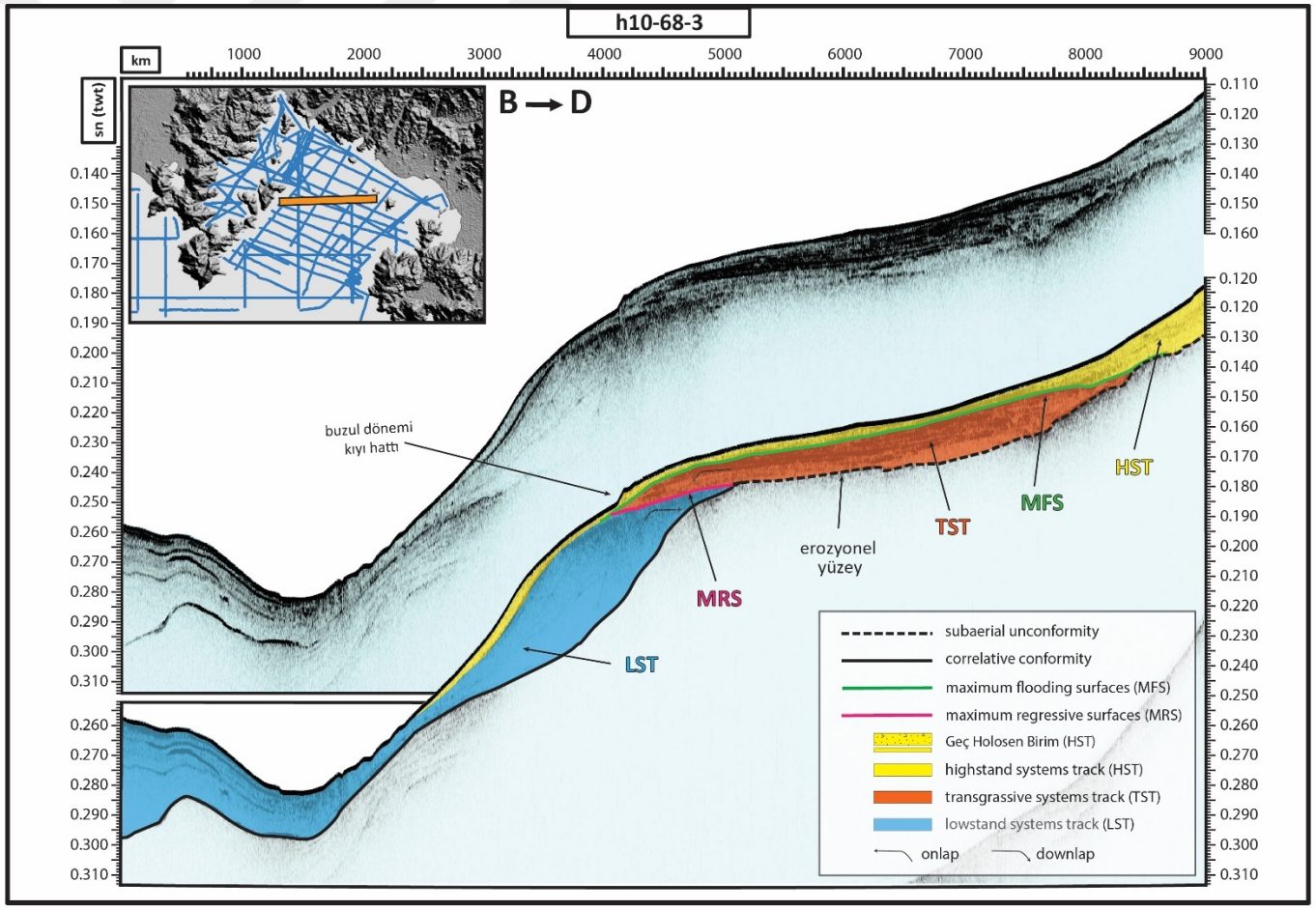
Şekil 4.18 Sismik hat yorumu: ft12 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



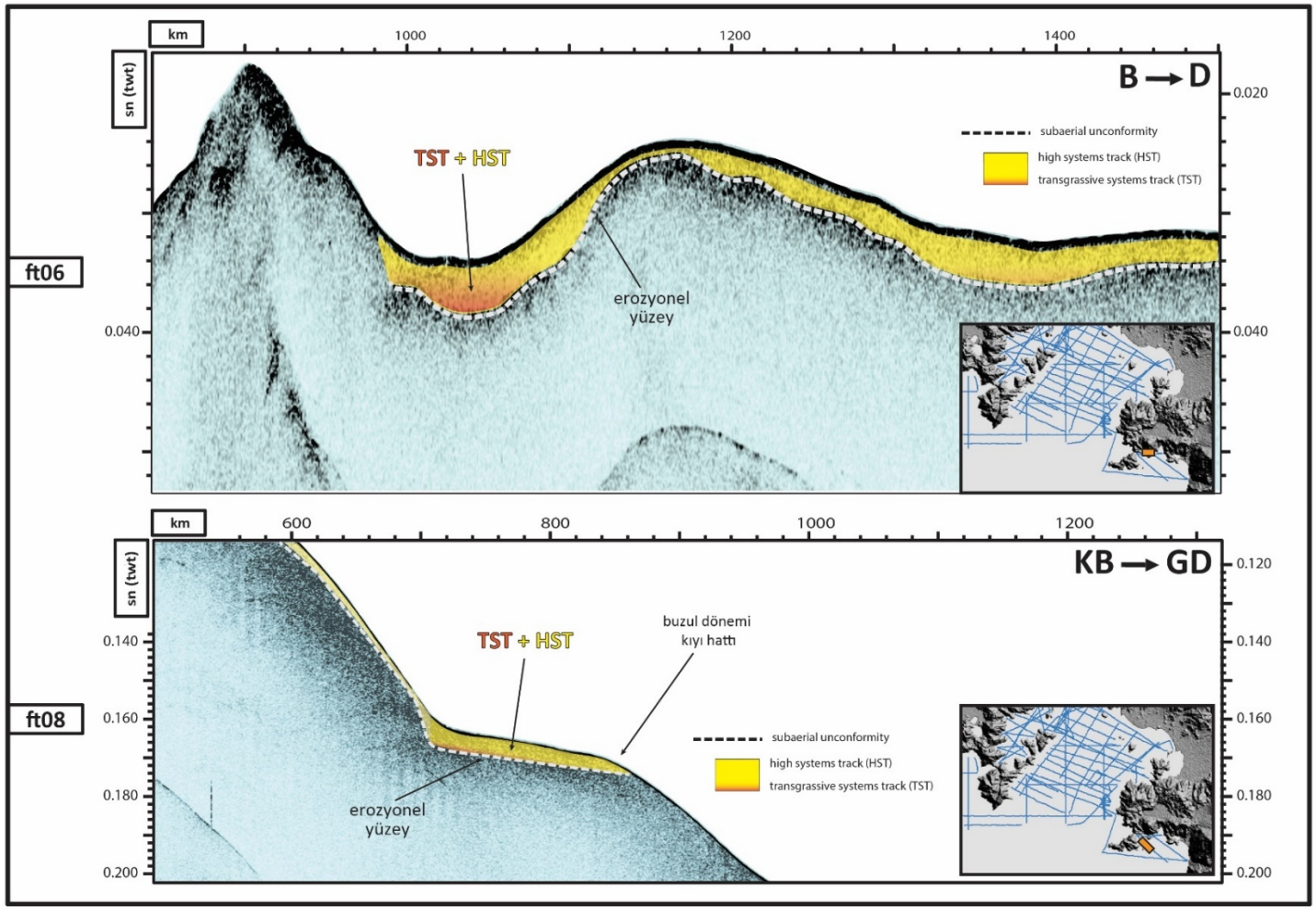
Şekil 4.19 Sismik hat yorumu: ft16 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



Şekil 4.20 Sismik hat yorumu: amp09 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



Şekil 4.21 Sismik hat yorumu: h10-68-3 nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir



Şekil 4.22 Sismik hat yorumu: ft06 (üst) ve ft08 (alt) nolu hat. Harita üzerindeki turuncu çizgi hattın konumunu göstermektedir

4.2 Sediman Birikim Oranı

Çalışma alanına ait yüksek çözünürlüklü sismik kesitler yorumlarak LGM'de kara yüzeyini oluşturan erozyonel yüzey tespit edilmiştir (Şekil 4.1-22). Sistem izleri yardımıyla LGM tabanı ve sınırları belirlenmiştir. Şekil 4.23'te sismik kesitlerden elde edilen derinlik haritası, aynı derinlik haritasının son buzul dönemi kıyı hattı ile sınırlanmış hali ve LGM'de kara olan transgresyon yüzeyinin derinlik haritası verilmiştir. Şekil 4.24'te güncel deniz tabanı ve transgresyon yüzeyi arasında biriken sediman kalınlığı haritalanmıştır. Sediman kalınlık haritası çalışmanın odaklandığı LGM sınırları ile kısıtlanmış bölgede yorumlanmıştır.

Çalışma alanına komşu, batıda yer alan Marmaris açıklarında sediman kaynakları LGM sınırından çok uzak ve boyutları küçüktür. LGM'den bugüne ortalama 5 ms kalınlığında sediman birikimi vardır. Dalyan açıklarına doğru ilerledikçe Dalyan Boğazı'nın sediman arzının beslediği alan tespit edilen en yoğun sediman birikiminin olduğu yerdir (sismik kesitlere yansımadığından Dalaman Çayı'nın denize ulaştığı A1 alanı bu yorum dışındadır). Yer yer 40 ms kalınlıkları aşan sediman kalınlıkları mevcuttur.

A1 alanı çalışma alanı içerisindeki en büyük nehir havzasını barındırmasına karşın sismik kesitlerde sedimantasyon oranı tespit etmek mümkün olmamıştır. Alanın şelf kısımları eğim atımlı faylanmalar ve yamaç kaymaları ile karakterizedir. Bu alan haritalarda enterpole edilmiş olarak verilmiştir.

A2 ve A3 alanında kıyılar aşırı eğimlidir ve sediman birikimi pek mümkün olmamıştır. 4 bölgede 500 metrelik mesafede derinlikler 200 metreyi bulmaktadır. A3 alanı sediman birikimi açısından bir miktar daha iyi durumda olsa da veri penetrasyonu nedeniyle farklı bir sonuç elde edilememiştir.

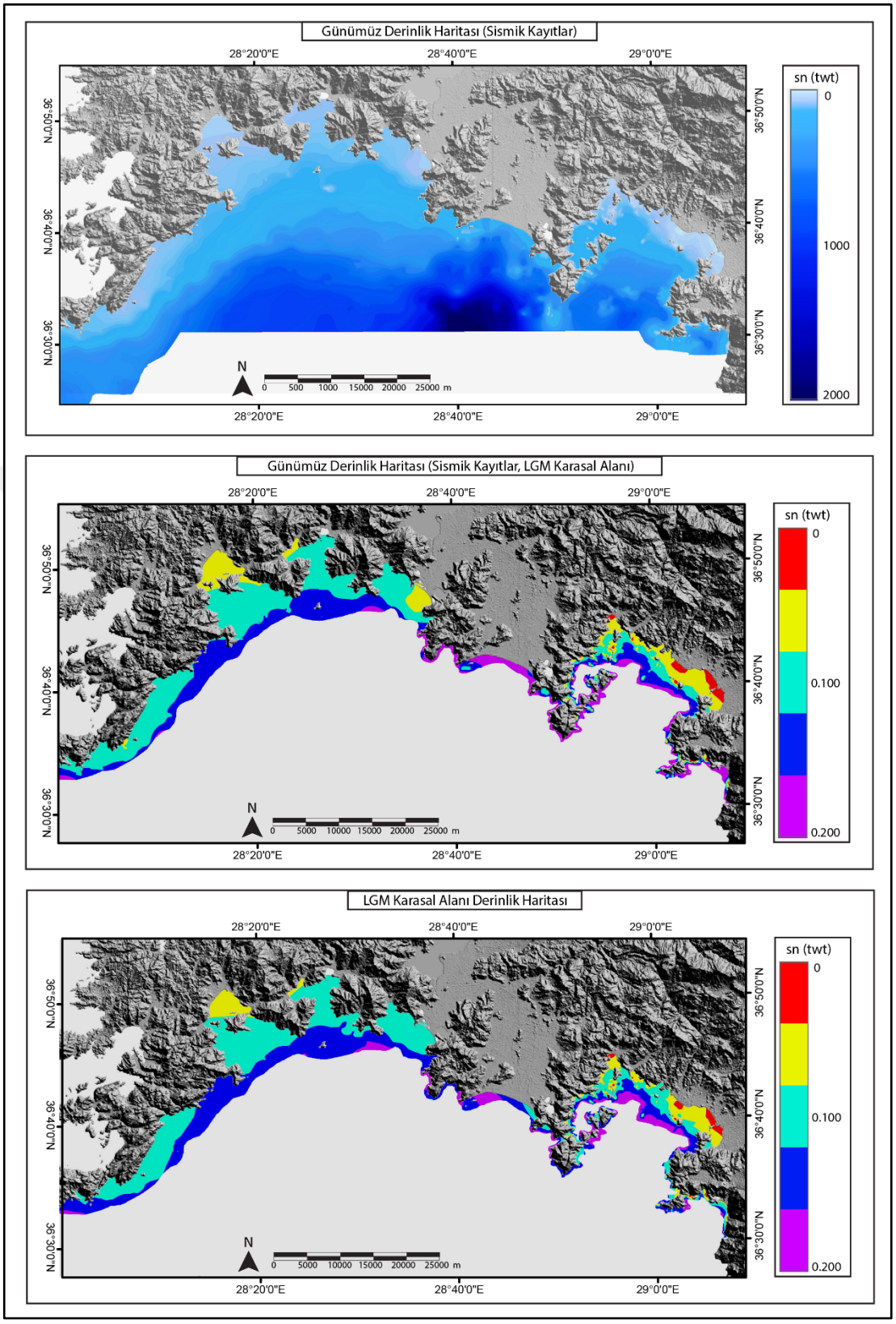
A4 alanında taşkın suları dışında karadan malzeme taşınma olanağı bulunmamaktadır. Alanın kıyılarında sedimantasyon miktarı belirlenemeyecek kadar azdır. Alanın orta derin kısımları LGM'de de denizel özelliğini koruduğundan ciddi bir sediman birikimi mevcuttur. Ancak bu birimler Pleyistosen dönemi de dahil çok daha uzun bir zaman aralığının ürünüdür.

A5 alanında Göcek Adası batısında sediman birikimi görece azdır. Adanın doğusunda12-15 ms'ye varan sediman kalınlıkları mevcuttur.

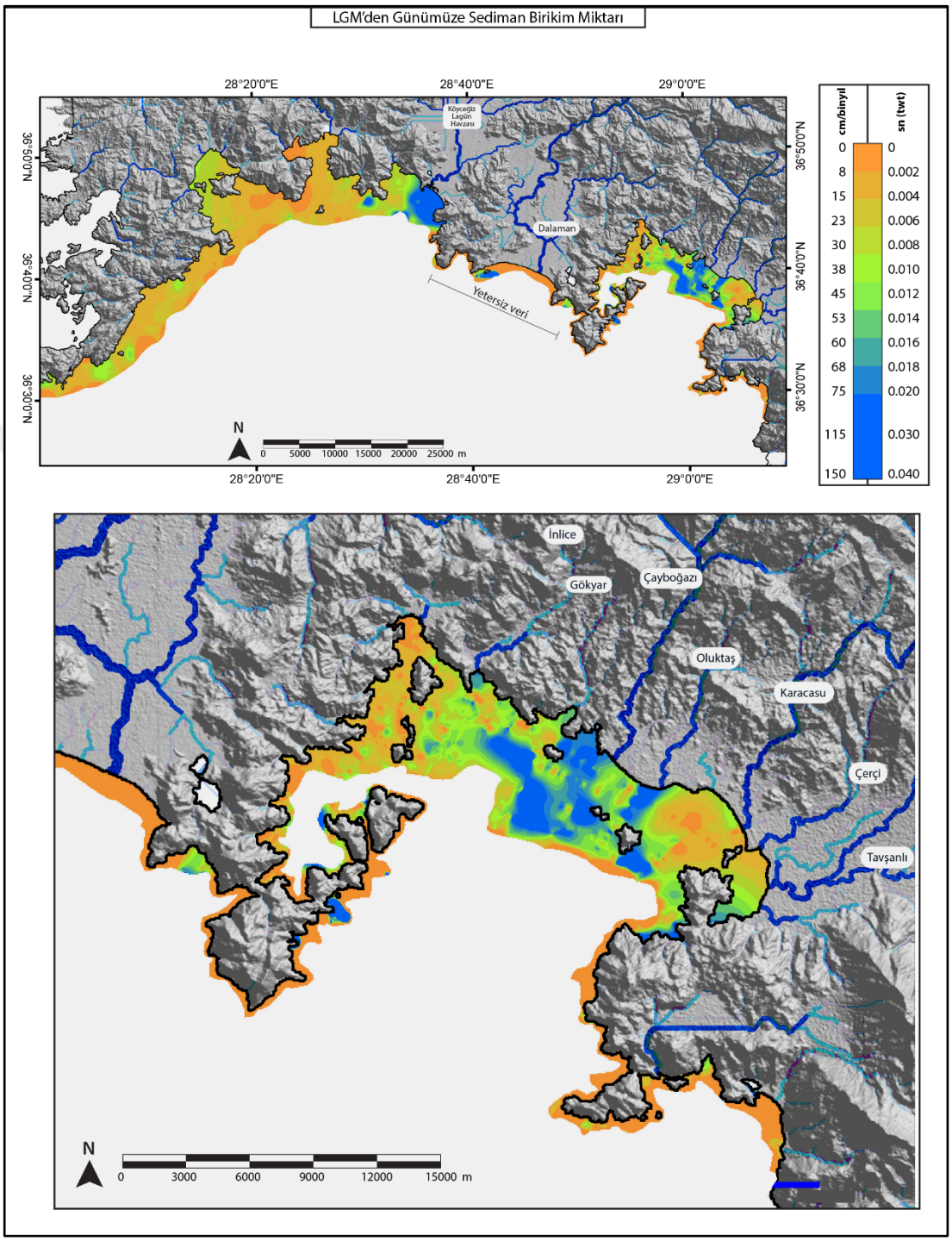
A6 alanı Fethiye Körfezi içerisinde sedimantasyonun en yoğun olduğu bölgedir. İnlice, Gökyar, Çayboğazı, Oluktaş, Karacasu derelerinin getirdiği çok yoğun bir sediman arzı vardır. Ortalama 20 ms, çok yoğun alanlarda da 30-35 ms kalınlıklarda sediman birikimi gerçekleşmiştir. Oluktaş, Çayboğazı ve Karacasu dereleri LGM'den itibaren transgresif yüzey üzerinde de nehir yatağı olarak çalışmışlardır. Bu durum sismik kesitlerde LGM tabanının erozyona uğramadığı noktalar olarak kendini göstermektedir. Nehir yataklarının burada zaman içerisinde değişikliler geçirdiği düşünülmektedir. Bu nedenle sediman kalınlıkları alan içerisinde mikro ölçekte kendi arasında değişkenlikler göstermektedir.

A7 alanı batısında Karacasu Deresi'nin getirdiği sedimanların oluşturduğu kalın sediman tabakaları mevcuttur. Ancak Fethiye yerleşkesine doğru gidildikçe sediman kalınlıkları oldukça azalmaktadır. Fethiye açıklarında bulunan yarımadanın de bir engel oluşturduğu görülmektedir. Yine de alüvyonel dolgu alanına doğru sediman tabakalarının daha kalın olması gerektiği düşünülse de iç kısımlarda sismik hatların olmayışı bu durumu tam olarak aydınlatma şansını ortadan kaldırmaktadır.

Sediman kalınlık haritasının yanısıra yıllık sediman birikme oranı da kıyı çizgisinin değişimine ilişkin bilgi sağlar. Sismik kesitleri gerçek tabaka hızlarına bağlamak için alanda kuyu logu yokluğu ve bu nedenle tabaka gerçek hızlarının ve yaşlarının kesin olarak bilinemeyişi nedeni ile doğrudan derinlik kestileri oluşturmak olanaklı olmamıştır. Yine de hata payı göz önünde bulundurularak tabakaların hızları 1500 m/sn kabul edilerek yıllık sediman birikim oranı hesaplanmıştır (Şekil 4.24 için aynı renk paleti ile ikincil bir ölçek olarak sunulmuştur.)



Şekil 4.23 Sismik kayıtlardan elde edilen güncel derinlik haritası (üst), aynı derinlik bilgisinin son buzul dönemi kıyı hattı ile sınırlanmış hali (orta) ve son buzul dönemi kıyı hattının bugün bulunduğu derinlikleri gösteren harita (alt).



Şekil 4.24 Çalışma alanında son buzul dönemi kara yüzeyi üzerinde biriken sediman miktarı (üst), aynı haritanın Fethiye Körfezi odağında yakınlaştırılmış hali (alt). Sediman kalınlıklarını gösteren ölçekte 0.020-0.040 s aralığı haritanın okunabilirliğini arttırmak amacı ile aynı renk tercih edilmiştir. Ölçeğin diğer yönü tabaka hızları 1500 m/sn kabul edildiğinde oluşan cm/binyıl sediman miktarını göstermektedir.

4.3 Jeoarkeolojik Verilerden Elde Edilen Bulgular

Deniz seviyesi değişimleri kıyı alanlarını ve doğal olarak antik dönemdeki kıyı yerleşimlerini de etkiler ve günümüzde sular altında kalan bu yerleşimlere ait yapılar değişimin izlerini taşırlar. Kıyısal arkeolojik yapılar deniz seviyesi değişimlerini belirleyebilmek için son derece güvenilir indikatörler olarak kullanılabilirler. Geçmişteki deniz seviyelerinin su altında kalmış arkeolojik yapılar kullanılarak doğru bir şekilde belirlenmesinde anahtar faktörler şunlardır: (i) mimari yapının yüksekliğinin modern deniz seviyesine göre dikkatli bir şekilde ölçülmesi; (ii) yapının işlevinin tanımlanması (rıhtım, mendirek, mekan, balık çiftliği, vd. kıyı ve deniz yapıları) ve (iii) geçmişteki deniz seviyesi ile ilişkisinin belirlenmesi (yapının inşa edildiği dönemde deniz seviyesinden kaç metre yukarıda olmalıydı) (Benjamin vd., 2017). Dünya'da farklı bölgeler için bu perspektiften yaralanarak önemli sonuçlar ortaya koyan birçok çalışma mevcuttur.

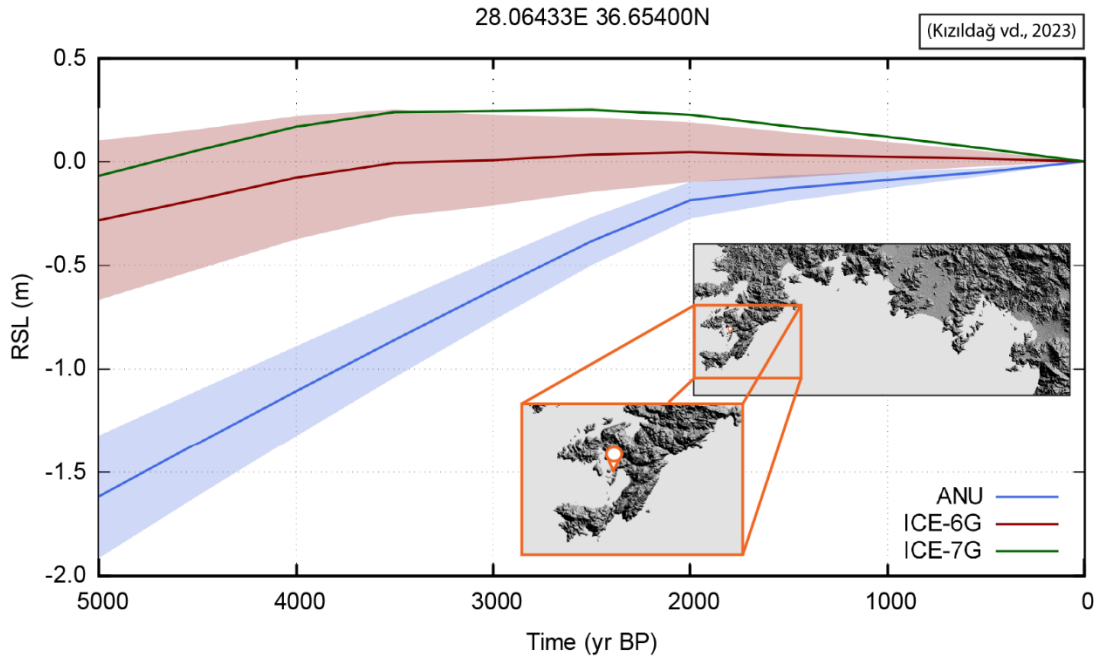
Bulguları açısından çarpıcı olan bir örnek Mourtzas vd. (2016) yaptığı çalışmadır. Girit Adası'nda bulunan yaklaşık 1600 yıl öncesine ait arkeolojik yapıların sağladığı bilgilere dayanarak yapılan çalışmada; 1600 yıl öncesinden günümüze tektonik hareketin neden olduğu toplam 9,15 ± 0,20 m yükselmenin olduğunu göstermişlerdir. Bu örnek çalışmada olduğu gibi arkeolojik yapılar bölgedeki tektonik hareketin miktarını ortaya çıkarılmasında kullanılabilmektedir.

Fethiye Körfezi için bu durumu İsrail kıyıları ile karşılaştırmalı olarak ortaya koyan Anzidei vd. (2011) Fethiye bölgesi için 2,41 ila 4,50 metrelere varan (2300 ve 1600 yıl öncesinden günümüze) deniz seviyesi yükselimlerini yani ilgili arkeolojik unsurların bu miktarlarda su altında kaldıklarını ortaya koymuşlardır. Bu bulguları tektonik etkilere daha az maruz kaldığını kabul ettikleri İsrail kıyıları ile karşılaştırdıklarında ise 2000 yıl içinde 0 ila 0,18 metre kadar bir deniz seviyesi yükselimi elde etmişlerdir. Fethiye bölgesinde deniz seviyesi değişimlerinin tektonik hareketten ciddi anlamda etkilendiği görülmektedir.

Fleming vd. (1998) küresel ortalama deniz seviyesinin 5500-6000 yıl önceye kadar bugünkü deniz seviyesinin +2-3 m üzerine kadar yükselmiş ve 3000 yıl önceye kadar düşerek bügün bulunduğu seviyeye geldiğini söylemektedirler. Gregory & Church

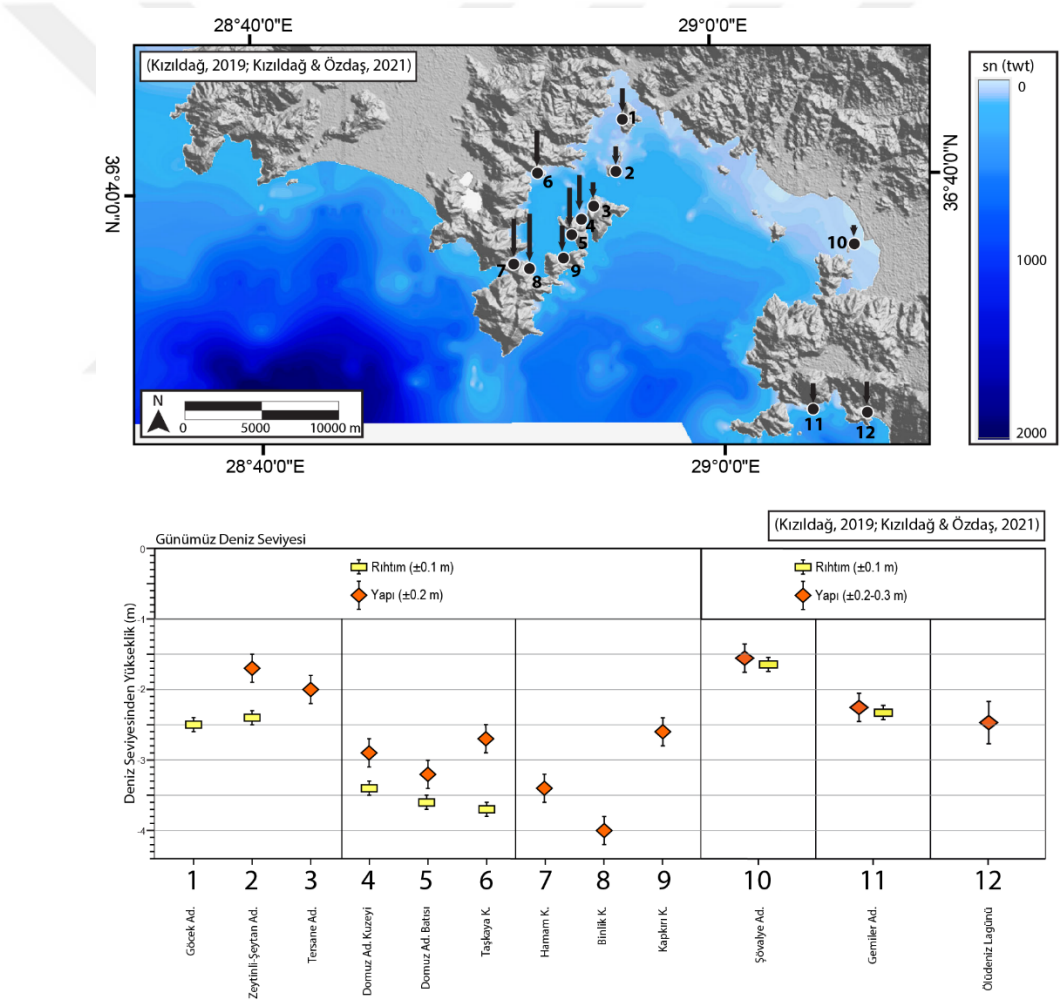
(2002) bunun küresel değil yerel bir etki olarak değerlendirmişlerdir. Pirazzoli (1998) de bu yükselimin İran bölgesinde tektonik sıkışma kaynaklı olarak var olduğunu ancak Ege kıyıları için böyle bir yükselme olmadığını savunmaktadır. Çalışma alanında da Geç Holosen'de bu miktarlarda bir yükselim ve sonrasında tekrar düşme şeklinde bir trend olası görünmemektedir.

Son 4000 yıldır okyanuslara katılan eriyik su girdisi oldukça düşüktür. Bu nedenle göreli deniz seviyesindeki değişiklikler östasi kökenli olmaktan ziyade buzul izostatik denge ve tektonik hareketlerin toplamından kaynaklanmış olmalıdır (Kızıldağ vd., 2023). Kızıldağ vd. (2023) tarafından çalışma alanına çok yakın bir konum için hesaplanan buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) eğrisi Şekil 4.25'te yer almaktadır. Günümüzde su altında kalmış olan arkeolojik kalıntıların östasi nedenli değil buzul izostatik değişimler ve tektonik düşey hareket nedeni ile sular altında kalmış olması gerekmektedir. Böylece göreli deniz seviyesini gösteren bu ölçümler ile GIA eğrisi arasındaki fark tektonik çökme miktarını ifade etmektedir.



Şekil 4.25 Çalışma alanının doğusunda Bozburun Yarımadası için hesaplanmış GIA eğrisi (Buzul İzostatik Denge-Glacio Isostatic Adjustment). (Kızıldağ vd., (2023)'den alınmıştır.)

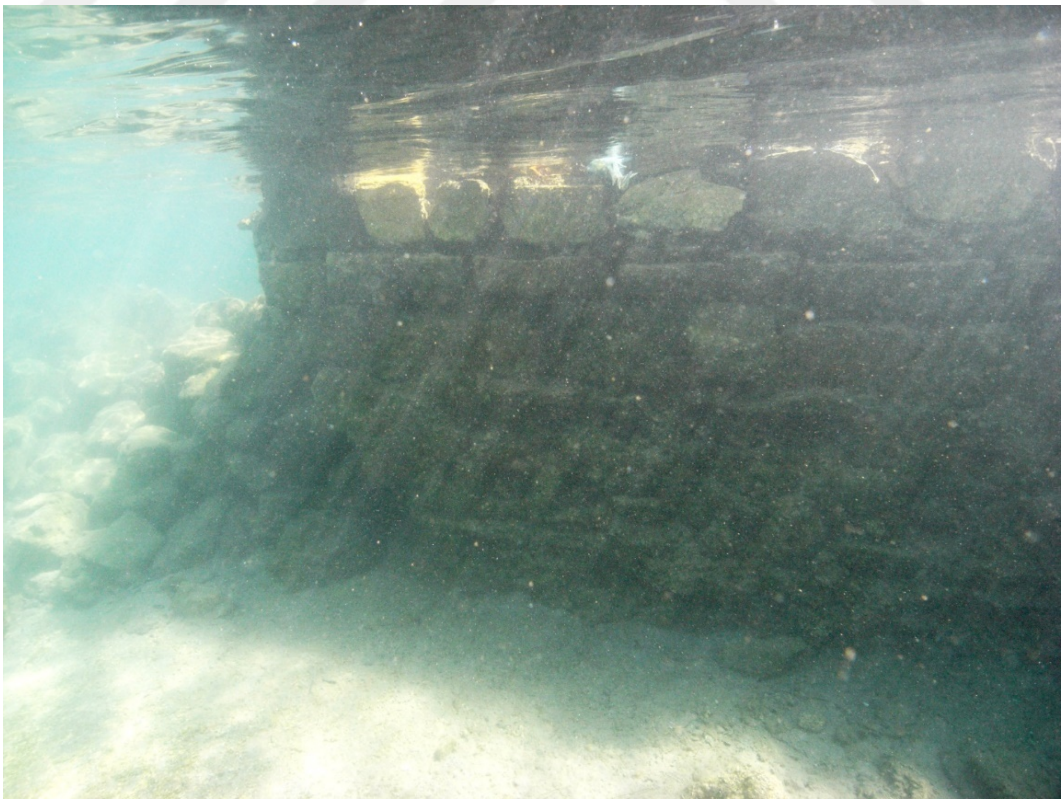
Fethiye bölgesi detaylı ölçümler ve bir dizi araştırma Kızıldağ (2019) ve Kızıldağ & Özdaş (2021) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bölgedeki arkeolojik yapılar ve mimari kalıntılar titizlikle araştırılmış, son kullanım zamanları dikkate alınarak ne kadar su altında kaldıkları ölçülmüştür (Şekil 4.26). Alanlar bu açıdan ortalama günümüzden 1400 yıl önceye tarihlenmiştir. Şekil 4.26'de konumları görünen alanlar bu tarih aralığında; 1-3 nolu alanlar 2,18 ± 0,3 mm/yıl, 4-6 nolu alanlar 2,96 ± 0,3 mm/yıl, 3,29 ± 0,5 mm/yıl,10 nolu alan 1,6 ± 0,3 mm/yıl, 11 nolu alan 2,1 ± 0,3 mm/yıl ve 12 nolu alan da 2,2 ± 0,6 mm/yıl deniz seviyesi yükselimine maruz kalmıştır. Araştırmacılar Fethiye Körfezi ve Ölüdeniz bölgesinde düşey tektonik hareketin deniz seviyesine çarpıcı bir etkisi olduğunu açıkça ortaya koymuşlardır.



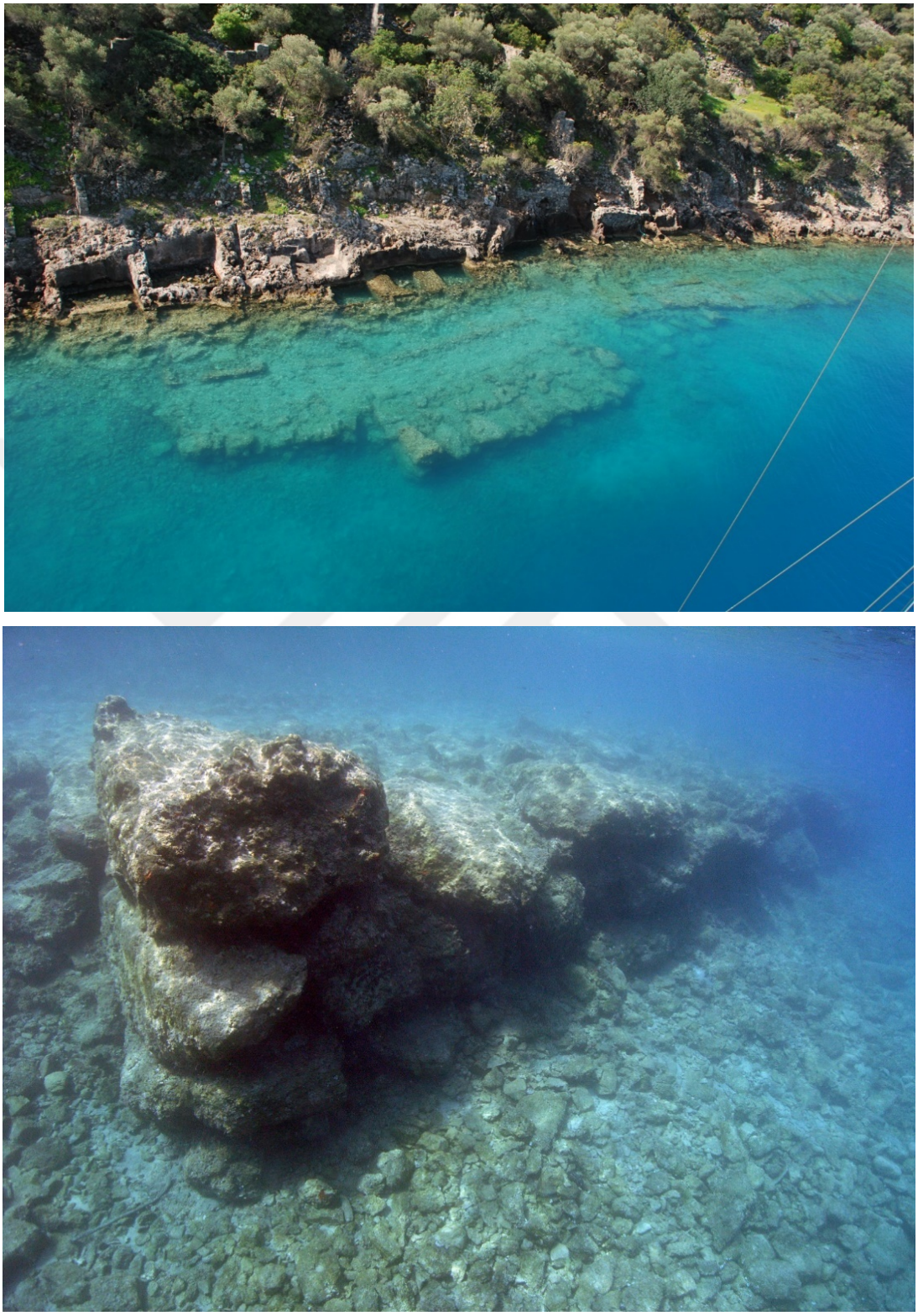
Şekil 4.26 Fethiye Körfezi ve Ölüdeniz'de bulunan su altında kalmış arkeolojik unsurların konumu (üst) ve su altında kalma miktarları (alt). Harita üzerinde bulunan siyah düşey oklar 12 adet alanın kendi aralarında göreceli su altında kalma oranlarını göstermektedir. (Kızıldağ (2019) ve Kızıldağ & Özdaş (2021)'den derlenmiştir.)

Şekil 4.26'da verilen 1-12 nolu alanlar için Şekil 4.25'te verilen GIA eğrisine dayanarak göreli deniz seviyesi değişiminin GIA kaynaklı etkisi ortalama 20 cm kadardır. Verilen su altında kalma miktarlarının bu etki dışındaki neredeyse tamamına yakın oranı tektonik hareket kaynaklıdır.

Tüm bu bulgular çalışma alanının deniz seviyesi değişimlerinden yoğun bir şekilde etkilendiği, ciddi oranlarda tektonik dikey harekete maruz kaldığı ve paleo kıyı şeridinin küresel genellemelerden ayrıştığı ve yerel olarak kendi içinde değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir. Öztatik etkinin ve deniz seviyesi artışının görece bir dengeye ulaştığı zaman aralığında dahi bu bölgede kıyısal alanda yer alan arkeolojik yapılar ve mimari kalıntılar ciddi oranda sular altında kalmıştır. Şekil 4.26-32 su altında kalmış mimari kalıntılar görünmektedir (Görüntülerin tamamı Dokuz Eylül Üniversitesi Sualtı Kültür Mirası ve Denizcilik Tarihi Uygulama ve Araştırma Merkezi [SUDEMER] arşivindendir). Şekil 4.31-32'te su altında kalan mimari kalıntıların hemen kıyısında güncel yerleşimler görünmektedir. Bölge için deniz seviyesindeki çok küçük değişikliklerin dahi çok ciddi riskler barındırdığı burada açıkça görülmektedir.



Şekil 4.27 Fethiye, Kapıkırı su altında kalmış mimari kalıntı (SUDEMER arşivinden)



Şekil 4.28 Su altında kalmış batık hamam kalıntıları (üstte) ve Gemiler Adası su altında kalmış mimari kalıntı (altta). (SUDEMER arşivinden)



Şekil 4.29 Göcek Tersane Adası su altında kalmış mimari kalıntılar (SUDEMER arşivinden)



Şekil 4.30 Su altında kalmış mimari kalıntılar (SUDEMER arşivinden)



Şekil 4.31 Fethiye, Ölüdeniz'de su altında kalmış mimari kalıntılar ve kıyıdaki güncel yerleşimler (SUDEMER arşivinden)



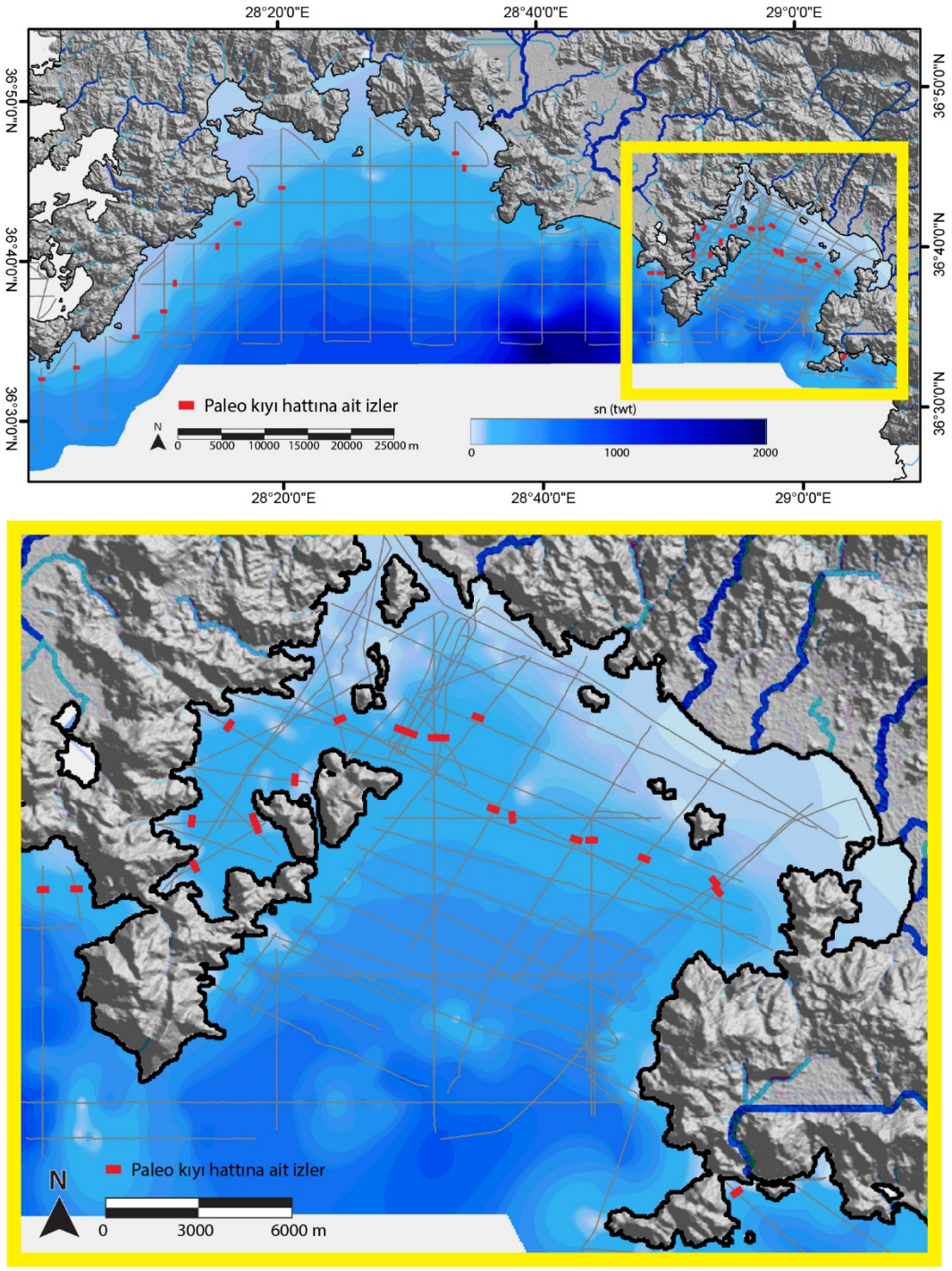
Şekil 4.32 Fethiye, Ölüdeniz'de su altında kalmış mimari kalıntılar ve kıyıdaki güncel yerleşimler (SUDEMER arşivinden)

4.4 Göreli Deniz Seviyesi Değişimleri

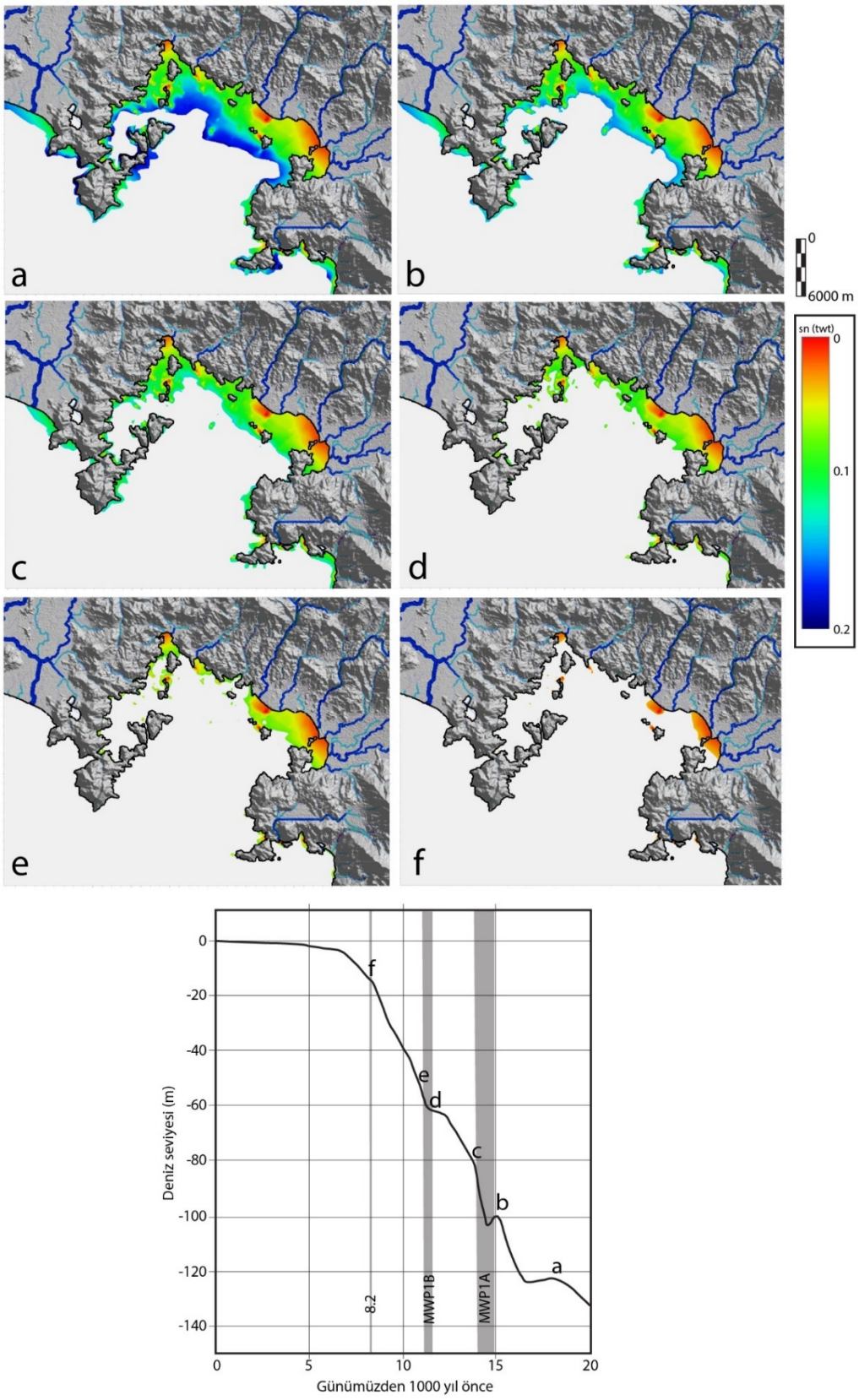
Çalışma alanına ait yüksek ayrımlı sismik kayıtlarda LST üst yüzeyi, TST tabanı ve MRS sistem izleri değerlendirilmiştir. Son buzul maksimumu (LGM) sırasındaki kıyı hattına ait izler tespit edilmiştir (Şekil 4.33). Eğim, hatların doğrultusu, sinyal penetrasyonu, sedimantasyon ve diğer etkenler bazı sismik hatlarda paleo kıyı hattına ait izlerin oluşmasını veya tespit edilmesini engellemektedir. Böyle bir alan olan, Fethiye Körfezi'nin orta kısmına denk düşen, A2 alanında doğu ve batı sınırlar dik yamaçlara sahiptir ve derinlikler aniden artmaktadır. A1 ve A3 alanlarında da birkaç nokta dışında paleo kıyı hattına ait izler ayırt edilememektedir. A7 alanının büyük çoğunluğu paleo kara yüzeyidir.

A4 alanında kıyıdan 600-1200 m uzaklıklarda paleo kıyı hattına ulaşılmaktadır. A5 alanında paleo kıyı hattının izleri İnlice deresi-Tersane Adası doğrultusunda karadan 6,5 km uzaklıkta, 170-175 ms derinliklerde bulunmaktadır. A6 alanında paleo kıyı hattına ait izler karadan 6-7 km açıklarda 180-190 ms derinliklerde bulunmaktadır. Çalışma alanına batı yönünde komşu alanda paleo kıyı hattına ait izler; Bozburun önlerinden Marmaris açıklarına kadar karadan ortalama 2 km açıklıkta 135-145 ms derinliklerde; Marmaris-Dalyan arasında karadan 6-12 km açıklıklarda; Marmaris-Dalyan arasında Dalyan'a doğru derinlik azalarak Dalyan Boğazı önünde 120 ms kadardır.

Çalışma alanında tespit edilen paleo kıyı hattına ait izler aynı dönem için küresel ortalama deniz seviyesinin işaret ettiği derinlikten ortalama 20 m (tabaka hızları 1500 m/sn kabul edilerek) kadar daha derinde yer almaktadır. Bu fark GIA ve tektonik hareket kaynaklıdır ve jeoarkeolojik bulgular sonucunda bu farkın ilgili zaman dilimine lineer olarak dağılmadığı sonucuna ulaşılmıştır. Yine de LGM'den günümüze kıyı şeridinin evrimini izlemek ve MWP dilimlerindeki durumu görebilmek amaçlı bu fark bu derinlik farkı ilgili zaman birimine lineer olarak yayılarak bir sonuç üretilmiştir (Şekil 4.34). Kıyı şeridi LGM'den MWP1A'ya kadar olan süreçte ve MWP1A sırasında çok hızlı gerilemiştir. Kıyı şeridine MWP1B'nin etkisi daha düşük kalmıştır. MWP1B bitişinde körfezin doğusu dışında neredeyse bugünkü sınırlara ulaşılmıştır. Holosen devrine girildiğinde körfez sınırları bugünkü haline çok yakın bir durumdadır.



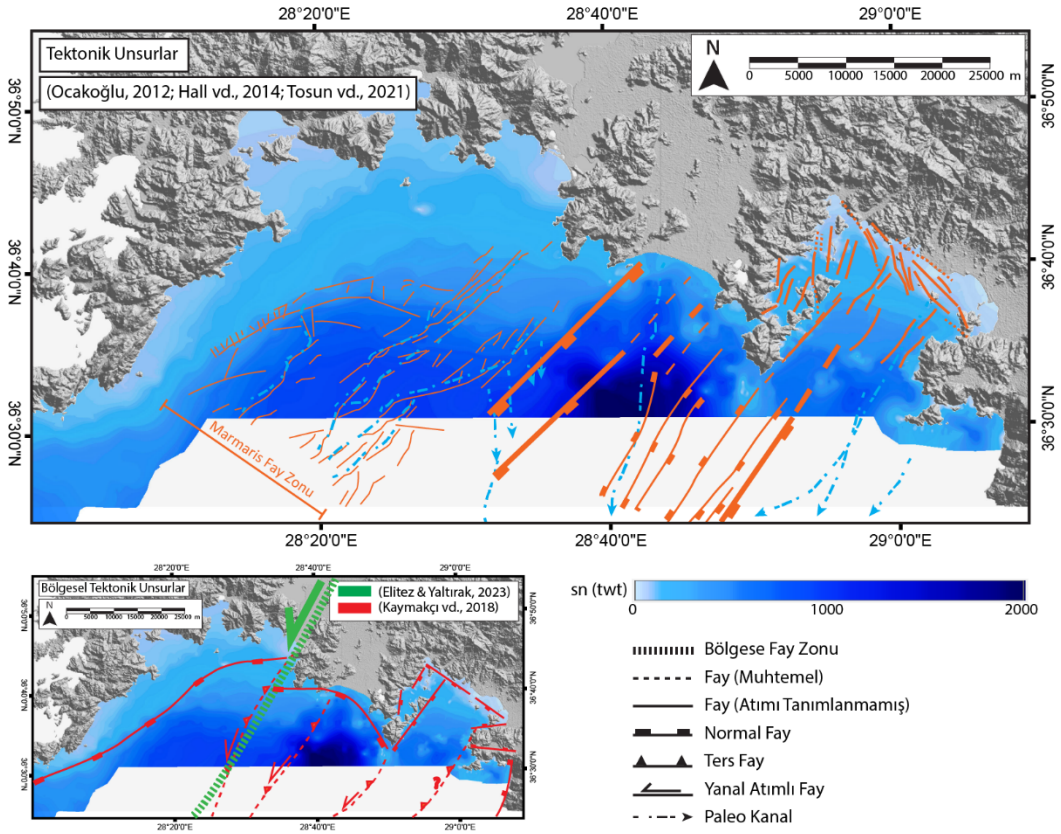
Şekil 4.33 Sismik hatlar üzerinde son buzul dönemine ait tespit edilen izler



Şekil 4.34 Çalışma alanı kıyılarının son buzul döneminden günümüze değişimi ve derinlikleri

4.5 Tektonik Aktivite

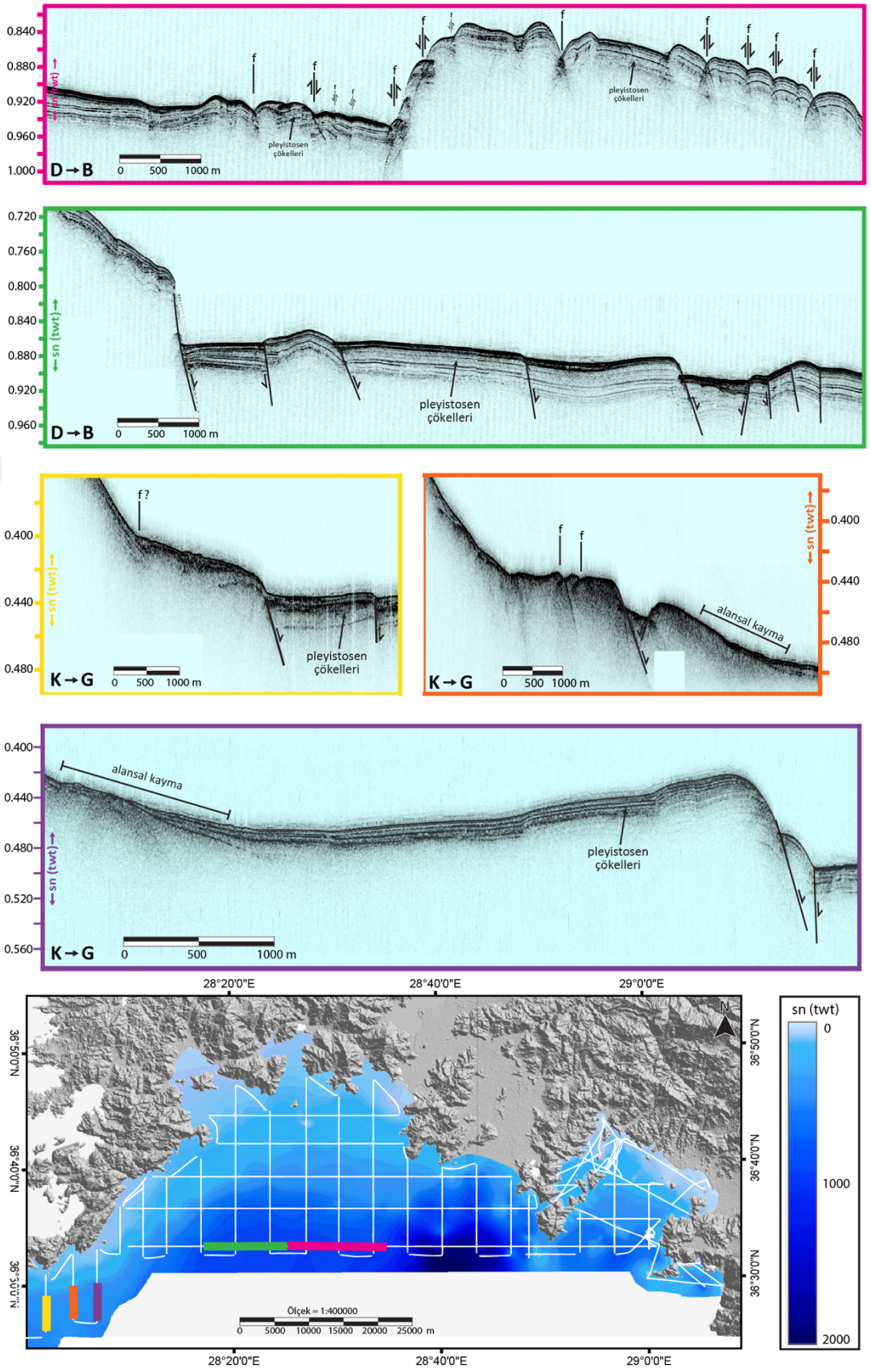
Çalışma alanına ait tektonik unsurlar daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından çalışılmıştır (Bozcu vd., 2007; Doğan, 2013; Elitez vd., 2016; Elitez & Yaltırak, 2023; Erdoğan & Şahin, 2006; Hall vd., 2014; Kaymakcı vd., 2018; Kaymakci vd., 2017; Ocakoğlu, 2012; Sarı vd., 2023; Tosun vd., 2021; Yerli vd., 2008). Çalışmanın konusu itibari ile bölgedeki tektonik hareketin dikey yer değiştirme oranı ana ilgi odağıdır. Bölgedeki tektonik unsurlar değerlendirirken temelde bu bakış açısı göz önünde bulundurulmuştur. Değerlendirilen yüksek çözünürlüklü sismik profillerde (Şekil 4.36-38) görülen faylar ile uyumlu olmayanlar dışarıda bırakılarak çalışma alanına ait tektonik unsurlar Şekil 4.35'te verilmiştir. Çalışma alanının bölgesel olarak etkisi altında olduğu (üzerinde henüz uzlaşma sağlanmamış farklı görüşlerin olduğu) bölgesel tektonik unsurlar yine Şekil 4.35'de verilmiştir: Farklı renkler iki ayrı araştırmacı grubunun yorumlarını ifade etmektedir.



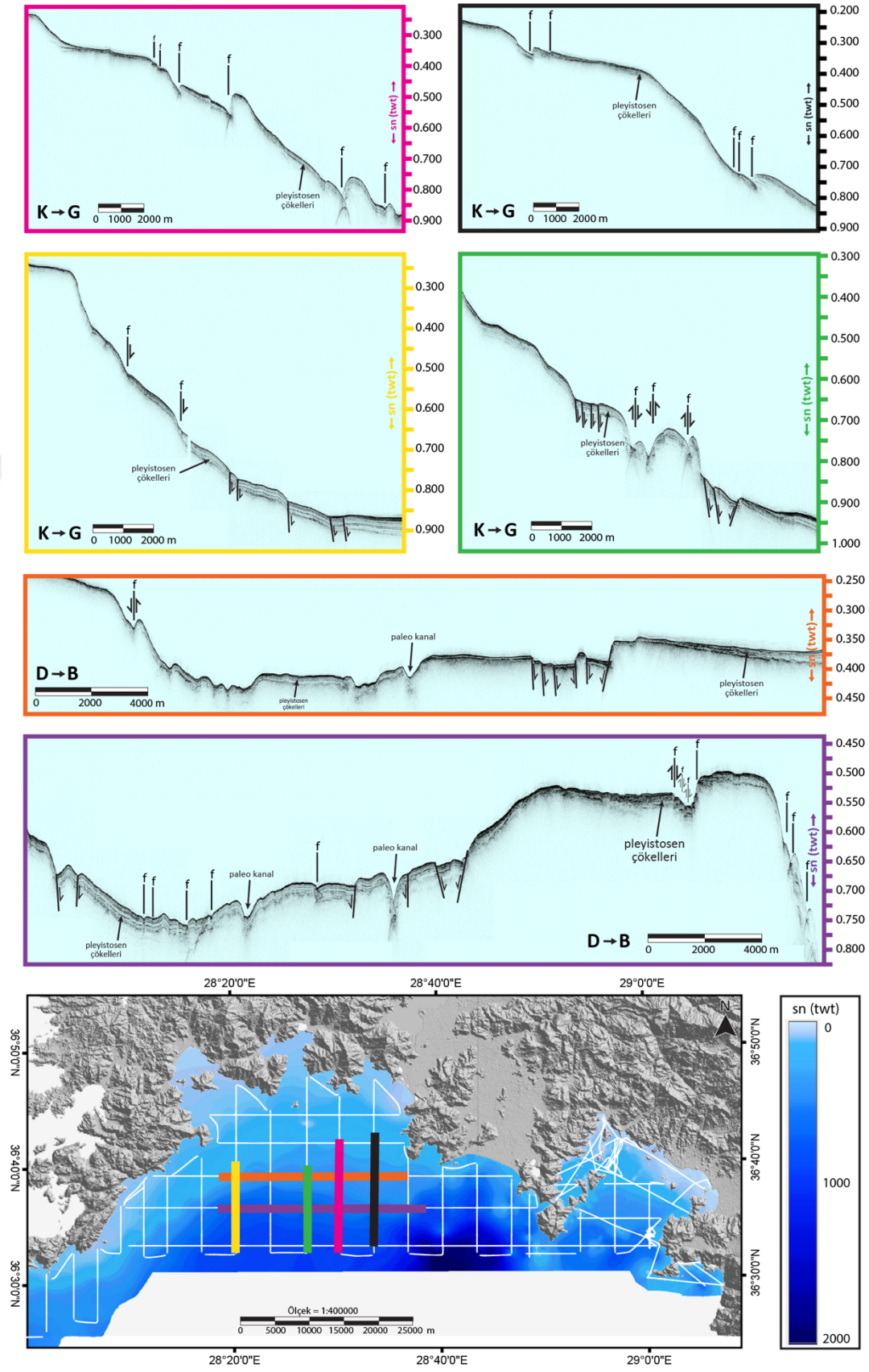
Şekil 4.35 Çalışma alanı tektonik unsurlar: Alan detay (üst), bölgesel (alt). (Ocakoğlu, 2012; Hall vd., 2014; Tosun vd., 2021; Elitez & Yaltırak, 2023; Kaymakçı vd., 2018)

Çalışma alanına komşu Marmaris açıklarında Ocakoğlu (2012) tarafından "Marmaris Fay Zonu" olarak tanımlanan bir dizi eğim atımlı faylanmalar ve yamaç kaymalarından oluşan kırıklı ve parçalı bir zon mevcuttur. Bu zon üzerinde özellikle 300-400 ms derinliklerinden sonra 80 milisaniyeye varan düşey hareketler söz konusudur (Şekil 4.36). Alanın baskın faylanma tipi eğim atım normal faylanmalar haricinde alanda sol yanal atımlı bir ana fay da tespit edilmiştir (Şekil 5.37). A1 ve A3 alanlarında eğimlerin fazla olmasından dolayı sismik hatlarda fayların tespiti mümkün olmamıştır. A2 alanında yine Pleyistosen tabakalarını kesen eğim atıma sahip faylanma baskındır. A3-A7 alanlarında Geç Pleyistosen-Holosen tabakalarını da kesen eğim atıma sahip, atım miktarları 30-40 milisaniyelere varan faylanmalar mevcuttur (Şekil 5.38). A5 alanından A4 alanına doğrultu atım miktarlarının görece artışı söz konusudur (Şekil 5.38'de siyah ve turuncu çerçeveli olarak iki adet örnek sunulmuştur). A6 alanı yüksek sedimantasyona maruz kaldığından ötürü burada çok kalın olan Geç Pleyistosen-Holosen tabakaları eğim atımlı faylar ile kesilmektedir (Şekil 5.38'de yeşil çerçeveli olarak verilen sismik kesit).

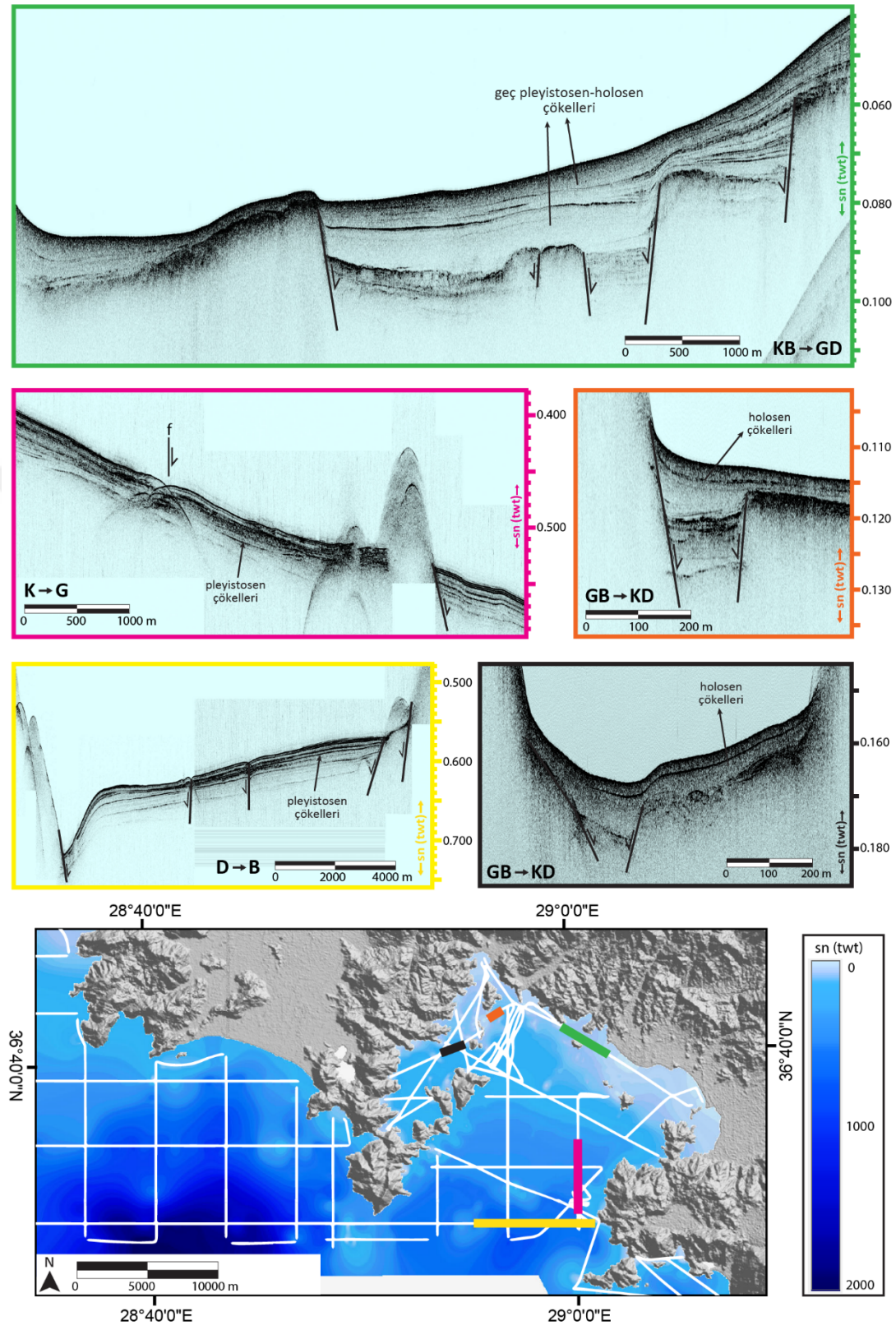
Bölgenin yoğun bir tektonik aktiviteye maruz kaldığı daha önce yapılan çalışmalar ile gösterilmiş ve bu çalışmada yorumlanan sismik kesitler ile de doğrulanmıştır. Bu aktivitenin özellikle düşey yer değiştirme bileşeni göreli deniz seviyesi değişimine doğrudan etki etmektedir. Etkileri arkeolojik yapı ve kalıntılarda da açıkça görülmektedir. Bu etki eğim atımlar neticesinde deniz seviyesi değişimine pozitif etki etmekte, paleo kıyı şeridinin güncel olarak daha derinlere göçmesine neden olmaktadır.



Şekil 4.36 Sismik hatların tektonik yorumu. Hatların haritadaki konumları çerçeve renkleri ile aynıdır.



Şekil 4.37 Sismik hatların tektonik yorumu. Hatların haritadaki konumları çerçeve renkleri ile aynıdır.



Şekil 4.38 Sismik hatların tektonik yorumu. Hatların haritadaki konumları çerçeve renkleri ile aynıdır.

BÖLÜM BEŞ
TARTIŞMA

Fethiye Körfezi ve çevresi Akdeniz kıyıları içerisinde deniz seviyesi değişimi kaynaklı su baskın riski yüksek olan noktalardan biridir (Vecchio vd., 2024). Bölge, deniz seviyesi değişimleri ve etkileri konusunda Akdeniz veya Ege Denizi ölçeğinde yapılan çalışmalar içerisinde çok kereler değerlendirilmiştir. Ancak özellikle son buzul döneminden günümüze deniz seviyesi değişimlerinin bölgeye etkisi konusunda bölgeye özgü yapılan çalışmalar kısıtlıdır. Karşılaştırma yapılabilmesi ve değerlendirmelere katkı sağlaması açısından çalışma alanına komşu alanlara ait bulgulara da yer verilmiştir.

Çalışmada sismik kayıtlar yorumlanarak Geç Pleyistosen-Holosen döneminde deniz seviyesinin en alçak konumda bulunduğu son buzul dönemi maksimumu (LGM) sırasında erozyonal süreçlere maruz kalan yüzey tespit edilmiştir. Erozyonal yüzey yardımı ile LGM sırasındaki karasal alan haritalanmıştır (Şekil 4.23). Bu alan üzerinde biriken sediman kalınlıkları hesaplanmış (Şekil 4.24); Geç Holosen Birim, HST Birimi, TST Birimi olmak üzere üç adet birim belirlenmiştir. Birimler kronostratigrafik anlamı olmaksızın bölgedeki sedimantasyon süreçlerini anlamak açısından yorumlanmıştır. Geç Holosen Birimi alan genelinde ortalama 4 ms kalınlığa sahiptir. TST Birimi en kalın körfezin orta kısmında 12 ms kalınlığındadır. Körfezin doğu ve batısında genellikle erozyonel yüzey ile birleşik durumdadır veya birkaç ms kalınlıklara sahiptir. HST Birimi körfezin doğu ve batısında 4-6 ms kalınlıklarında, körfezin ortasında ise 15-20 ms kalınlıklardadır. LGM'den günümüze toplam sedimantasyon oranı ise körfezin doğu ve batısında ortalama 4-8 ms kadarken körfezin orta kısmında 35 ms kalınlıkları bulmaktadır.

LGM'den günümüze sediman birikim hızları; Fethiye Körfezi Yassıca Adalar batısında ortalama 10 cm/binyıl, Fethiye Körfezi orta kesiminde ise ortalama 45-75 cm/binyıl şeklindedir; Çalışma alanına batı yönünde komşu, Marmaris açıklarında ortalama 8-12 cm/binyıl, Dalyan Boğazı açıklarında 80-120 cm/binyıl kadardır (Şekil 6.1). Alanda kuyu logu verisi olmadığından ve gerçek tabaka hızları bilinmediğinden dolayı derinlik bilgisi tabaka hızları 1500 m/sn kabul edilerek hesaplanmıştır. Kaşer (2010), bölgenin batısında bulunan Gökova Körfezi için sedimantasyon oranını 125-

175 mm/binyıl olarak hesaplamıştır. Westaway (1994) Ege Denizi için 111 cm/binyıl olarak vermektedir. Fethiye Körfezi'ne dökülen nehirler bölge ölçeğinde çok büyük olmasalar da sayıların çokluğu ve körfezin boyutu düşünüldüğünde birikim oranları tutarlıdır. Birikim oranları Körfez'in sedimantasyon sürecini aydınlatma konusunda yardımcı olsa da kesin değerler için tabaka hızları ve nehir debileri gibi verilere ihtiyaç duyulmaktadır.

FBFZ çerçevesindeki tartışmalar (Alçiçek, 2015; Bozcu vd., 2007; Elitez vd., 2016, 2017, 2018; Elitez & Yaltırak, 2016, 2023; Hall vd., 2014; Kaymakcı vd., 2018; Kaymakci vd., 2017; Ocakoğlu, 2012; Sarı vd., 2023; Tosun vd., 2021) bu çalışmanın amaçları dışındadır. Bölgedeki sismisite ve tektonik aktivite deniz seviyesi değişimlerine etkisi açısından düşey tektonik hareketin miktarı açısından değerlendirilmiştir. Sismik kesitlerde Geç Pleyistosen-Holosen tabakalarını da kesen eğim atıma sahip, atım miktarları 30-40 milisaniyelere varan faylar tespit edilmiştir (Şekil 4.38). Körfez içerisinde tespit edilen fayların doğrultu ve atımları Tosun vd., (2021)'in sonuçları ile uyum içerisindedir. Körfez açıklarında ve çalışma alanına batıda komşu Marmaris-Dalyan açıklarında görülen faylanmalar Ocakoğlu (2012) sunduğu sonuçlar ile uyumludur.

Jeoarkeolojik verilerden elde edilen sonuçlar tektonik hareketin yoğunluğunu doğrulamaktadır. Ancak tektonik hareketin deniz seviyesine değişimine katkısının kesin miktarını ortaya çıkarmak konusunda bölgeye ait buzul izostatik denge (Glacio Isostatic Adjustment-GIA) miktarının bilinmemesi bir kısıttır. Çözüm olarak bölgenin batısında yakın bir alan için Kızıldağ vd. (2023) tarafından hesaplanan GIA değişim miktarının (Şekil 4.25) çalışma alanı için de aynı miktarda olduğu kabul edilmiş; Kızıldağ (2019) ve Kızıldağ & Özdaş (2021)'in çalışma alanındaki arkeolojik yapı ve mimari kalıntıları kullanarak hesapladıkları, 1400 yıl öncesinden günümüze göreli deniz seviyesi değişim oranları yeniden yorumlanmıştır. Buna göre Şekil 4.26'daki 1-3 nolu alanlar 1.98 ± 0,3 mm/yıl, 4-6 nolu alanlar 2,76 ± 0,3 mm/yıl, 3,09 ± 0,5 mm/yıl,10 nolu alan 1,40 ± 0,3 mm/yıl, 11 nolu alan 1,90 ± 0,3 mm/yıl ve 12 nolu alan da 2,00 ± 0,6 mm/yıl tektonik düşey harekete maruz kalmıştır.

Bölgenin son buzul dönemi kıyı hattına ilişkin izler sismik kayıtlarda tüm alan için ortalama 180-190 ms derinliklerde görülmüştür. Bu durum paleo kıyı şeridinin küresel

ortalamadan 15-23 metre (tabaka hızları 1500 m/s kabul edilirse) daha aşağıda yer aldığını göstermektedir. Alana batıda komşu Marmaris-Dalyan civarında ise bu bu izler 130-160 ms aralıklarında görülmektedir. Jeoarkeolojik bulgularla birlikte değerlendirilirse; çalışma alanında buzul dönemi kıyı hattının küresel ortalamadan daha aşağıda bulunması tektonik hareket kaynaklıdır ve bu hareket ilgili zaman birimi boyunca lineer değildir. Son buzul dönemi kıyı çizgisinin karadan uzaklığı Marmaris açıklarında maksimum 13 km, Dalaman açıklarında tespit edilemeyecek kadar kıyıya yakın, Fethiye Körfezi'nde ise maksimum (körfezin orta kısmında) 6 km açıkta tespit edilmiştir. Son buzul dönemi kıyı hattı Şekil 6.1'de sunulmuştur. Kıyı hattına ait izlerdeki bu durum Dalaman önlerinden doğuya, Fethiye Körfezi'ne doğru deniz seviyesi değişimleri açısından farklı özelliklerin ve dinamiklerin söz konusu olduğunu göstermektedir. Bölgedeki tektonik hareketler konusundaki tartışma ve jeoarkeolojik bulgular da bölgenin kendine özgü farklı bir dinamik yapısının olduğunu doğrulamaktadır. Bu kendine özgülük Fethiye dışında Akdeniz ve Ege Denizi'ndeki pek çok kıyı için geçerlidir. Mourtzas vd. (2016) Girit adası kıyıları için; Kolaiti & Mourtzas (2020) Paros Adası kıyıları için; Kolaiti vd. (2019) Kuzey Mora Yarımadası'nda bulunan Roma liman alanı için; Malliouri vd. (2024) Rodos Adası'nda bu alanlara özgü sonuçlar elde etmiştir.

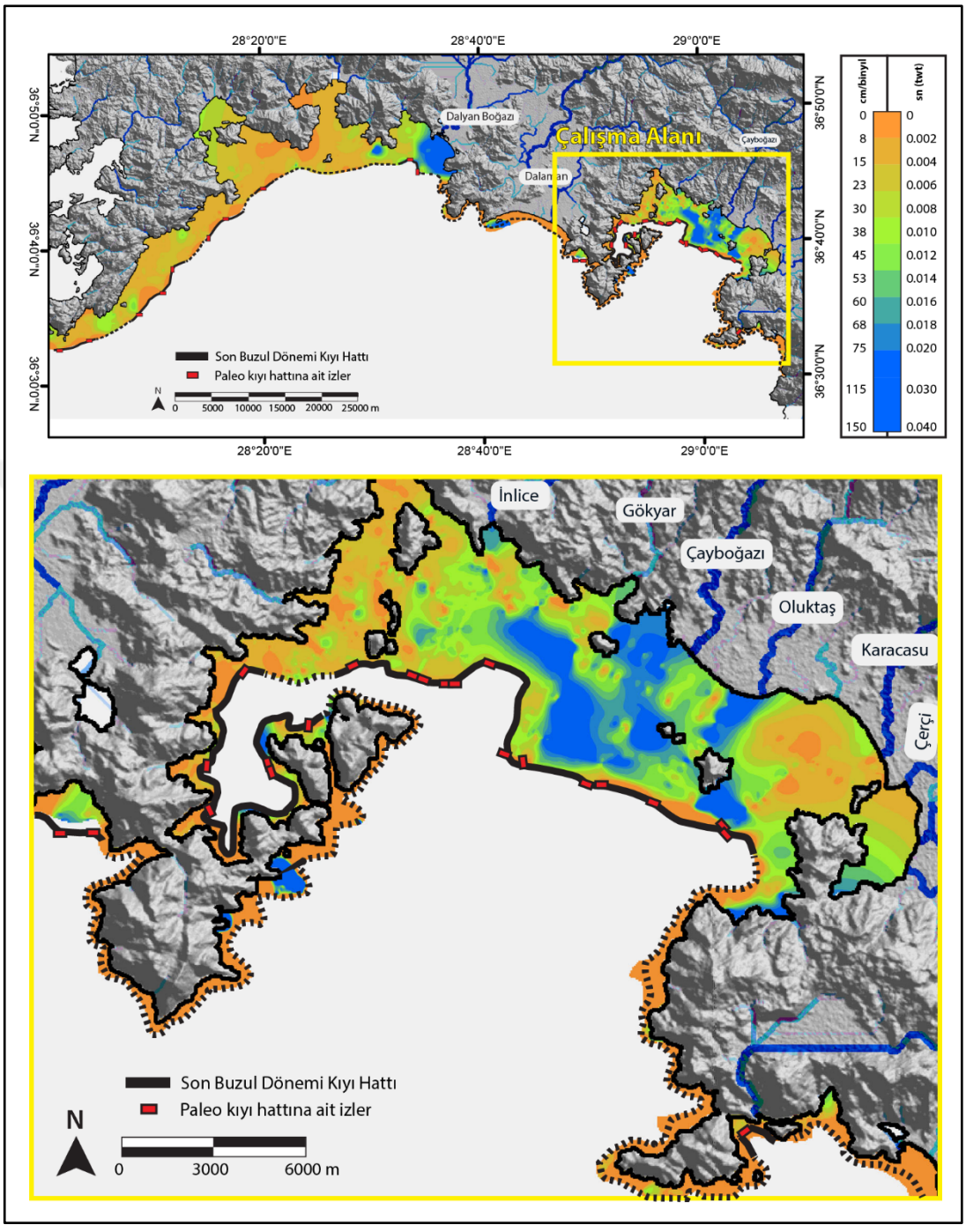
Akdeniz ve Ege Denizi'nde çalışma alanı ölçeğinde birçok alan göreli deniz seviyesi değişimlerinin doğası ve bölgedeki tektonik aktivite gereği alana özgü çalışmalar yapılmasına ihtiyaç duymaktadır. Bu nedenle bölgenin deniz seviyesi değişiminin etkilerine karşı politika geliştirilmesinde ve sürdürülebilir kıyı yönetimi çalışmalarında etkili bir sonuç üretebilmenin anahtarı Vecchio vd. (2024) ve Rovere (2012) gibi Akdeniz ölçeğinde geleceğe yönelik yapılan projeksiyonların bölgeye özgü çalışmalarla desteklenmesidir.

BÖLÜM ALTI
SONUÇLAR

Türkiye'nin güneybatısında Fethiye Körfezi ve çevresini inceleyen bu çalışmada bölgede Geç Pleyistosen-Holosen dönemi, son buzul dönemi maksimumundan günümüze değin gerçekleşen deniz seviyesi değişiminin miktarı ve bölgeye etkileri araştırılmıştır. Son buzul dönemi kıyı hattının ortaya çıkarılması ve sediman birikimini belirlemek için farklı zamanlarda toplanan bir dizi yüksek ayrımlı sismik veri seti yorumlanmıştır. Jeoarkeolojik yaklaşımla Geç Holosen döneminden bu yana deniz seviyesi değişim miktarı ve düşey tektonik hareket miktarı belirlenmiştir. Sismik kesitlerde fay vb. unsurlar belirlenerek düşey tektonik harekete katkısı ve bölgedeki tektonik hareketin göreli deniz seviyesi değişimlerine etkisi incelenmiştir.

Çalışma alanı son buzul döneminden günümüze deniz seviyesi değişimlerinden yoğun olarak etkilenmiştir. Bölgedeki tektonik düşey hareket göreli deniz seviyesi değişimlerine ciddi oranda katkı yapmaktadır. Bölgedeki sismisitenin de işaret ettiği üzere bölgedeki tektonik düşey hareket lineer değildir. Bölge, özellikle Geç Holosen döneminde ciddi oranda düşey tektonik harekete maruz kalmıştır. Bölgedeki kıyı hattı son buzul döneminden bu yana özellikle körfezin orta kısımlarında ciddi oranda değişim göstermiş, Holosen'e gelindiğinde ise kabaca bugünkü halini almıştır (Şekil 6.1).

Geleceğe yönelik yapılan projeksiyonlarda, Akdeniz'deki kıyı alanlarının deniz seviyesi değişimleri nedeniyle ciddi oranda su baskını riski altında olduğu görülmektedir. Çalışma alanının içinde bulunduğu Türkiye'nin güneybatısı da Akdeniz'deki en riskli alanlardan biridir. Bölgenin dinamikleri bu riski yönetme konusunda bölgenin kendisine özgü çalışmalar yapılmasını zorunlu kılmaktadır. Çalışmanın bu açıdan deniz seviyesi değişimi ve kıyı alanları etkileşimi konusunda bölgede geleceğe yönelik yapılan modelleme çalışmalarına ve dolayısıyla kıyı alanlarının yönetimine ilişkin politika belirleme çalışmalarına referans oluşturacağı düşünülmektedir.



Şekil 6.1 Çalışma alanına ait son buzul dönemi tahmini kıyı hattı ve bu zaman aralığında depolanan sedimanların kalınlık haritası.

KAYNAKLAR

Abdul, N. A., Mortlock, R. A., Wright, J. D., & Fairbanks, R. G. (2016). Younger Dryas sea level and meltwater pulse 1B recorded in Barbados reef crest coral Acropora palmata. Paleoceanography, 31(2), 330-344. https://doi.org/10.1002/2015PA002847

AFAD. (2024). AFAD. Türkiye Cumhuriyeti Içişleri Başkanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Katalogu. deprem.afad.gov.tr

Alçiçek, M. C. (2015). Reply to the comment by M.C. Alçiçek on "The Fethiye-Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean," Tectonophysics, 635, 80-99, by J. Hall, A.E. Aksu, I˙. Elitez, C. Yaltirak and G. Çifçi. Tectonophysics, 664, 5-13. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.04.002

Allen, Clarence. R. (1969). Active faulting in northern Turkey. California Institute of Technology.

Ambraseys, N. (2009). Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900. Cambridge University Press, London.

Ambraseys, N. N. (1970). Some characteristic features of the Anatolian fault zone. Tectonophysics, 9(2-3), 143-165. https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90014-4

Ambraseys, N. N., & Finkel, C. F. (1995). The Seismicity Of Turkey and Adjacent Areas A Historical Review. Içinde Belleten (Sayı 240). Eren Yayınevi, İstanbul.

Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J. M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grønvold, K., Gundestrup, N. S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C. S., … White, J. W. C. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 2004 431:7005, 431(7005), 147-151. https://doi.org/10.1038/nature02805

Angelier, J. (1978). Tectonic evolution of the Hellenic arc since the late Miocene. Tectonophysics, 49(1-2), 23-36. https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90096-3

Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Lambeck, K., Sivan, D., Serpelloni, E., & Stocchi, P. (2011). Sea level change and vertical land movements since the last two millennia along the coasts of southwestern Turkey and Israel. Quaternary International, 232(1-2), 13-20. https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2010.05.005

Arpat, E., & Şaroğlu, F. (1972). The East Anatolian Fault System; Thoughts On Its Development. Bulletin Mineral Research And Exploration Institute, 78, 33-39.

Avşar, Ö., Avşar, U., Arslan, Ş., Kurtuluş, B., Niedermann, S., & Güleç, N. (2017). Subaqueous hot springs in Köyceğiz Lake, Dalyan Channel and Fethiye-Göcek Bay (SW Turkey): Locations, chemistry and origins. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 345, 81-97. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.016

Avşarcan, B. (1991). Fethiye Körfezi ve Çevresinin Jeomorfolojisi [Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

Bamber, J., & Riva, R. (2010). The sea level fingerprint of recent ice mass fluxes. The Cryosphere, 4(4), 621-627. https://doi.org/10.5194/TC-4-621-2010

Baran, A. (2003). Andızlık-Zımparalık (Fethiye-Muğla) Civarındaki Ultramafik Kayaçların ve Kromitlerin Kökeni [Yüksek Lisans Tezi]. Pamukkale Universitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., & Zindler, A. (1990). Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals. Nature, 345(6274), 405-410. https://doi.org/10.1038/345405a0

Barka, A. A., & Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7(3), 663-684. https://doi.org/10.1029/TC007I003P00663

Barka, A., & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Annali Di Geofisica, XI(3), 587-610.

Bean, G. E. (1978). Lycian Turkey. London: Benny Hardouin.

Beelen, D. (2021, Kasım 11). SEPM Strata - Systems Tract. Society for Sedimentary Geology. http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=systems%20tract

Benjamin, J., Rovere, A., Fontana, A., Furlani, S., Vacchi, M., Inglis, R. H., Galili, E., Antonioli, F., Sivan, D., Miko, S., Mourtzas, N., Felja, I., Meredith-Williams, M., Goodman-Tchernov, B., Kolaiti, E., Anzidei, M., & Gehrels, R. (2017). Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. Quaternary International, 449, 29-57. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.025

Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., & Saltzman, B. (1984). Milankovitch and Climate. Içinde Milankovitch and Climate. Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-4841-4

Björck, S., Lambeck, K., Möller, P., Waldmann, N., Bennike, O., Jiang, H., Li, D., Sandgren, P., Nielsen, A. B., & Porter, C. T. (2021). Relative sea level changes and glacio-isostatic modelling in the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Chile: Glacial and tectonic implications. Quaternary Science Reviews, 251. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106657

Blackman D. J. (1973) Evidence of sea level change in ancient harbors and coastal installations. In: Blackman DJ (ed) Marine archaeology. Colston papers, vol 23. Butterworth, London, pp 114–117

Bozcu, M., Yağmurlu, F., & Şentürk, M. (2007). Fethiye-Burdur fay zonunun bazı neotektonik ve paleosismolojik özellikleri, GB-Türkiye. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 31(1), 25-48.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey - A Synthesis. Geodinamica Acta, 14(1-3), 3-30. https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432432

Carlson, A. E., & Clark, P. U. (2012). Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. Reviews of Geophysics, 50(4). https://doi.org/10.1029/2011RG000371

Casalbore, D., Falese, F., Martorelli, E., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2017). Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: Problems and perspective. Quaternary International, 439, 169-180. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.027

Caputo M, Pieri L (1976) Eustatic variation in the last 2000 years in the Mediterranean. J Geophys Res 81:5787–5790

Catuneanu, O. (2006). Principles of Sequence Stratigraphy (1st Edition). Elsevier Science. shop.elsevier.com/books/principles-of-sequence-stratigraphy/catuneanu/978-0-444-51568-1

Cheng, H., Edwards, R. L., Broecker, W. S., Denton, G. H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., & Wang, X. (2009). Ice age terminations. Science, 326(5950), 248-252. https://doi.org/10.1126/science.1177840

Cheng, H., Zhang, P. Z., Spötl, C., Edwards, R. L., Cai, Y. J., Zhang, D. Z., Sang, W. C., Tan, M., & An, Z. S. (2012). The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years. Geophysical Research Letters, 39(1). https://doi.org/10.1029/2011GL050202

Chiocci, F. L., & Orlando, L. (1995). Effects of high-frequency Pleistocene sea-level changes on a highly deforming continental margin: Calabrian shelf (southern Tyrrhenian sea, Italy). The Bulletin of Geophysics and Oceanography, 37(145), 39-58.

Clark, P. U., Mccabe, A. M., Mix, A. C., & Weaver, A. J. (2004). Rapid Rise of Sea Level 19,000 Years Ago and Its Global Implications. Science, 304, 1141-1444.

Coe, A. L. (2004). The sedimentary record of sea-level change. Geoscience Canada, 31(2), 93-94.

Cronin, T. M. (2012). Rapid sea-level rise. Quaternary Science Reviews, 56, 11-30. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.021

Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., Cutler, P. M., Burr, G. S., & Bloom, A. L. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters, 206(3-4), 253-271. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01107-X

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophysical Journal International, 101, 425-478.

Demirbag, E., Gökaşan, E., Oktay, F. Y., Şimşek, M., & Yüce, H. (1999). The last sea level changes in the Black Sea: Evidence from the seismic data. Marine Geology, 157(3-4), 249-265. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00158-3

Desiage, P. A., St-Onge, G., Duchesne, M. J., Montero-Serrano, J. C., & Haller, M. J. (2023). Late Pleistocene and Holocene transgression inferred from the sediments of the Gulf of San Jorge, central Patagonia, Argentina. Journal of Quaternary Science, 38(5), 629-646. https://doi.org/10.1002/jqs.3511

Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F., & Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia - A young collision zone. Geological Society Special Publication, 19, 1-36. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01

Dewey, J. F., & Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Bulletin of the Geological Society of America, 90(1), 84-92. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<84:AASRCM>2.0.CO;2

Doğan, U. (2013). Fethiye-Burdur Fay Zonu'nun İncirköy-Ören (Fethiye-Muğla) Yöresinin Jeolojik ve Tektonik Özelliklerinin Uzaktan Algılama Yöntemi ile İncelenmesi [Yüksek Lisans Tezi]. Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mersin.

Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ. H., & Letouzey, J. (1979). Formation Of The Grabens In Southwestern Anatolia. Maden Tetkik Arama Dergisi, 92, 7-17.

Eleni Kolaiti, Nilhan Kızıldağ, Harun Özdaş, & Nikos Mourtzas. (2023). Relative Sea-Level Changes in the Central Aegean from the Late Roman/Early Byzantine Period Onwards. Recent Research on Environmental Earth Sciences, Geomorphology, Soil Science, Paleoclimate, and Karst, 147-150. (A. Çiner, M. F. Khan, A. Kallel, J. Rodrigo-Comino, M. Parise, R. Barzegar, Z. A. Ergüler, N. Khelifi, & I. Ali, Ed.). Springer Nature Switzerland. https://doi.org/10.1007/978-3-031-42917-0

Elitez, İ., & Yaltırak, C. (2016). Miocene to Quaternary tectonostratigraphic evolution of the middle section of the Burdur-Fethiye Shear Zone, south-western Turkey: Implications for the wide inter-plate shear zones. Tectonophysics, 690, 336-354. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2016.10.003

Elitez, İ., & Yaltırak, C. (2023). Miocene to Quaternary geodynamic evolution of the southern section of the Burdur-Fethiye Shear Zone and its offshore continuation, eastern Mediterranean. Tectonophysics, 857, 229866. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2023.229866

Elitez, İ., Yaltırak, C., & Aktuğ, B. (2016). Extensional and compressional regime driven left-lateral shear in southwestern Anatolia (eastern Mediterranean): The Burdur-Fethiye Shear Zone. Tectonophysics, 688, 26-35. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2016.09.024

Elitez, İ., Yaltırak, C., Kürçer, A., Özdemir, E., & Güldoğan, Ç. U. (2017). A critical review of the Kibyra Fault (Burdur-Fethiye Shear Zone, SW Turkey). Geodinamica Acta, 29(1), 91-102. https://doi.org/10.1080/09853111.2017.1318001

Elitez, İ., Yaltırak, C., & Sunal, G. (2018). A new chronostratigraphy (40 Ar- 39 Ar and U-Pb dating) for the middle section of the Burdur-Fethiye Shear Zone, SW Turkey (Eastern Mediterranean). Turkish Journal of Earth Sciences, 27(5), 405-420. https://doi.org/10.3906/yer-1803-14

Erdoğan, S., & Şahin, M. (2006). Burdur Fethiye fay zonu tektonik hareketlerinin GPS ile belirlenmesi. İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi, 5(3). itudergi.itu.edu.tr/index.php/itudergisi_d/article/view/487

Ersoy, Ş. (1990). Batı Toros (Likya) Naplarının Yapısal Öğelerinin ve Evriminin Analizi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 37, 5-16.

Ersoy, Ş. (1991). Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Bülteni, 34, 1-14.

Evelpidou, N., Karkani, A. (2019). Archaeology and Sea-Level Change. In: Finkl, C.W., Makowski, C. (eds) Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93806-6_384

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., & Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters, 242(1-2), 85-97. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2005.11.046

Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature , 342(6250), 637-642. https://doi.org/10.1038/342637a0

Fairbanks, R. G. (1990). The age and origin of the “Younger Dryas climate event” in Greenland ice cores. Paleoceanography, 5(6), 937-948. https://doi.org/10.1029/PA005I006P00937

Fairbanks, R. G., Charles, C. D., & Wright, J. D. (1992). Origin of Global Meltwater Pulses. Radiocarbon After Four Decades, 473-500. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-4249-7_30

Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., & Chappell, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. Earth and Planetary Science Letters, 163(1-4), 327-342.

Flemming N. C. (1969) Archaeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the Western Mediterranean during the last 2000 years. Geological Society America special paper, vol 109. Geological Society of America, Boulder, pp 1–125

Flemming, N. C. (1978). Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption. Içinde A. Mathematical And Physical Sciences (C. 289, ss. 405-458). Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London. https://royalsocietypublishing.org/

Foss, C. (1996). Cities, fortresses and villages of Byzantine Asia Minor, Hampshire: Variorum.

Glover, C., & Robertson, A. (1998). Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. Tectonophysics, 298(1-3), 103-132. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00180-2

Got, H., Stanley, D. J., & Sorel, D. (1977). Northwestern Hellenic Arc: Concurrent sedimentation and deformation in a compressive setting. Marine Geology, 24(1), 21-36. https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90013-5

Grant, K. M., Rohling, E. J., Bronk Ramsey, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E., & Williams, F. (2014). Sea-level variability over five glacial cycles. Nature Communications, 5(5076). https://doi.org/10.1038/ncomms6076

Gregory, J. M., & Church, J. A. (2002). Changes in sea-level. Weather, 57(8), 287-295. https://doi.org/10.1256/004316502320517380

Hajek, E. A., & Straub, K. M. (2017). Autogenic Sedimentation in Clastic Stratigraphy. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 45, 681-709. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-015935

Hall, J., Aksu, A. E., Elitez, I., Yaltirak, C., & Çifçi, G. (2014). The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge

propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. Tectonophysics, 635, 80-99. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2014.05.002

Harrison, S., Smith, D. E., & Glasser, N. F. (2019). Late Quaternary meltwater pulses and sea level change. Journal of Quaternary Science, 34(1), 1-15. https://doi.org/10.1002/jqs.3070

Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. Science, 194(4270), 1121-1132. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.194.4270.1121

Hicks, E. L. (1889). Inscriptions from Casarea, Lydae, Patara, Myra. The Journal of Hellenic Studies, 10, 46–85.

Hoskyn, R. (1842). Narrative of a survey of part of the south coast of Asia minor; and of a tour into the interior of Lycia in 1840-1; accompanied by a map. Journal of the Royal Geographical Society of London, 12, 143–161.

İkiel, C. (2004). Muğlanın Coğrafi Özellikleri. Içinde A. Çınar (Ed.), Muğla Kitabı (Arkeoloji,Tarih, Coğrafya) (ss. 15-25).

Jackson, J., Haines, J., & Holt, W. (1992). The horizontal velocity field in the deforming Aegean Sea region determined from the moment tensors of earthquakes. Journal of Geophysical Research, 97(B12). https://doi.org/10.1029/92jb01585

Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, 77(1), 185-264. https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1984.TB01931.X

Jackson, J., & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophysical Journal International, 93(1), 45-73. https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1988.TB01387.X

Karaca, Ö. (2007). Fethiye Yerleşim Alanı Zeminlerinin Mühendislik Özelliklerinin Belirlenmesi ve Jeoteknik Haritalarının Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS)

Kullanılarak Hazırlanması [Doktora Tezi]. Süleyman Demirel Universitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.

Karagöz, S. M. (2008). Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye-Muğla) Yöresinin Jeolojisi ve Kromit Oluşumlarının Minerolojik, Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi [Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Kaşer, N. (2010). Hisarönü Körfezi'ndeki Deniz Seviyesi Değişimi, Sedimantasyonu Ve Bölgedeki Eski Çağ Kıyı Yerleşimleri Üzerindeki Etkileri [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, İzmir.

Kaymakci, N., Langereis, C., Murat, Ö., Özacar, A. A., Gülyüz, E., Uzel, B., & Sözbilir, H. (2017). Fethiye-Burdur Fault Zone (SW Turkey): a myth? Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly, 19, EGU2017-5443-1. https://www.researchgate.net/publication/356749269

Kearney, M. S. (2001). Late Holocene Sea Level Variation. Içinde C. D. Bruce, M. S. Kearney, & S. P. Leatherman (Ed.), Sea Level Rise History and Consequences (C. 75, ss. 13-36). Academic Press, Florida.

Ketin, I. (1966). Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 66(66), 20-37.

Kızıldağ, N. (2019). Late Holocene sea level change along the coast of Fethiye Gulf in southwestern Turkey. Geoarchaeology, 34(3), 295-310. https://doi.org/10.1002/GEA.21717

Kızıldağ, N., & Özdaş, H. (2021). Relative sea-level changes along the Fethiye coast (SW Turkey) based on recent archaeological data. Geoarchaeology, 36(3), 474-489. https://doi.org/10.1002/gea.21841

Kızıldağ, N., Özdaş, H., Held, W., Spada, G., & Melini, D. (2023). Novel insights into the sea level evolution along the coast of Bozburun Peninsula (Turkey): A study on

submerged Bronze Age harbor in Çamçalık. Geoarchaeology, 38(2), 246-260. https://doi.org/10.1002/gea.21951

Kızıldağ, N., Özdas, A. H., & Uluğ, A. (2012). Late Pleistocene and Holocene sea level changes in the Hisarönü Gulf, Southeast Aegean Sea. Geoarchaeology, 27(3), 220-236. https://doi.org/10.1002/gea.21407

Koçyiğit, A., & Özacar, A. A. (2003). Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. Turkish Journal of Earth Sciences, 12(1), 67-90. https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol12/iss1/5

Kolaiti, E., & Mourtzas, N. (2020). New insights on the relative sea level changes during the Late Holocene along the coast of Paros Island and the northern Cyclades (Greece). Annals of Geophysics, 63(6), OC669. https://doi.org/10.4401/ag-8504

Kolaiti, E., Mourtzas, N., Kissas, K., Antonioli, F., & Lambeck, K. (2019). New insights into the uplifted Roman harbour at Mavra Litharia (N Peloponnese, Greece) in the geodynamic context of the southern margin of the Corinth Gulf. Quaternary International, 508, 23-35. https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2018.10.020

Lambeck, K. (1990). Late Pleistocene, Holocene and present sea-levels: constraints on future change. Global and Planetary Change, 89, 205-217.

Lambeck, K. (1995). Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. Geophysical Journal International, 122(3), 1022-1044. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06853.x

Lambeck, K., Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G., & Silenzi, S. (2011). Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. Quaternary International, 232(1-2), 250-257. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.026

Lambeck, K., & Bard, E. (2000). Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. Earth and Planetary Science Letters, 175(3-4), 203-222. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00289-7

Lambeck, K., & Purcell, A. (2005). Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: Model predictions for tectonically stable areas. Quaternary Science Reviews, 24(18-19), 1969-1988. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.025

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 111(43), 15296-15303. https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111

Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The Hellenıc Arc And Trench System: A Key To The Neotectonıc Evolutıon Of The Eastern Medıterranean Area. Tectonophysics, 60, 1-42.

Le Pichon, X., & Kreemer, C. (2010). The miocene-to-present kinematic evolution of the eastern mediterranean and middle east and its implications for dynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38, 323-351. https://doi.org/10.1146/ANNUREV-EARTH-040809-152419/CITE/REFWORKS

Liu, J. P., & Milliman, J. D. (2004). Reconsidering Melt-water Pulses 1A and 1B: Global Impacts of Rapid Sea-level Rise. Journal of Ocean University of China, 3(2), 183-190. http://www.ouc.edu.cn/xbywb/

Malliouri, D. I., Kyriakidou, C., Moraitis, V., Vandarakis, D., Martzikos, N., Gad, F. K., Hatiris, G. A., & Kapsimalis, V. (2024). A new approach for the assessment of coastal flooding risk. Application in Rhodes island, Greece. Applied Ocean Research, 148, 104006. https://doi.org/10.1016/J.APOR.2024.104006

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., … Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and

dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B3), 5695-5719. https://doi.org/10.1029/1999jb900351

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55(1), 217-254. https://academic.oup.com/gji/article/55/1/217/679821

McKenzie, D. P. (1970). Plate Tectonics of the Mediterranean Region. Nature, 226(5242), 239-243. https://doi.org/10.1038/226239a0

Mitchum, J. R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretations of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences,. İçinde E. C. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration (C. 26, ss. 117-133). American Association of Petroleum Geologists.

Mitchum, R. M., Vail, P. R., & Thompson, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. İçinde Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration (C. 26). American Association of Petroleum Geologists. https://doi.org/10.1306/M26490C4

Morhange C, Marriner N, Excoffon P, Bonnet S, Flaux C, Zibrowius H, Goiran J-P, El Amouri M (2013) Relative sea-level changes during Roman times in the Northwest Mediterranean: the 1st century A.D. fish tank of Forum Julii, Fréjus, France. Geoarchaeology 28:363–372

Mourtzas, N. D. (2012). A palaeogeographic reconstruction of the seafront of the ancient city of Delos in relation to Upper Holocene sea level changes in the central Cyclades. Quaternary International, 250, 3-18. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.017

Mourtzas, N., Kolaiti, E., & Anzidei, M. (2016). Vertical land movements and sea level changes along the coast of Crete (Greece) since Late Holocene. Quaternary International, 401, 43-70. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.008

Murray-Wallace, C. V., & Woodroffe, C. D. (2014a). Palaeo-sea-level indicators. İçinde Quaternary Sea-Level Changes (ss. 79-130). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/cbo9781139024440.004

Murray-Wallace, C. V., & Woodroffe, C. D. (2014b). Pleistocene sea-level changes. İçinde Quaternary Sea-Level Changes (ss. 256-319). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/cbo9781139024440.007

National Observatory of Athens, Aegean Tectonics, (b.t.). 06 Nisan 2008, (http://www.gein.noa.gr/services/kythira-linkstectonics.gif)

Ninkovich, D., & D. Hays, J. (1972). Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. Earth and Planetary Science Letters, 16(3), 331-345. https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90151-3

Ocakoğlu, N. (2012). Investigation of Fethiye-Marmaris Bay (SW Anatolia): Seismic and morphologic evidences from the missing link between the Pliny Trench and the Fethiye-Burdur Fault Zone. Geo-Marine Letters, 32(1), 17-28. https://doi.org/10.1007/s00367-011-0234-2

O'Leary, M. J., Hearty, P. J., Thompson, W. G., Raymo, M. E., Mitrovica, J. X., & Webster, J. M. (2013). Ice sheet collapse following a prolonged period of stable sea level during the last interglacial. Nature Geoscience 2013 6:9, 6(9), 796-800. https://doi.org/10.1038/ngeo1890

Önal, Z. (2011). Fethiye Körfezi Plajlarının Sedimantolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri [Yüksek Lisans Tezi]. Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara.

Özgül, N. (1976). Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Özgül, N., & Arpat, E. (1973). Structural units of Taurus orogenic belt and their continuation in the neighbouring regions. Geological Society of Greece Bulletin, 10, 156-164.

Park, J. Y., Schloesser, F., Timmermann, A., Choudhury, D., Lee, J. Y., & Nellikkattil, A. B. (2023). Future sea-level projections with a coupled atmosphere-ocean-ice-sheet model. Nature Communications 2023 14:1, 14(1), 1-11. https://doi.org/10.1038/s41467-023-36051-9

Peltier, W. R. (1998). Postglacial Variations In The Level Of The Sea Implications For Climate Dynamics and Solid Earth Geophysics. Reviews of Geophysics, 36(4), 603-689.

Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews, 25(23-24), 3322-3337. https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2006.04.010

Pirazzoli P. A. (1976) Sea level variations in the Northwest Mediterranean during Roman times. Science 194(4264):519–521

Pirazzoli, P. A. (1998). A Comparison between Postglacial lsostatic Predictions and Late Holocene Sea-Level Field Data from Mediterranean and Iranian Coastal Areas. İçinde P. Wu (Ed.), Dynamics of the Ice Age Earth, A Modern Perspective (GeoResearch Forum) (C. 3-4, ss. 401-420).

Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models. Sea-level changes: an integrated approach, 125-154. https://doi.org/10.2110/PEC.88.01.0125

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., & Sanli, I. (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B5), 9983-9999. https://doi.org/10.1029/96JB03736

Rovere, A., Furlani, S., Benjamin, J., Fontana, A., & Antonioli, F. (2012). MEDFLOOD Project: MEDiterranean sea-level change and projection for future FLOODing. 25(2). http://www2.jpl.nasa.

Rovere, A., Stocchi, P., & Vacchi, M. (2016). Eustatic and Relative Sea Level Changes. Current Climate Change Reports, 2(4), 221-231. https://doi.org/10.1007/S40641-016-0045-7/FIGURES/3

Rygel, M., & Quinton, P. (2024). Seismic Stratigraphy - Geosciences LibreTexts. Seismic Stratigraphy. https://geo.libretexts.org/Courses/SUNY_Potsdam/Sedimentary_Geology%3A_Rocks_Environments_and_Stratigraphy/12%3A_Stratigraphy/12.04%3A_Seismic_Stratigraphy

Sarı, C., Kamacı, Z., Yağmurlu, F., Timur, E., Şentürk, M., & Bozcu, M. (2023). Paleoseismological features and tectonic setting of the Fethiye-Burdur Fault Zone (SW Turkey). Geoloski Anali Balkanskoga Poluostrva, 84(2), 117-131. https://doi.org/10.2298/GABP230529009S

Satılmış, S. (2020). Muğla Bölgesinin Tarihsel Depremleri (1850-1900). Akademik Tarih ve Düşünce Dergisi, 7, 155-182.

Severinghaus, J. P., & Brook, E. J. (1998). Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice. Geophysics Research Letters, 103, 4549. https://www.science.org

Seyitoglu, G., Tekeli, O., Çemen, I., Sen, S., & Isik, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. Geological Magazine, 139(1), 15-26. https://doi.org/10.1017/S0016756801005969

SHOD. (2024). Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı. https://www.shodb.gov.tr/shodb_esas/index.php/tr/

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., & Smeed, D. A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature, 423(6942), 853-858. https://doi.org/10.1038/nature01690

Sivan D, Lambeck K, Toueg R, Raban A, Porath Y, Shirman B (2004) Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. Earth Planet Sci Lett 222:315–330

Stiros, S., & Jones, R. E. (1996). Identification of Earthquakes from Archaeological Data: Methodology, Criteria and Limitations. Archaeoseismology, Fitch Laboratory Occasional Paper 7, British School At Athens, Oxford.

Şenel, M. (1997a). 1/250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye Paftası, No: 2, MTA, Ankara.

Şenel, M. (1997b). 1/250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Marmaris Paftası, No: 1, MTA, Ankara.

Şengor, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Journal of the Geological Society, 136, 269-282. https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0269

Taymaz, T., Jackson, J., Mckenzie, D., Taymaz, T., Jackson, J., & Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International, 106(2), 433-490. https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1991.TB03906.X

Thanh, N. T., Owen, M. J., Mackintosh, G. K. L., Dung, B. V., Stattegger, K., Cuong, D. H., Andersen, T. J., Van Tich, V., Posth, N. R., Fruergaard, M., Nga, N. T., Dung, T. T., & Hien, P. T. (2023). Sequence stratigraphy and sedimentary processes since the last glacial maximum in Nha Phu Bay and adjacent shelf, central Vietnam. Journal of Sea Research, 192, 102352. https://doi.org/10.1016/j.seares.2023.102352

Tietz, W. (2003). Der Golf von Fethiye: Politische, ethnische und kulturelle Strukturen einer Grenzregion vom Beginn der nachweisbaren Besiedlung bis in die römische Kaiserzeit. Habelt: Bonn

Tosun, L., Avşar, U., Avşar, Ö., Dondurur, D., & Kaymakcı, N. (2021). Active tectonics and kinematics of Fethiye-Göcek Bay, SW Turkey: Insight about the

eastern edge of Pliny-Strabo Trenches. Journal of Structural Geology, 145, 104287. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104287

Tüzgen, G. A. (2016). Çerçi Deresi (Fethiye-Muğla) Paleotaşkınlarının Belirlenmesi ve Taşkın Risk Alanlarının CBS Kullanılarak Haritalanması [Yüksek Lisans Tezi]. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.

USGS. (2024). USGS. United States Geological Survey Earthquake Catalog. earthquake.usgs.gov

Vacchi, M., Rovere, A., Zouros, N., Desruelles, S., Caron, V., & Firpo, M. (2012). Spatial distribution of sea-level markers on Lesvos Island (NE Aegean Sea): Evidence of differential relative sea-level changes and the neotectonic implications. Geomorphology, 159-160, 50-62. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.004

Vail, P. R. (1987). Seismic stratigraphy interpretation procedure. İçinde A. W. Bally (Ed.), AAPG Studies in Geology - Atlas of seismic stratigraphy (C. 27, ss. 1-10).

Vail, P. R., & Mitchum, J. R. M. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview. İçinde E. C. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration (C. 26). American Association of Petroleum Geologists.

Vecchio, A., Anzidei, M., & Serpelloni, E. (2024). Sea level rise projections up to 2150 in the northern Mediterranean coasts. Environmental Research Letters, 19(1). https://doi.org/10.1088/1748-9326/ad127e

Walker, R. G., & James, N. P. (1992). Facies Models - Response To Sea Level Change. Geological Association of Canada Publications. Newfoundland, Canada.

Westaway, R. (1994). Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. Journal of Geophysical Research, (99), 20203–20223.

Yavuzoğlu, A. (2019). Investigation of Tectonic Structures in the Area Between Marmaris and Fethiye Bay [Master's Thesis]. Graduate School of Natural and Applied Sciences of Middle East Technical University, Ankara.

Yerli, B., Ten Veen, J. H., & Sintubin, M. (2008). Geological and archaeoseismological evidence of neotectonic activity in the Fethiye-Burdur Fault Zone (Eşen Basin, SW Turkey). EGU General Assembly EGU2008-A-01404, 10.

Yıldırım, B. (2016). Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Marmaris, Yeşilova ve Gökova Depremleri İşiğında Güneydoğu Ege Denizi'nin Neotektonik İncelemesi [Yüksek Lisans Tezi].

Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker P. D., Johnston, P., & Fifield, L. K. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature, 406, 713-716.