



## Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



### Ganos Fayı güncel deprem etkinliğinin değerlendirilmesi: MONGAN ağı test analizleri

#### *Evaluation of current earthquake activity on the Ganos Fault: MONGAN network test analysis*

Eşref YALÇINKAYA<sup>a\*</sup>, Marco BOHNHOFF<sup>b,c</sup>, Ethem GÖRGÜN<sup>a</sup>, Hakan ALP<sup>a</sup>, Stephan BENTZ<sup>b</sup>, Ali PINAR<sup>d</sup>, Fatih ALVER<sup>e</sup>, Ömer KILIÇARSLAN<sup>e</sup>, Burçin Didem TAMTAŞ<sup>a</sup> ve Burçak GÖRGÜN<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul, Türkiye*

<sup>b</sup>*GFZ Alman Ulusal Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Potsdam, Almanya*

<sup>c</sup>*Berlin Hür Üniversitesi, Jeoloji Bilimleri Enstitüsü, Berlin, Almanya*

<sup>d</sup>*Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul, Türkiye*

<sup>e</sup>*Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı, Ankara, Türkiye*

*Araştırma Makalesi*

#### Anahtar Kelimeler:

Ganos Fayı, Mikro Deprem, Fay Zonu Dalgaları, Moment Tensör.

#### ÖZ

Ganos Fayı MONGAN deprem izleme ağı verileri deprem ayıklama, lokasyon ve büyüklük hesaplamaları, kaynak mekanizması çözümleri ve fay zonu dalgalarının keşfi açısından önemli fırsatlar ve zorluklar sunar. Bu çalışmada ilksel veri analizleri ve sismolojik değerlendirmeler üzerinde durulacaktır. Lokal bir alanda yer alan istasyonlar mikro deprem seviyesinde depremlerin keşfine imkân verirken, bu depremlerin kaynak parametrelerinin belirlenmesinde önemli güçlükler oluştururlar. Sürekli verilerden küçük depremlerin ayıklanması, özel stratejiler geliştirilmesi gerektirdiğini göstermektedir. Ağ verileri bölgede büyüklüğü  $M < 1,0$  olan çok sayıda depremin varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu depremler çoğunlukla ağ dışı depremlerdir ve güvenilir çözümlerini oluşturmak, istasyonların yetersiz azimutal dağılımı nedeniyle oldukça güçtür. Farklı ağ teknikleri ve dalga tanecek hareketi analizlerinin lokasyon ve büyüklük çözümlerine katkı yapacağı düşünülmektedir. İki farklı litolojiyi buluşturan fay zonu yapısı, dalga fazı varış zamanları ve dalga genliklerinde önemli farklılıklara neden olurken, fayın her iki tarafında fay zonu dalgalarının izlerini oluştururlar. Moment tensör çözümleri az sayıda istasyon kaydı kullanılarak güvenilir kaynak mekanizma çözümlerinin elde edilebileceğini göstermektedir.

*Geliş Tarihi: 28.10.2021*

*Kabul Tarihi: 05.04.2022*

#### Keywords:

Ganos Fault, Microearthquake, Fault Zone Waves, Moment Tensor Analysis.

#### ABSTRACT

*The Monitoring of the Ganos Fault data presents significant opportunities and challenges for earthquake detection, location and magnitude calculations, source mechanism solutions, and discovery of fault zone waves. This study indicates mostly of preliminary data analysis and seismological evaluations. While narrow distance aperture installation has an opportunity to detect microearthquakes, it also causes significant difficulties in determining the source parameters of micro-earthquakes. Extracting microearthquakes from continuous data shows that special strategies need to be used. MONGAN data revealed the presence of many earthquakes with magnitude  $M < 1.0$  in the study region. These earthquakes are mostly out of network earthquakes and it is very difficult to obtain reliable solutions due to the insufficient azimuthal distribution of the stations. It is obvious*

\*Başvurulacak yazar: Eşref YALÇINKAYA, [eyalcin@iuc.edu.tr](mailto:eyalcin@iuc.edu.tr)

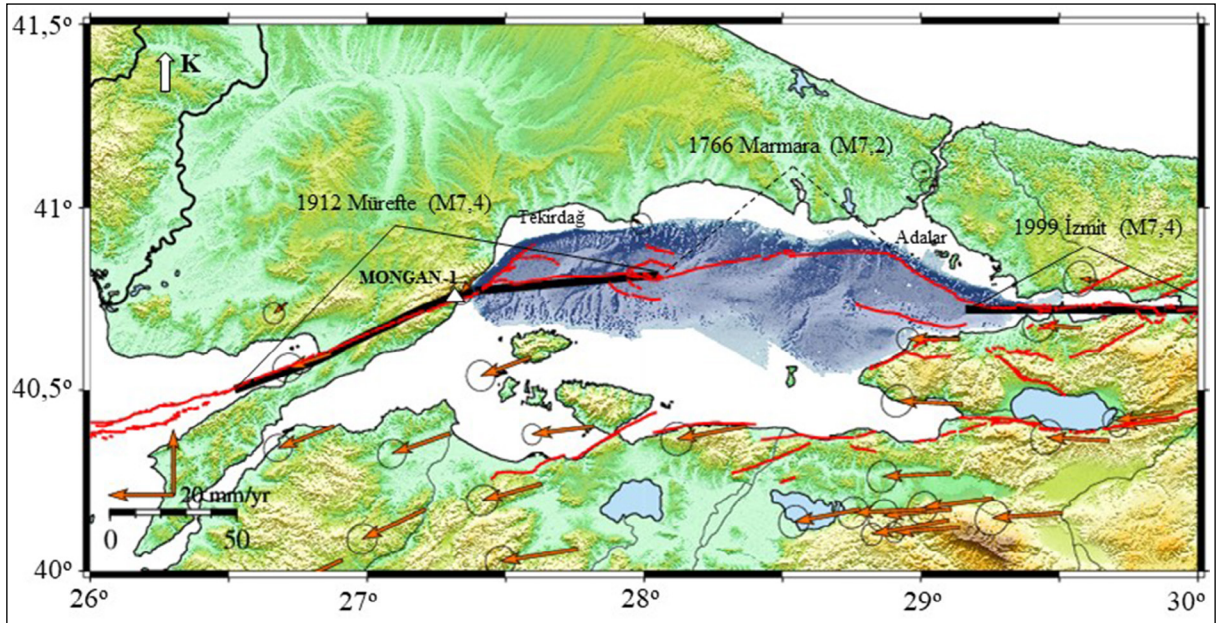
*that different network techniques and wave particle motion analyzes are contributed to the location and source parameters. Although the fault zone structure consists of two different lithologies that make significant differences in seismic wave phase arrival times and wave amplitudes, we observe fault zone head waves on both sides along the Ganos fault. Moment tensor analyzes depict that reliable source mechanism solutions can be obtained using a small number of station records.*

## 1. Giriş

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin Marmara Denizi içindeki bölümü (1999 İzmit ve 1912 Mürefte deprem kırıkları arasındaki kesim) dünyada en iyi bilinen sismik boşluklardan biridir (Şekil 1). KAFZ boyunca depremlerin son yüzyıldaki batıya göçü, en son 1999 İzmit ve Düzce depremleriyle Marmara Denizi içine kadar ulaşmıştır (Stein vd., 1997). Fayın daha batı Ganos Fayı bölümü 1912 yılında ( $M_w=7,4$ ) oluşan Mürefte depremiyle kırılmıştır (Aksoy vd., 2010). Marmara Fayı üzerinde ise en son bilinen büyük deprem 1766 depremdir ( $M_w=7,2$ ) ve yaklaşık 250 yıl geçmesi nedeniyle süresi dolmuş bir sismik döngü olarak nitelenmektedir (Bohnhoff vd., 2016; Bulut vd., 2019). Aslında Marmara Denizi içindeki kısmın tek bir fay olarak değil, farklı dinamik özelliklere sahip birkaç parçadan oluştuğu düşünülmektedir. Batıda Tekirdağ kesiminin 1912 depremiyle kırıldığı ileri sürülmektedir (Armijo vd., 2005; Uçarkuş vd., 2011).

Orta Marmara ve Adalar parçaları ise asıl kırılması beklenen parçalardır (Bohnhoff vd., 2013; Ergintav vd., 2014). Tekirdağ parçası günümüzde yoğun bir deprenselliğe sahip ve kısmen akma gösterirken (Schmittbuhl vd., 2016; Bohnhoff vd., 2017; Uchida vd., 2019), Ganos Fayı'nın kara kesimi ve Saros içine uzanan kısım asismik (deprem üretmeyen) ve tamamen kilitlemiş bir davranış sergilemektedir (Aksoy, 2021). Yine benzer olarak, Orta Marmara kesimi asismik-kilitlenmiş karakter gösterirken (Bohnhoff vd., 2013; Lange vd., 2019), Adalar kesimi yüksek bir deprenselliğe sahiptir (Wollin vd., 2018). Marmara Fayının bu çok parçalı ve farklı davranışlara sahip özelliklerini araştırmak, bölgedeki gerçek sismik tehlikeyi tahmin edebilmek açısından son derece önemlidir.

Fay parçalarının davranışlarını anlamakta en önemli verilerden biri detaylı jeodezik ve sismolojik özelliklerin izlenerek fay üzerindeki ayrışıklığın

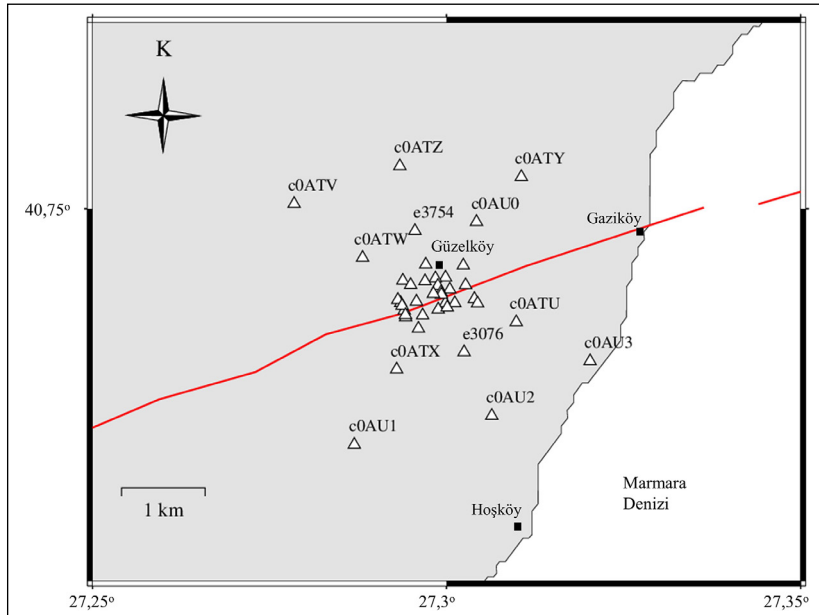


Şekil 1- Çalışma bölgesi ve çevresinin ana yapısal unsurları. Kırmızı çizgiler fay haritasını (Armijo vd., 2005), oklar GPS vektörlerini (McClusky vd., 2000), kalın siyah çizgiler 1912 Mürefte ve 1999 İzmit depremleri kırıklarını temsil ederler. Ganos Fayı sismik ağ istasyonları (MONGAN-1, beyaz üçgen) Şekil 2'de büyütülerek gösterilmektedir.

anlaşılması ve farklı gerilme durumlarının ortaya çıkarılmasıdır. Fakat Marmara Denizi içinde kalan parçaların detaylı analizleri ancak deniz tabanında faya yakın gözlem istasyonları ile mümkündür. Bu konuda son yıllarda yapılan en önemli çalışmalar deniz tabanı deprem kayıt istasyonları (OBS) (Özalaybey, 2010; Yamamoto vd., 2017) ve deniz tabanı jeodezik ölçüm ağlarıdır (Sakic vd., 2016; Yamamoto vd., 2019). OBS gözlem istasyonlarıyla kaydedilen mikro deprem sayısı geleneksel kara gözlem ağlarından elde edilenin yaklaşık 5 katıdır (Yamamoto vd., 2022).

Bir fay yapısı içinde karşılıklı blokların ve aralarındaki ezilmiş zonun hız yapısının açığa çıkarılması birçok sismolojik analiz ve fay mekaniği çalışmaları açısından çok önemlidir. Fay blokları arasındaki hız ayrımlılığı deprem sırasında oluşan kırılmanın ilerleyişini, hızını ve kırılma tipini etkiler (Andrews ve Ben-Zion, 1997). Bunun yanında, deprem lokasyon çözümleri ve kırılma mekanizmalarının belirlenmesi açısından etkilidir (McGuire ve Ben-Zion, 2005). Son yıllarda fay zonu üzerine konumlandırılan sık deprem gözlem ağları, sismologlar tarafından fay zonu baş dalgaları (FZBD) ve fay zonu kapanlanmış dalgaların (FZKD) varlığını doğrulamaya imkan vermiştir (Li ve Leary, 1990; Ben-Zion ve Malin, 1991).

2018 yılında Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)-Almanya Eğitim ve Araştırma Bakanlığı (BMBF) ikili işbirliğiyle oluşturulan bir proje kapsamında Ganos Fayı'nın kara segmenti üzerinde toplam 40 adet istasyondan oluşan bir deprem izleme ağı (MONGAN-Ganos Fayı İzleme Ağı) kurulmuştur (Şekil 2). Ağın amacı ulusal gözlem ağlarından [Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) ve Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)] elde edilen verilere göre asismik-kilitlenmiş davranış sergileyen Ganos Fayı'nın olası mikro sismik etkinliğini gözlemleyebilmek ve iki malzemeli fay yapısını fay zonu dalga analizleriyle inceleyebilmektir. Gözlem ağı iki aşamalı çalıştırılmış olup, birinci aşamada istasyonlar fayın doğu ucunda (MONGAN-1), dar bir alan içinde 2 yıl süreli çalıştırılmış (Şekil 2), ikinci aşamada ise istasyonlar fayın batı kesimine kaydırılmış (MONGAN-2) ve daha geniş bir alana yayılarak yaklaşık 1 yıl süreyle kayıt toplanmıştır (Yalçinkaya vd., 2022). İstasyonlarda iki farklı tip sensör (Mark 1Hz LAC ve Geophone 4.5Hz) ve iki farklı tip kayıtçı (EarthData EDL PR6-24 ve DATA-CUBE3) kullanılmıştır. Eşlenik birinci makalede sismik ağın özellikleri, veri toplama ve veri kalitesi konuları tartışılmıştır (Yalçinkaya vd., 2022). Bu ikinci makalede ise öncelikli amacımız MONGAN-1 ağ verileri kullanılarak yapılacak sismolojik analizlerin ilksel testlerini oluşturmaktır.



Şekil 2- Ganos Fayı (kırmızı çizgi) boyunca sismik ağı istasyon dağılımı (MONGAN-1, üçgenler). Karışıklığı azaltmak amacıyla sadece dış istasyonların kodları yazılmıştır.

Ağın sağladığı verilerin genel özellikleri; depremlerin küçük veya mikro büyüklükte olmaları, iki farklı hız yapısına sahip fay blokları üzerinde kayıt edilmeleri ve çoğunlukla kaynağı çevreleyen bir istasyon dağılımına sahip olmamaları şeklinde özetlenebilir. Çalışma kapsamında ağ tarafından kaydedilen depremlerin ayıklanması, büyüklük ve lokasyon hesapları, FZBD'nin keşfi ve küçük depremlerde kaynak mekanizma çözümleri konularında ilksel analizler yer alacaktır.

## 2. Deprem Ayıklama

MONGAN ağı kapsamında kaydedilen sürekli veriden olası depremlerin ayıklanması işlemi otomatik ve manuel olmak üzere iki farklı şekilde yapılabilir. Verilerin manuel taranması oldukça yorucu ve zaman alıcı bir işlemdir. Mümkün olduğunca iş yükünü azaltmak ve zamanı verimli kullanabilmek adına otomatik ayıklamanın etkin şekilde kullanılabilmesi önceliklidir. Bu amaç doğrultusunda, toplanan verinin ilk 3 aylık bölümü otomatik ayıklamanın etkinliğinin test edilmesi amacıyla kullanılmıştır. Önce sürekli veri otomatik ayıklama işlemine tabi tutulmuş, daha sonra ise manuel olarak tekrar gözden geçirilerek otomatik ayıklamanın kaçırıldığı ya da yanlış belirlediği olaylar listelenmiştir. Otomatik ayıklama işleminde en temel uygulamalardan biri olan Kısa Zaman Ortalama/Uzun Zaman Ortalama (STA/LTA) oran yöntemi kullanılır (Allen, 1978).

STA/LTA yönteminde kullanılan parametreler analizler kapsamında birçok kez test edilmiş, MONGAN ağı verilerinin ayıklanmasında en başarılı olduğuna karar verilen değerler Çizelge 1'de sunulmuştur. Genel olarak STA süresi bölgesel olaylar için 1-2 sn seçilirken, yerel olaylar için bu süre 0,3-0,5 sn'ye indirilebilir. LTA süresi ise 60 sn'den başlayarak, yerel olaylar için 30 sn'ye kadar denenebilir. STA/LTA tetiklenme oranı ise gürültüsü düşük istasyonlarda küçük depremler için 3-4 sn civarı kullanılabilir. Çizelge 1'den görüldüğü gibi ayıklama işlemi 2-20 Hz aralığında bir bant geçişli filtre ile başlar. STA uzunluğu 0,3 sn, LTA uzunluğu 30 sn alınarak, tetiklenme oranı 5 sn olarak belirlenmiştir. Tüm ağ içinde en az 7 istasyonun tetiklenmesi durumunda bu bir olay olarak listelenir ve sürekli veri içinden 180 sn uzunluğunda kesilerek ayrı bir dosya olarak saklanır. Kayıtlardaki gürültü seviyelerine ve kayıt

alan istasyon sayılarına bağlı olarak bu parametreler değişiklik gösterebilmektedir. Daha sonra bir operatör sürekli veriyi 30-60 dakikalık pencereler ile gözle tarayarak, farklı frekans aralığında filtreler kullanarak, hem otomatik ayıklamada yanlış belirlenen olayları siler, hem de otomatik ayıklamanın kaçırıldığı olayları listeye ekler.

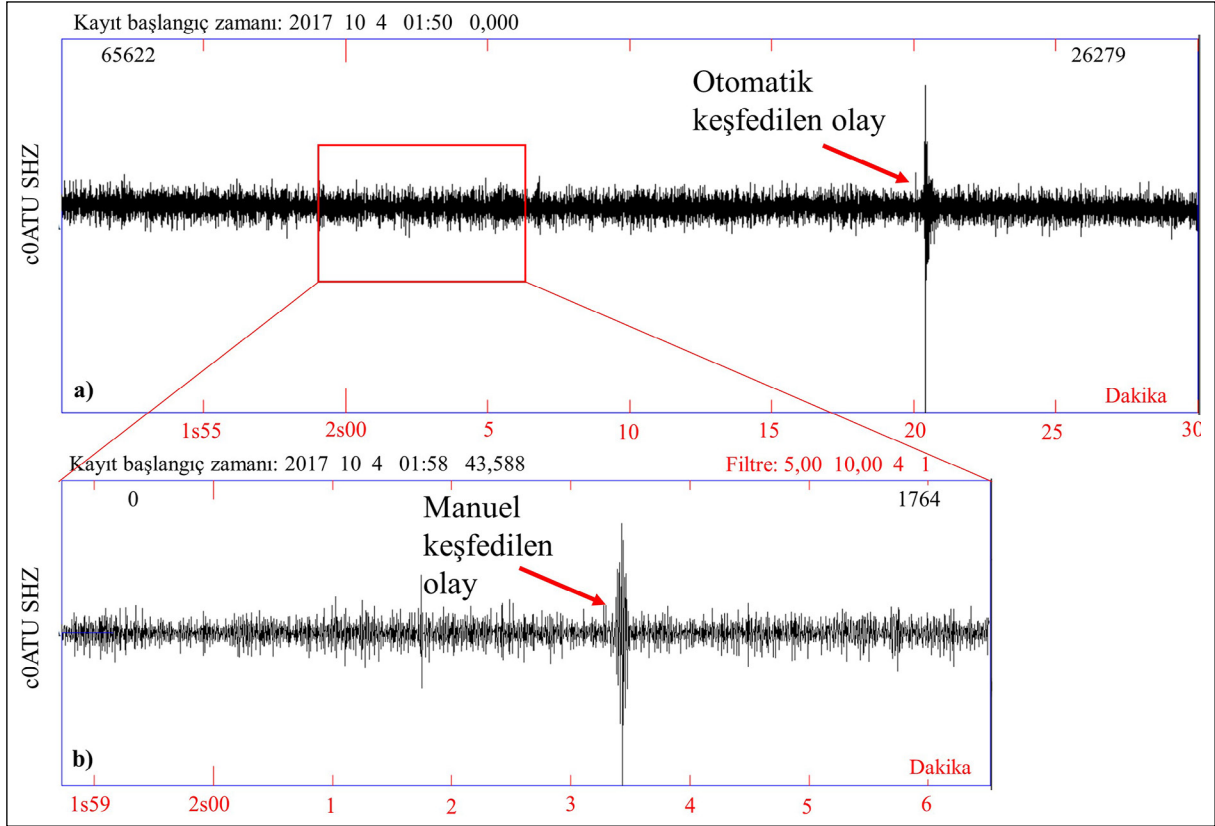
Çizelge 1- SEISAN (Havskov ve Ottemoller, 1999) yazılımı içinde kullanılan condet programı içinde STA/LTA yönteminde seçilen uygun parametre değerleri.

Parametre	Kullanılan değer
Filtre	2-20 Hz
STA süresi	0,3 sn
LTA süresi	30 sn
Tetiklenme oranı (STA/LTA)	5
Tetikleme süresi (en az)	1 sn
Tetiklenme aralığı (en az)	10 sn
Tetiklenen istasyon sayısı (en az)	7
Tetiklenme öncesi zaman	30 sn
Kesme penceresi uzunluğu	180 sn

Çizelge 2'de ilk üç aylık veri için otomatik ayıklama ve manuel ayıklama sonuçlarının karşılaştırması gösterilmektedir. Genel olarak %40-50 arasında otomatik ve manuel ayıklama arasında farklar ortaya çıktığı görülmektedir. Bunların bir kısmı otomatik ayıklamanın yakalayamadığı olayların eklenmesi şeklinde iken, diğer kısmı ise yanlış tetiklenme nedeniyle olay silme şeklindedir. Otomatik ve manuel ayıklama arasındaki farkın yüksek oluşu, otomatik ayıklamanın yeterli başarıya ulaşamadığını gösterir. Bunun ana nedenlerinden biri hedef depremlerin çok küçük olmasıdır. Mikrodepremler genel olarak çevresel gürültü içinde kalırlar ve STA/LTA oranları bunları yakalamakta yeterli başarıyı gösteremezler. Manuel kontrol sırasında farklı filtrelerin denemesi ve ekranda çok sayıda istasyon kaydına aynı anda bakılması, bu depremlerin ayıklanmasını ancak mümkün kılabilmıştır. Şekil 3'te örnek bir istasyon kaydında otomatik ayıklama ile keşfedilen ve farklı filtreler denenerek manuel ayıklama ile keşfedilen iki deprem kaydı gösterilir. STA/LTA operatörünü bu depremlere uygun parametre seçimiyle oluşturmak mümkün olabilir, fakat bu kez de hatalı deprem sayısı çok arttırılmış olur. Daha başarılı ayıklama işlemi için çalışmanın ilerleyen zamanlarında dalga formlarının çapraz korelasyonu gibi farklı otomatik ayıklama yöntemlerin devreye alınması hedeflenmiştir (Gibbons ve Ringdal, 2006; Yoon vd., 2015; Bentz vd., 2019).

Çizelge 2- Sismik ağın ilk üç ayında toplanan verinin otomatik ayıklama ve manuel ayıklama sonucu elde edilen olay sayıları.

Tarih aralığı	Otomatik ayıklama	Manuel silinen	Manuel eklenen	Değişim oranı	Net olay sayısı
01-31 Ekim 2017	592	203	69	%46	458
01-30 Kasım 2017	403	22	172	%48	575
01-31 Aralık 2017	477	131	84	%45	417



Şekil 3- a) c0ATU istasyonu düşey bileşen kaydı üzerinde otomatik ayıklama ile keşfedilen, ve b) aynı kaydın kırmızı işaretli alanı içinde 5-10 Hz aralığında filtre kullanılarak manuel keşfedilen ikinci bir olay.

### 3. Faz ve Genlik Okumaları

Seçilen depremlerin lokasyon ve büyüklük çözümlerini yapabilmek için kayıtlardan P ve S dalga fazları varış zamanlarına ve genlik değerlerine ihtiyaç duyulur. Sinyal/gürültü oranı yüksek verilerde bu okumalar yüksek hassasiyetle yapılabilirken, bu oran düştükçe okumalardaki hata miktarı da artar. Her ne kadar son yıllarda geliştirilen otomatik faz okuma yöntemleri oldukça başarılı sonuçlar üretse bile, özellikle sinyal gürültü oranının düşük olduğu ve istasyonlar arası dalga formlarının çok fazla benzerlik göstermediği olaylarda manuel okumalar hassasiyet açısından geçerliliğini korumaktadır.

Çalışma kapsamında mümkün olduğunca faz ve genlik okumaları filtresiz-ham veriler üzerinden manuel olarak yapılmıştır. Bunun yanında özellikle sinyal/gürültü oranı düşük küçük depremlerde farklı bant geçişli filtreler kullanılarak (örn. 2-20 Hz, 5-30 Hz) okumalar yapılabilmektedir. Her bir filtreleme işleminin faz zamanlarında kaymalar ve dalga genliklerinde düşmeler oluşturduğu unutulmamalıdır. Bu nedenle zorunlu hallerde mümkün olduğunca sinyalin genel yapısını bozmayacak filtreler tercih edilmiştir. MONGAN-1 ağında istasyonlar arası mesafelerin çok küçük olması, faz okumalarının çok yüksek hassasiyette yapılmasını gerektirir. İstasyonlar arası en uzak mesafenin yaklaşık 4 km olduğu düşünülürse, hızı 6 km/sn olan bir dalga için,



bu istasyonlarda ortaya çıkacak zaman farkı en fazla 0,7 sn'dir. Yakın depremlerde, istasyonlara düşeye yakın geliş açılarında bu farkın çok daha az olacağı unutulmamalıdır.

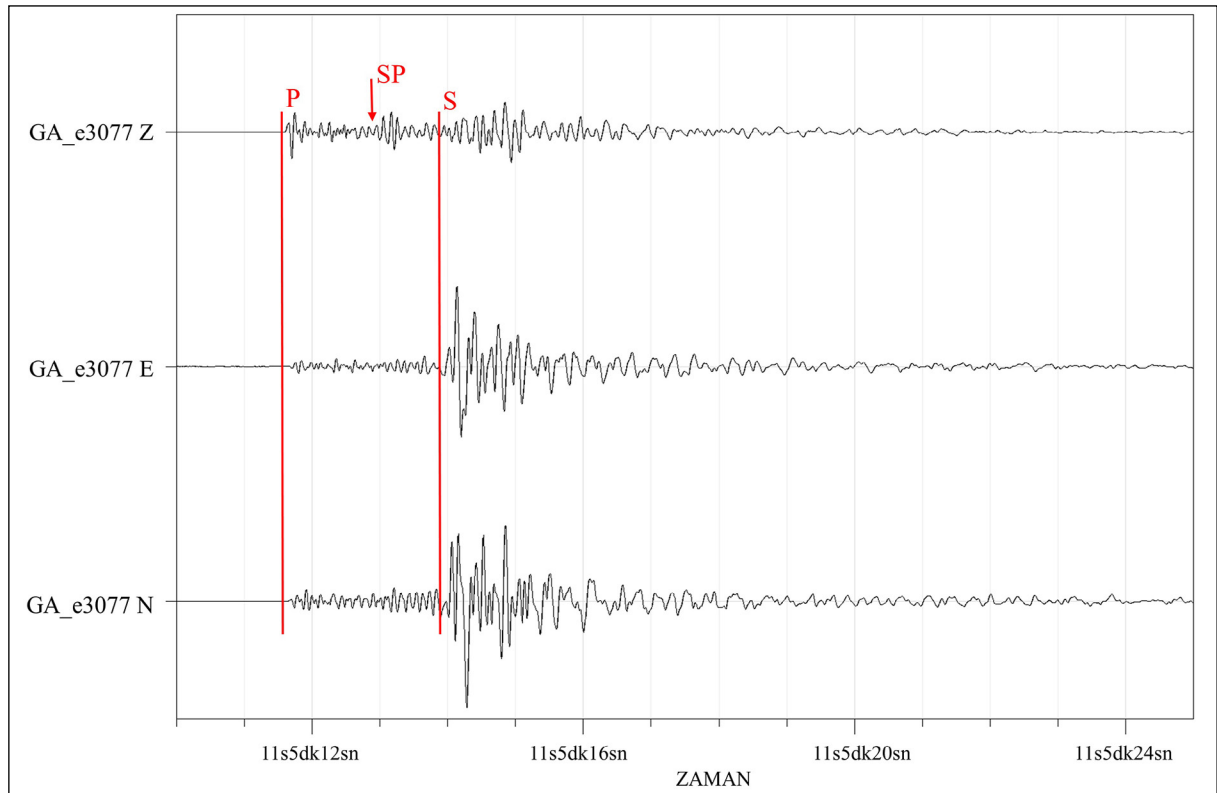
Dalga fazlarının okunmasında bir diğer önemli husus, farklı dalga fazlarının kayıtlar üzerinde ayırımının yapılabilmesidir. Doğru belirlendiği sürece farklı fazların kullanılabilirliği lokasyon çözümlerinin kalitesini artırır. Bu fazlar doğrudan alıcıya gelen Pg ve Sg dalga fazlarının yanı sıra, Moho sınırında kırılan Pn ve Sn ya da sediman-ana kaya sınırında oluşan dönüşmüş fazlar PS, SP varış zamanlarının işaretlenmesidir. Kaynak-alıcı geometrisine bağlı olarak bu fazların kayıtlarda izlenebilirliği her zaman mümkün olmamaktadır. Bazı durumlarda da fazlar birbirleriyle karıştırılabilmekte ve hatalı lokasyon çözümlerine neden olabilmektedir. Şekil 4'te örnek bir üç bileşen kayıt üzerinde faz işaretlemeleri gösterilmiştir.

Çalışma kapsamında genel olarak lokal ve küçük depremler hedeflenmesi nedeniyle, büyüklük hesabında Lokal Magnitüd ( $M_L$ ) ölçeği tercih

edilmiştir. Öncelikle kayıtlar alet tepki fonksiyonları kullanılarak Wood-Anderson tipi kayıtlara benzeştirilmiş ve yerdeğiştirme dalga formları hesaplanmıştır. Yalçinkaya vd. (2022)'de değinildiği gibi istasyonların farklı zemin özelliklerine sahip olmaları nedeniyle, dalga genlikleri açık olarak sığ zemin etkilerini taşırlar. Bu etkileri en aza indirmek amacıyla,  $M_L$  magnitüd hesabında (Denklem 1) S dalga genliklerinin düşey bileşen kayıtlardan okunması tercih edilmiştir (Havskov ve Ottemüller, 2010).

#### 4. Lokasyon ve Büyüklük Hesaplamaları

Lokasyon ve büyüklük hesaplamalarında Havskov ve Ottemüller (1999) tarafından geliştirilen SEISAN yazılımı içinde yer alan Hypocenter algoritması (Lienert ve Havskov, 1995) kullanılmıştır. İlk aşamada bir test çalışması niteliğinde 01 Ekim-30 Kasım 2017 tarihleri arasında meydana gelmiş 344 adet depremin çözümü yapılmıştır. Analizlerde farklı kabuk modelleri test edilmekte olup, ilk aşamada bölgede daha yoğun bir ağa sahip olan KRDAE çözümleriyle karşılaştırma yapabilmek açısından Kalafat vd. (1987), kabuk



Şekil 4- Üç bileşen deprem kaydı ve P, S, SP fazlarının işaretlenmesi.

modeli tercih edilmiştir. Kullanılan  $M_L$  büyüklük bağıntısı;

$$M_L = \log A + 1.0 * \log R + 0,00167 * R - 1,58 \quad (1)$$

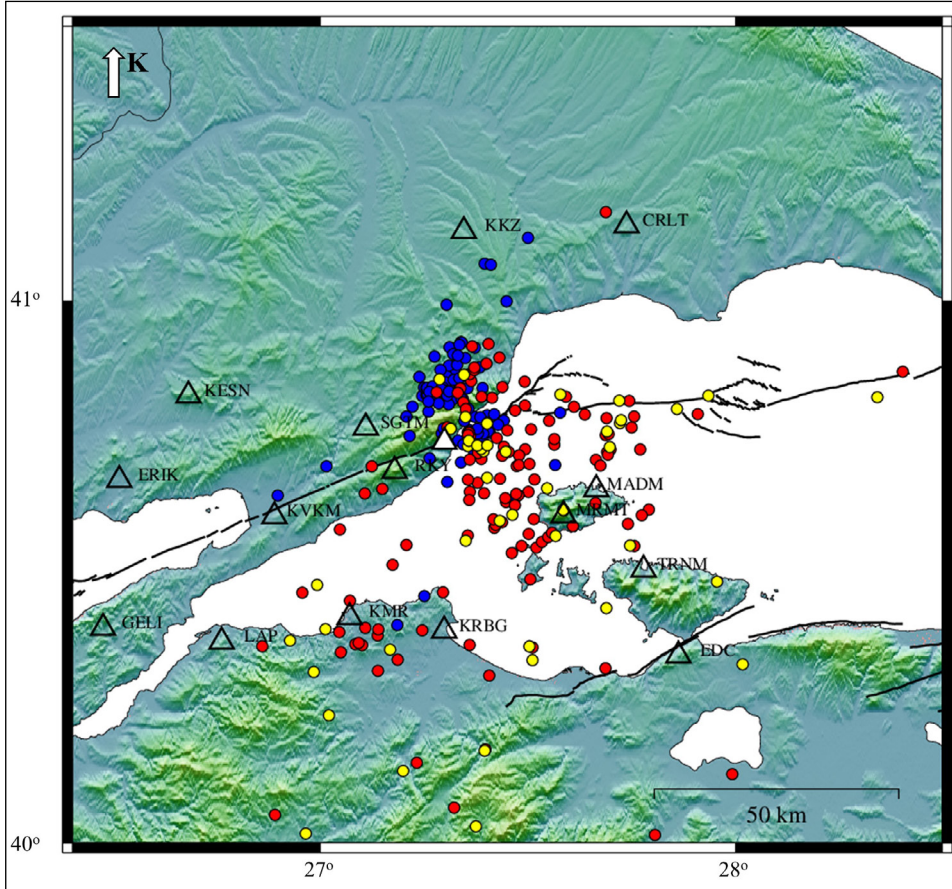
denklemlerle verilir. Burada  $A$ ; S dalgası genliğini (mm),  $R$ ; kaynak uzaklığını (km) gösterir. Denklemlerde tanımlanan regresyon katsayıları, Kılıç vd. (2016) çalışmasında Türkiye depremleri için elde edilmiştir.

MONGAN ağı tarafından kaydedilen ve çözümleri yapılan deprem verilerini üç farklı grupta değerlendirebilir:

i. Ulusal ağı tarafından yakalanan ve çözümleri yapılan depremler

- ii. Ulusal ağı tarafından çözümlenmemiş, fakat hem MONGAN hem de ulusal ağı kayıtlarında görülebilen depremler
- iii. Sadece MONGAN ağı kayıtlarında görülen depremler

Çözümü yapılan depremlerin episantr dağılımı (ağı merkez olmak üzere ilk 100 km'lik yarıçap içine düşenler) Şekil 5'te gösterilmektedir. Çözümlerde kullanılan minimum istasyon sayısı 19'dur. Kareköt ortalama hata (RMS) değerleri genelde 0,3'ün altında, fakat azimutal boşluklar özellikle üçüncü grup depremlerde 350 derecelere çıkabilmektedir. Hesaplanan  $M_L$  büyüklükleri -0,7 ila 4,3 arasında değişir.



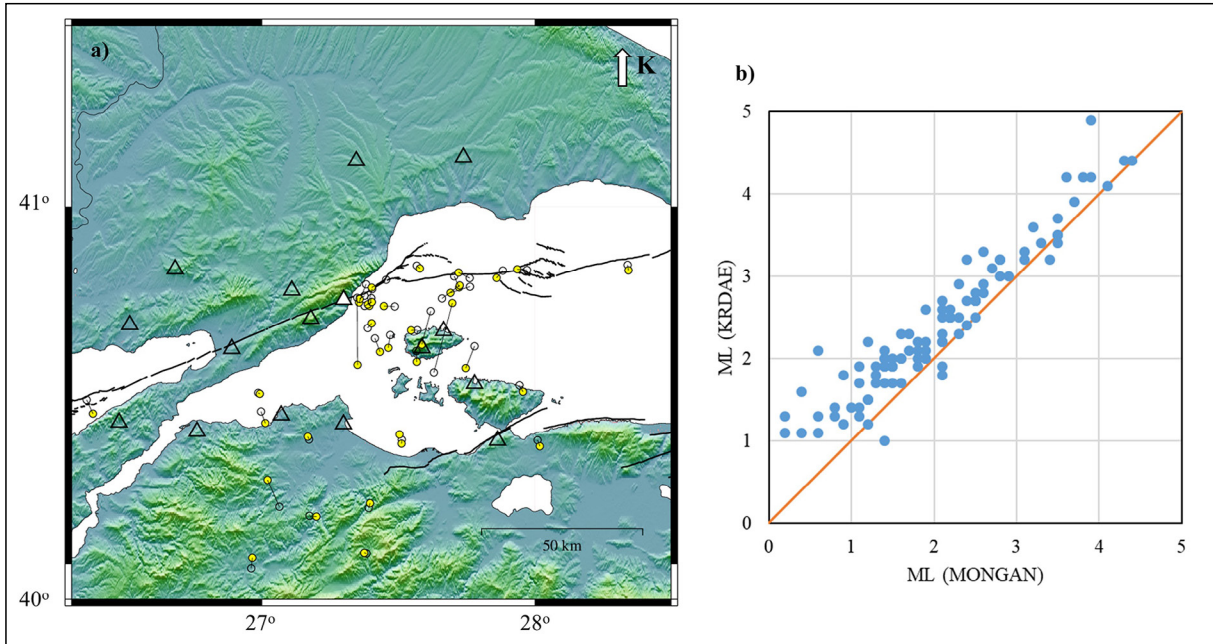
Şekil 5- Çalışma kapsamında çözümleri yapılan depremlerin lokasyon haritası. İçi boş üçgenler çözümde kullanılan ulusal ağı istasyon yerlerini, içi dolu üçgen Ganos Fayı izleme ağı (MONGAN-1) yerini gösterir. Sarı daireler; ulusal ağı ve MONGAN-1 ağı istasyonlarının birlikte kullanılarak çözümleri yapılan ve aynı zamanda ulusal katalogta var olan depremleri temsil eder. Kırmızı daireler; ulusal ağı ve MONGAN-1 ağı istasyonlarının birlikte kullanılarak çözümleri yapılan, fakat ulusal katalogta yer almayan depremleri temsil eder. Mavi daireler; ulusal katalogta yer almayan ve sadece MONGAN-1 ağı istasyon kayıtları kullanılarak çözümleri yapılan depremleri temsil etmektedir.

Birinci grup veri MONGAN yanı sıra, AFAD ve/veya KRDAE istasyonları tarafından kaydedilen ve bu kurumlar tarafından da lokasyon-büyüklik çözümleri yapılan depremlerdir. Bu grup depremlerin genel olarak büyüklükleri  $M_L > 0,5$ 'tir. MONGAN ve ulusal ağ istasyonlarının çözüme dâhil edilmesiyle daha fazla istasyon okuması, daha az azimutal boşluk içermeleri nedeniyle daha güvenilir çözümlere sahip depremlerdir (Şekil 5 sarı daireler). İkinci grup veri; MONGAN ağı kayıtlarında keşfettiğimiz, bunun sonucunda yakın çevrede, nispeten sınırlı sayıda bulunan ulusal ağ istasyonları kayıtlarında da (genelde 1-5 arası istasyon) seçilebilen ve sadece bu çalışma kapsamında çözümleri yapılan depremlerdir (Şekil 5 kırmızı daireler). Büyüklükleri çoğunlukla  $M_L < 1,0$  olup, çözüm kaliteleri kullanılabilen istasyon dağılımına bağlı olarak değişen, nispeten çözümleri daha az güvenilir depremlerdir. Üçüncü grup verimiz ise sadece MONGAN ağı kayıtlarında görülebilen ve sadece bu veriler kullanılarak çözümü yapılan depremlerdir (Şekil 5 mavi daireler). Sinyal/gürültü oranları nispeten daha düşük, farklı filtreler denenerek faz okumaları yapılabilen, genellikle çok yüksek azimutal boşluğa sahip, istasyonların konumlandığı

iki malzemeli fay zonu etkileri nedeniyle istasyonlar arasında önemli dalga formu farklılıkları ortaya çıkan depremlerdir. Büyüklükleri çoğunlukla  $M_L < 0,5$ 'in altında, negatif değerlere inebilen depremlerdir.

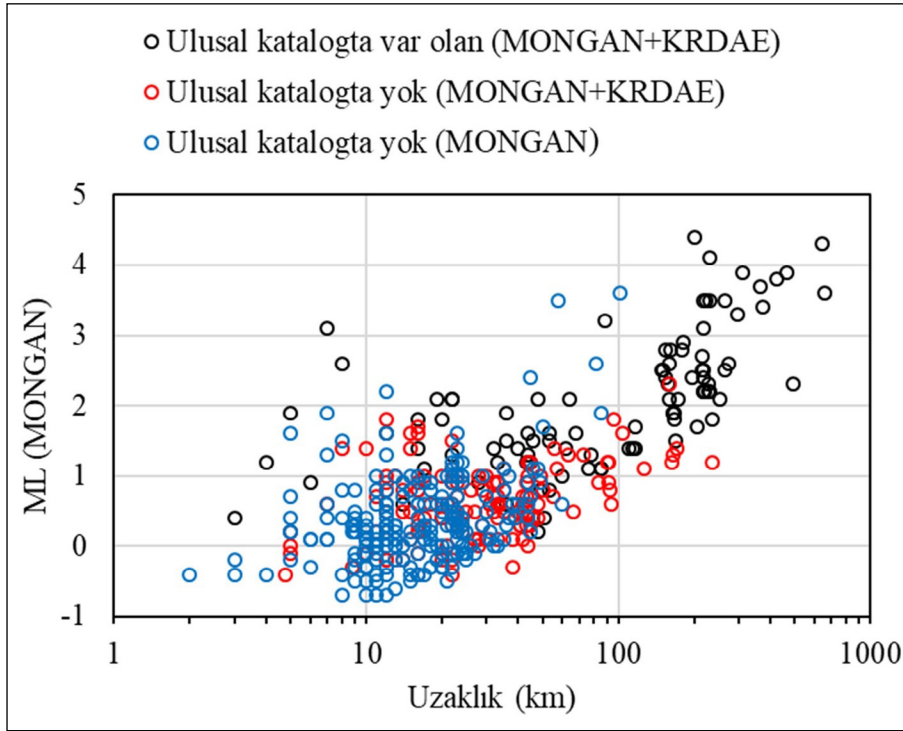
Birinci grup veri olarak tanımladığımız ulusal ağ tarafından çözülen ve bu çalışma kapsamında MONGAN ağ kayıtları dahil edilerek çözülen depremlere ait episantr karşılaştırmaları Şekil 6a'da, büyüklük karşılaştırmaları ise Şekil 6b'da gösterilmektedir. Görüldüğü gibi episantr çözümleri birkaç deprem hariç birbirine oldukça yakındır. Büyüklükler ise, bu çalışmada hesaplanan değerler az da olsa KRDAE büyüklüklerinin altında kalmaktadır. Özellikle küçük depremlerde bu daha belirgindir. Bunda ana etken kullanılan istasyon dağılımı farklılığı yanı sıra, bu çalışmada büyüklük hesabında kullanılan genliklerin düşey bileşenlerden okunması olabilir. Özellikle gevşek zeminler üzerinde yer alan istasyonlarda genlik okumaları, yerel zemin etkilerinden daha az etkilendikleri düşüncesiyle düşey bileşenlerden yapılır.

Şekil 7'de ise çözümü yapılan depremlerin üç grup altında büyüklük-uzaklık karşılaştırılması



Şekil 6- a) KRDAE kataloğunda yer alan deprem çözümlerinin (içi boş daireler) MONGAN-1 ağı kayıtları dâhil edilerek çalışma kapsamında elde edilen çözümlerle (sarı daireler) karşılaştırılmasıdır. İnce çizgiler aynı depremlere ait çözümlerdeki farklılıkları temsil eder. İçi boş üçgenler çözümde kullanılan ulusal ağ istasyonlarını, içi dolu üçgen Ganos Fayı izleme ağı (MONGAN-1) gösterirken ve b) KRDAE kataloğunda yer alan deprem büyüklüklerinin ( $M_L$ ), MONGAN-1 ağı kayıtları dahil edilerek çalışma kapsamında elde edilen büyüklüklerle karşılaştırılmasıdır. Turuncu çizgi 1:1 uyumu temsil eder.





Şekil 7- Çalışma kapsamında çözümü yapılan depremlerin üç farklı grup altında büyüklük-uzaklık ilişkisi.

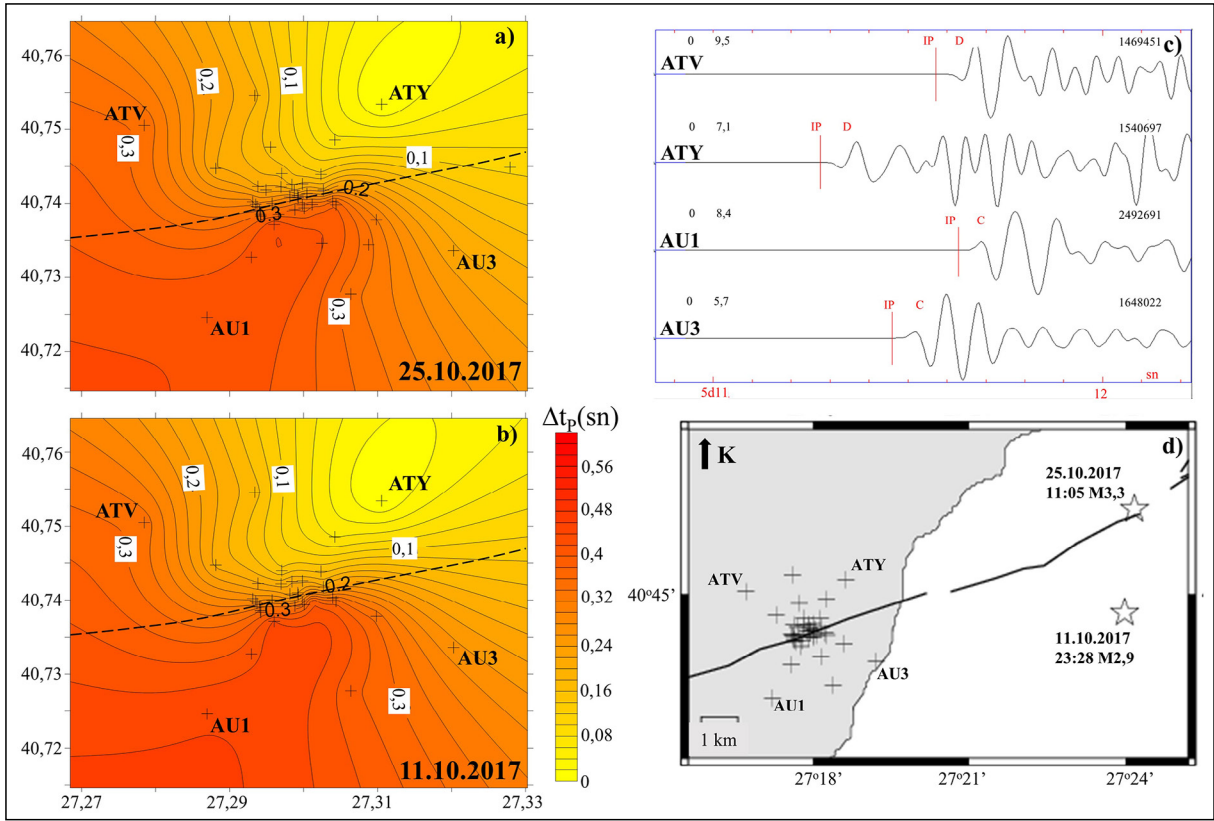
verilmiştir. Görüldüğü gibi; MONGAN-1 ağının bölge depremselliğinin belirlenmesine asıl katkısının yaklaşık 100 km'den daha yakın uzaklıklarda ve büyüklüğü  $M_L < 1,0$  olaylarda ortaya çıkmaktadır (Şekil 7 kırmızı ve mavi daireler). Ulusal ağların (OBS hariç) bölgede yakalayabildiği depremler genel olarak  $M_L > 1,0$  depremler olarak gözükmektedir (Şekil 7 siyah daireler).

Esas itibarıyla üçüncü grup depremler, yani sadece MONGAN-1 ağı kayıtlarına dayanan çözümler hata oranlarının yüksek depremlerdir. Bunda en büyük etken, MONGAN-1 ağının, olası episantr noktasını çevreleyen bir istasyon ağına sahip olmayışı, diğer bir deyişle azimutal boşlukların yüksek olmasıdır. İstasyonlar arasındaki kısa mesafeler, ağı dışında oluşan çoğu depremde nokta alıcı gibi davranması anlamı taşır.

Çözümlerde hataya neden olduğunu düşünülen bir diğer bulgu ise, dalga fazlarının fayın kuzeyinde yer alan istasyonlara, güneyde yer alan istasyonlara göre sistematik olarak daha erken gelmeleridir. Ganos Fayı'nın bölgede iki farklı jeolojik birimi birbirinden ayırdığı bilinmektedir (Okay vd., 2010).

Fayın kuzeyinde yer alan blok Eosen yaşlı daha sert kayalardan oluşurken, güneydeki blok Miyosen yaşlı daha gevşek birimlerden oluşur. Dolayısıyla bu birimlerin sismik hızlarının da birbirinden farklı olması, kuzeydeki bloğun güneydeki bloğa göre daha yüksek dalga yayılım hızına sahip olması olağan bir durumdur. İncelenen örnek kayıtlarda, kaynak uzaklığı aynı olmasına karşın, kuzey bloktaki istasyonlara erken dalga fazı varışları açık olarak görülmektedir. Şekil 8'de ağı dışında meydana gelen iki örnek deprem için istasyonlardaki P dalgası gecikmeleri, dalgaların ilk ulaştığı ATY istasyonu referans alınarak gösterilmektedir. Şekilden görüldüğü gibi fayın kuzeyinde yer alan istasyonlara, güneydekilere göre P dalga varışları belirgin olarak daha öncedir.

Kuzey blok üzerindeki istasyonlarda görülen bu erken varışlar, sadece MONGAN-1 ağı istasyonları kullanılarak yapılan lokasyon çözümlerinde, episantrların belirgin olarak kuzeye kaymış şekilde çıkmalarına neden olmaktadır. Şekil 5'te mavi daireler ve kısmen kırmızı dairelerle temsil edilen çözümlerin beklenmedik şekilde, bir fay yapısının yer almadığı ve ulusal kataloglarda bir etkinlik izine rastlanmayan, ana fayın kuzeyinde çıkmalarının nedeni budur.



Şekil 8- a), b) MONGAN-1 ağı doğusunda meydana gelen örnek iki deprem (25.10.2017 ve 11.10.2017) için ağı istasyonlarında gözlenen P dalgası gecikme zamanları kontur haritası. Artı semboller ağı istasyon yerlerini, kesikli çizgi Ganos Fayı'nı gösterir. Gecikme zamanları ilk istasyon varış zamanına göre (her iki deprem için ATY istasyonudur) normalize edilmiştir. c) 25.10.2017 depremi için örnek istasyonlarda P dalga formları, P varışları kırmızı çizgilerle işaretlenirken ve d) deprem yerleri (yıldızlar) ve ağı istasyonlarının konumları (artı semboller).

## 5. Fay Zonu Baş Dalgaları Analizleri

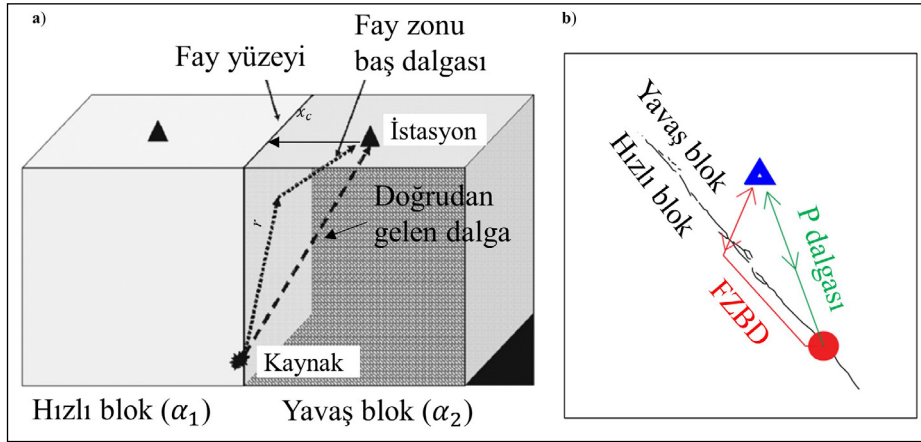
İki malzemeli (bimateryal) fay bloklarında, yukarıda örneklendiği gibi hızlı blok üzerindeki istasyonlarda gözlenen erken faz varışlarının yanı sıra, yavaş blok üzerindeki istasyonlarda Fay Zonu Baş Dalgaları (FZBD) gözlenir. Bu dalga fazları ara yüzey boyunca hızlı bloğu kullanarak ilerleyen ve kırılarak yavaş blok üzerindeki istasyonlara ulaşan dalgalardır (Şekil 9). FZBD dalgaları fay zoneuyla ilgili önemli bilgileri deprem istasyonlarına taşırlar (Ben-Zion ve Aki, 1990). Kaynaktan yavaş blok üzerindeki istasyona doğrudan ulaşan P dalgası kayıtlarda keskin bir başlangıç (impulsive) formuna sahip iken, fay zoneu boyunca kırılarak istasyona ulaşan FZBD yumuşak bir başlangıç (emergent) formuna sahiptir. Seyahatinin bir bölümünü hızlı blok içinde geçiren FZBD, fayın yavaş bloğu üzerinde yer alan ve faya dik uzaklığı  $x < x_c$  olan istasyonlara doğrudan gelen P dalgalarından daha önce ulaşır (Şekil 9);

$$x_c = r * \tan \left[ \cos^{-1} \left( \frac{\alpha_2}{\alpha_1} \right) \right] \quad (2)$$

Burada  $x_c$ ; faydan kritik uzaklık,  $r$ ; fay boyunca dalga yayılım mesafesi,  $\alpha_1$  ve  $\alpha_2$  sırasıyla hızlı ve yavaş blok hızlarını temsil eder. FZBD ve doğrudan gelen dalga arasındaki zaman farkı ( $\Delta t$ ), FZBD'nin fay zoneundaki seyahat uzaklığına ve bloklar arasındaki hız ayrımlılığına bağlıdır.

$$\Delta t \sim r \left[ \left( \frac{1}{\alpha_2} \right) - \left( \frac{1}{\alpha_1} \right) \right] \quad (3)$$

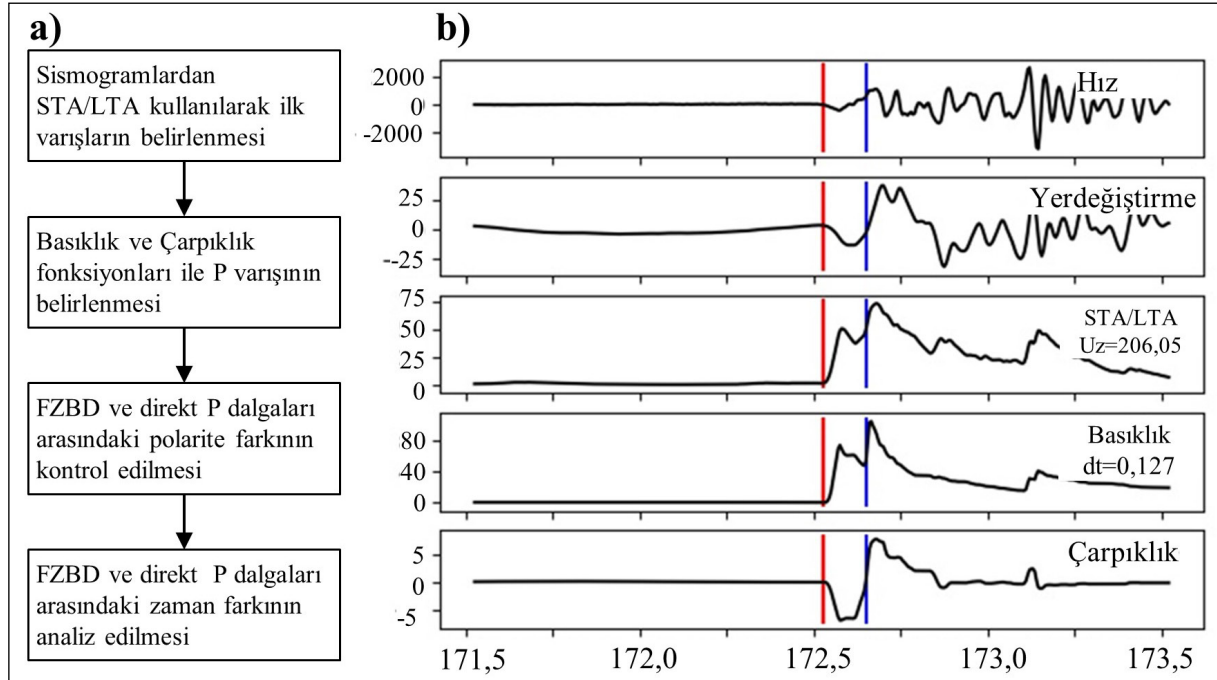
Fay zoneuna yakın noktalarda oluşan depremlerde FZBD ve doğrudan gelen P dalgaları ters polaritelere sahiptir (Ben-Zion, 1989, 1990). Bu dalgalar arasında ortaya çıkan bir diğer fark, yatay düzlem tanecik hareket yönüdür. Doğrudan gelen dalgada yönelim kaynak yönünde iken, FZBD'ında bu yönelim fay zoneuna doğrudur (Bulut vd., 2012).



Şekil 9- Fay zonu baş dalgası (FZBD) ve doğrudan gelen P dalgalarının ışın yollarının şematik gösterimi; a) Bennington vd., 2013 ve b) Allam vd. (2014)'ten değiştirilmiştir.

Fay zonuna yakın istasyonlarda dalga formları üzerinde FZBD ve direkt P dalgası teşhisi bu farklılıkların kontrol edilmesiyle oluşturulur. Analizlerde Ross ve Ben-Zion (2014) tarafından geliştirilen bir yazılım kullanılmış olup, işlem akışı Şekil 10a'da gösterilmektedir. Program ilk olarak düşey bileşende sismik hareketin ilk başlangıç zamanını STA/LTA oranlarını kullanarak belirler. Daha sonra Basıklık (Kurtosis) ve Çarpıklık (Skewness)

fonksiyonlarından yararlanılarak ikinci bir dalga fazının varışı kontrol edilir (Saragiotis vd., 2002). Bu dalga varışlarının belirlenmesinden sonra dalgaların tanecik hareketine bakılarak, polariteleri kontrol edilir. Her iki dalganın da polarite yönü aynı ise bir FZBD ayırımına gidilmez ve ilk varış direkt P olarak işaretlenir. Eğer bu dalgalar birbirlerine göre ters polariteye sahiplerse ilk faz FZBD, sonra gelen faz ise direkt-P dalgası olarak işaretlenir. Şekil 10b örnek bir



Şekil 10- a) Fay zonu baş dalgası (FZBD)'nin belirlenmesinde işlem adımları ve b) örnek bir deprem kaydı üzerinde kısa zaman ortalama/uzun zaman ortalama (STA/LTA), basıklık (Kurtosis) ve çarpıklık (Skewness) fonksiyonları yardımıyla direkt gelen P dalgası (mavi çizgi) ve FZBD (kırmızı çizgi) işaretlemeleri.

deprem kaydında FZBD ve direkt P dalgası ayırımını göstermektedir. STA/LTA oranı ilk dalga fazını işaretlerken, Basıklık fonksiyonunda ikinci dalga fazı varışı çok keskindir. Çarpıklık fonksiyonunda ise ilk ve ikinci dalga fazları arasındaki polarite dönüşümü ortaya çıkar.

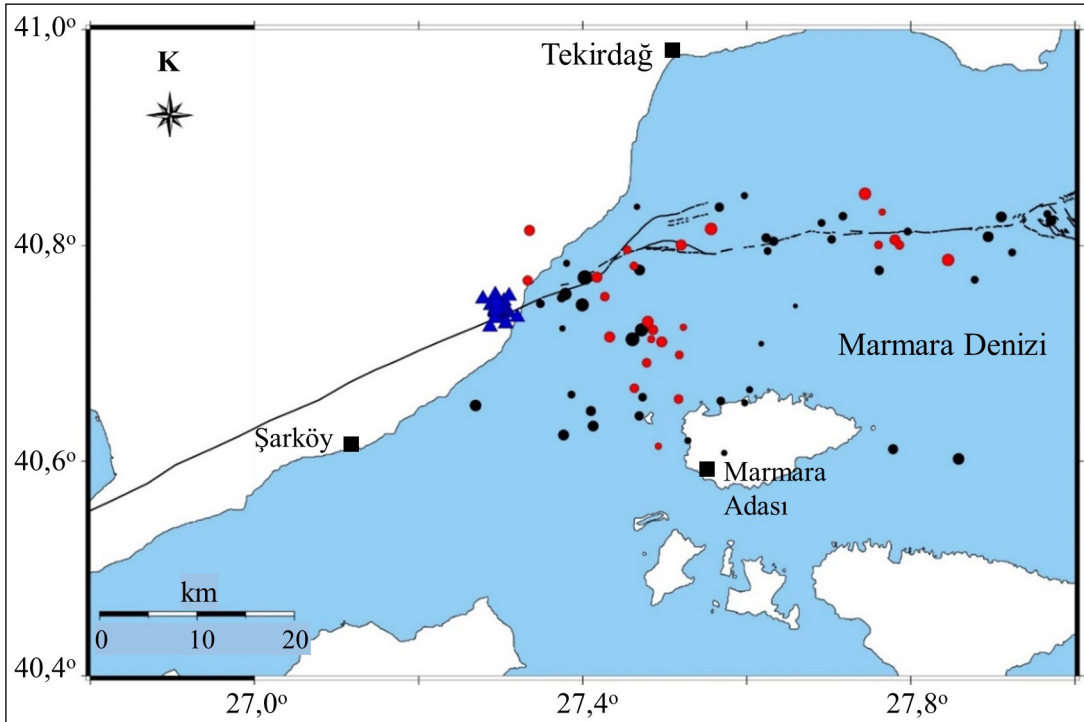
Araştırma kapsamında Ekim 2017 - Mayıs 2018 tarihleri arasında ulusal ağ tarafından çözümü yapılmış ve MONGAN-1 ağı istasyonlarının kaydettiği 68 adet deprem analiz edilmiştir. Analizler sonucunda 25 deprem kaydında FZBD'nin izine rastlanılmıştır. Şekil 11'de analiz edilen depremler ve FZBD tespit edilen depremler farklı renklerde gösterilmektedir.

Görüldüğü gibi analizi yapılan depremlerin lokasyonları genel olarak fayın Marmara Denizi içindeki uzantısında yer alır. FZBD tespit edilen depremler diğerlerinin içine dağılmış durumdadır. Bunların bir kısmı doğrudan fay zonu üzerinde görülürken bir kısmı da fay zonunun güneyinde yer alırlar. FZBD bulunan ve bulunmayan depremlerin lokasyonları, büyüklükleri ve derinlikleriyle ilgili ayırt edici bir özellik incelenen veri seti için bulunamamıştır. Çalışmanın devamında FZBD elde

edilen 25 adet deprem için, hangi istasyonlarda daha çok FZBD'nin görüldüğü, hangilerinde görülmediği araştırılmıştır (Şekil 12). Bu araştırma neticesinde, 25 adet depremin %36'sı e3077, e3081 ve e3089 istasyonlarında görülmektedir. ATW, AU3, e3067 ve e3073 istasyonlarında ise hiç FZBD elde edilememiştir. Teorik olarak FZBD'ler fayın ayırdığı yavaş blok üzerindeki istasyonlarda kayıt edilmesi gerekir. Fakat yaptığımız analizlerde fayın her iki tarafında, hem yavaş hem de hızlı blok üzerinde yer alan istasyonlarda FZBD'ler görülebilmektedir. Bazen fayın yavaş tarafında yer alan ve birbirine çok yakın iki istasyonun birinde FZBD gözlenirken diğerinde gözlenememiştir. Analizlerimize göre, sinyal/gürültü oranlarının düşük olduğu istasyonlarda bu durum sıkça görülmektedir.

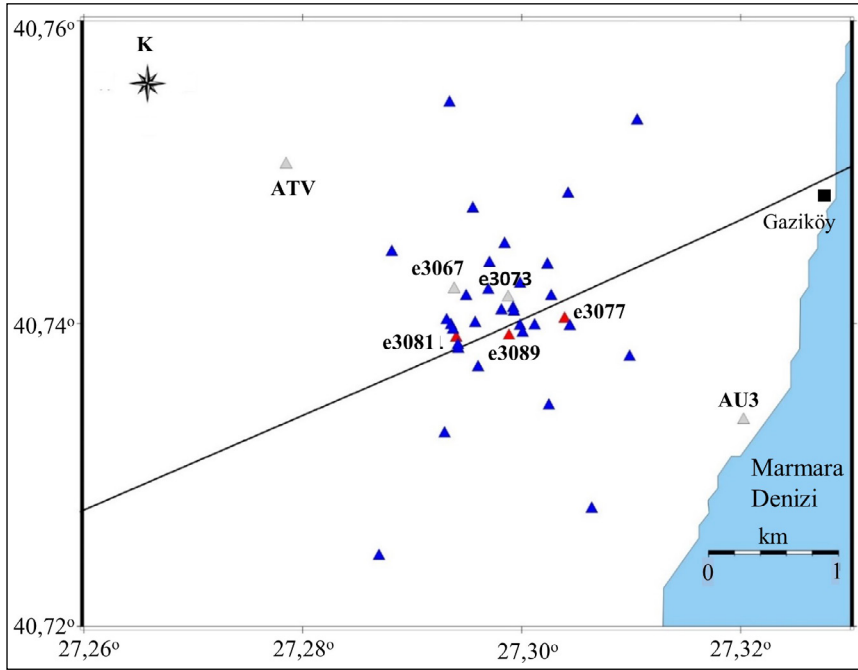
## 6. Kaynak Mekanizması Çözümleri

MONGAN ağının genel özelliği, küçük magnitudlü depremleri algılamaları ve bu depremlerin büyük azimutal boşluklara sahip olmasıdır. Buna karşılık sinyal/gürültü oranları nispeten yüksektir. Bu depremlerin kaynak mekanizması çözümlerinin yeterli güvenilirlikte yapılabilmesi, bölgedeki değişken



Şekil 11- Analiz edilen depremlerin lokasyonları. Fay zonu baş dalgası (FZBD) bulunan depremler kırmızı daireyle, FZBD bulunmayan depremler siyah daireyle gösterilmektedir. Kayıt istasyonları ise mavi üçgenlerle gösterilmektedir.





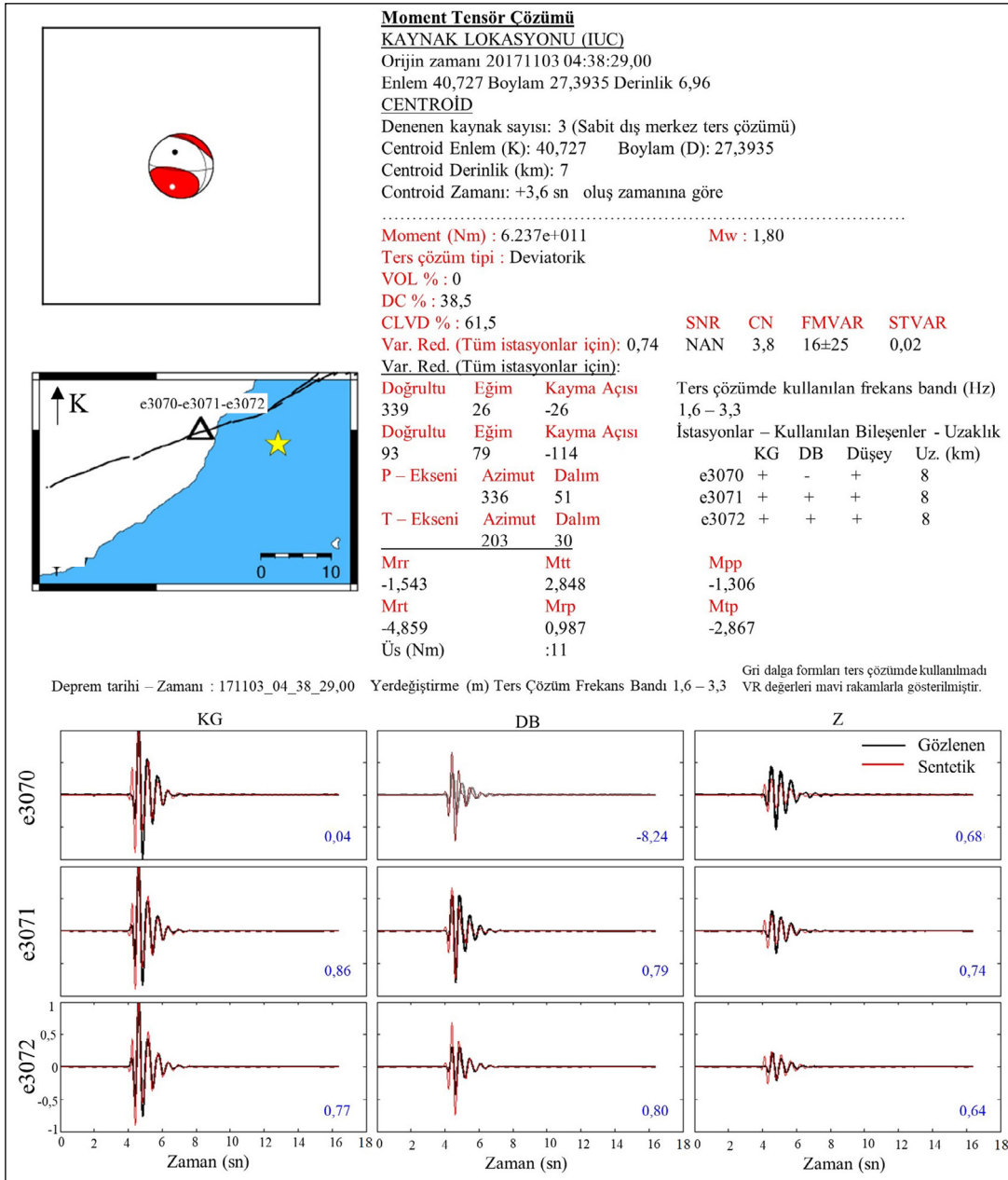
Şekil 12- Fay zonu baş dalgası (FZBD) bulunan 25 adet depremi alan istasyonlarının dağılımları. Kırmızı üçgenle gösterilen istasyonlar FZBD'yi en çok kayıt eden istasyonlardır. Gri üçgenler ise hiç FZBD kaydetmeyen istasyonları göstermektedir.

gerilme koşullarının anlaşılması açısından önemlidir. Moment tensör analiz yöntemi tüm dalga formunu kullanan bir yöntem olması nedeniyle, az sayıda kayıta sahip küçük depremlerin kaynak mekanizması çözümlerini mümkün kılmaktadır (Fojtiková vd., 2010).

Çalışmada moment tensör analizi için Sokos ve Zahradnik (2008) tarafından geliştirilen ISOLA programı kullanılmıştır. ISOLA sismik moment tensör analizi, Kikuchi ve Kanamori (1991)'nin çok nokta kaynaklı ve yinelemeli dekonvolüsyon yöntemine benzerdir, ancak farklı olarak tüm dalga formunu kullanır. Ters çözüm süreci her bir istasyondaki yer değiştirme sismogramı için Bouchon (1981) tarafından tanımlanmış ayırık dalga sayısı yöntemi kullanılarak Green fonksiyonlarının hesaplanmasıyla başlar ve yinelemeli dekonvolüsyon yöntemi kullanılarak işlem gerçekleştirilir. Ters çözüm işleminde başlangıç parametrelerine uygun olarak sentetik sismogramlar oluşturulur. Sentetik sismogramlar ile gözlemsel sismogramlar birbirlerine yaklaştırılarak depremlerin kaynak mekanizmaları belirlenmeye çalışılır. Yöntem çoklu kaynak tanımlamasına dayandığından her bir kaynak için ayrı bir çözüm üretilir. Gözlemsel ve sentetik sismogramlar arasındaki farkın en küçük

ve ilişkinin en yüksek olduğu çözümler tercih edilir. Gözlemsel ve sentetik sismogramlar arasındaki uyum değişimi (varyans) azalımı (VR) ile ölçülür. Kaynak mekanizmasını temsil eden en doğru iki kuvvet çifti (Double Couple, DC) modelinin seçilmesinde, DC bileşen oranının yanı sıra varyans değerleri de göz önüne alınır.

Programa giriş parametreleri olarak; SAC (Seismic Analysis Code) formatında her istasyona ait üç bileşen deprem kaydı, kabuk modeli bilgisi, deprem oluş zamanı, büyüklük ve enlem, boylam bilgileri ile depremin süresi girilir. Çalışmada farklı kabuk modelleri sınanmakta olup, daha düşük hatalara sahip çözümler veren Yamamoto vd. (2015) kabuk modeli kullanılarak yapılmıştır. Şekil 13'te 3 Ekim 2017 saat 04:38 (GMT)'de meydana gelen,  $M_w=1,8$  büyüklüğündeki depremin moment tensör analizi görülmektedir. Analizlerde sinyal/gürültü oranı yüksek en az 3 istasyona ait kayıtlar kullanılmıştır. Uzun ve kısa frekans aralıklarında 0,5 Hz'ten başlayarak 4 Hz'e kadar tüm frekans aralıklarında analizler yapıp elde edilen değerler karşılaştırılmış ve en iyi uyumun yakalandığı 1,6-3,3 Hz aralığı zaman formları Şekil 13'te gösterilmektedir. Görüldüğü gibi sentetik gözlemsel uyumu (VR) > 0,40 ve Koşul Sayısı (CN) <

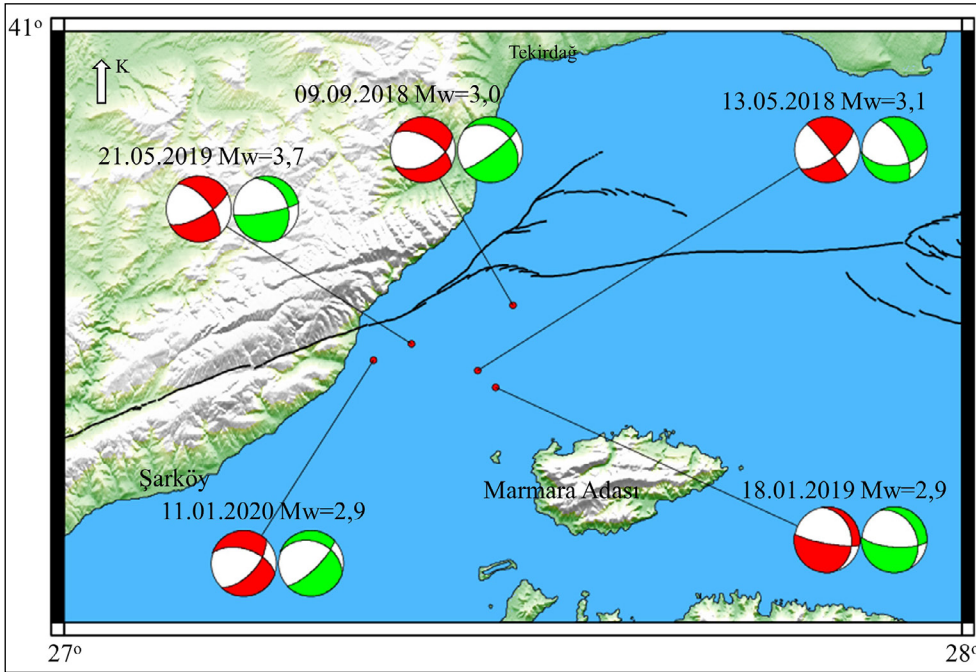


Şekil 13- 03.11.2017 tarih ve saat 04:38'te meydana gelen büyüklüğü  $M_w=1,8$  olan depreme ait üç istasyon kaydı kullanarak elde edilen moment tensör çözümü. Üst şekil çözüm parametrelerini, alt şekil sentetik-gözlemsel dalga formu uyumunu gösterir.

10, Kaynak Mekanizması Değişim İndeksi (FMVAR) < 30, Konum-Zaman Değişim İndeksi (STVAR) < 0,3 değerleri çözümün başarısına işaret eder.

Şekil 14'te büyüklükleri  $2,9 \leq M_w \leq 3,7$  arasında değişen 5 adet depremin moment tensör çözümleri, P dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak zSacWin programı (Yılmaz, 2003) ile elde edilen kaynak mekanizması çözümleriyle karşılaştırılmaktadır.

Moment tensör çözümleri çok dar bir azimutta istasyonlara sahip MONGAN ağı kayıtları kullanılarak, P ilk hareket yönleri ise kaynağı çevreleyen ulusal ağı istasyon kayıtları kullanılarak hesaplanmıştır. Görüldüğü gibi her iki yöntem çözümlerinin oldukça benzer olması, sınırlı sayı ve azimutta istasyon kaydı kullanılarak elde edilen moment tensör çözümlerinin başarısını gösterir.



Şekil 14- Moment tensör analizi ile (kırmızı), P dalgası ilk hareket yönlerinden (yeşil) elde edilen kaynak mekanizmalarının karşılaştırılması.

## 7. Sonuçlar

MONGAN deprem izleme ağı verileri deprem ayıklama, lokasyon ve büyüklük hesaplamaları, kaynak mekanizması çözümleri ve fay zonu dalgalarının keşfi açısından önemli zorluklar ve fırsatlar sunarlar. Elde edilen verilerin güvenilir analizleri, Ganos Fayı'nın güncel depremselliğinin belirlenmesine, fay zonu yapısının araştırılmasına ve yerel gerilme koşullarının anlaşılmasına önemli katkılar sağlayabilecektir. Test analizler olarak değerlendirilebilecek bu çalışmada uygulanan analizlerin başarı sınırları ve alternatif uygulama gerekliliğini görebilme imkanı ortaya çıkmıştır.

STA/LTA yöntemi kullanarak otomatik ayıklama işlemine tabi tutulan sürekli veriler ile manuel ayıklama arasında %40-%50'ye varan farklılıklar ortaya çıkmıştır. Yöntem özellikle mikro depremlerin ayıklanmasında, düşük sinyal/gürültü oranları nedeniyle yeterli başarıya ulaşamamıştır. Manuel ayıklama sırasında farklı filtreler kullanarak, çok sayıda istasyon verisinin aynı anda kontrolü mikro depremlerin gözlenebilmesine imkan vermiştir. Fakat manuel ayıklamanın oldukça yorucu ve zaman alan bir yol olması nedeniyle, çalışmanın ileriki aşamalarında, özellikle mikro depremlerin ayıklanmasında çapraz

ilişki (cross correlation) yöntemlerinin kullanılması hedeflenmektedir.

Deprem çözümlerinde kaynağı çevreleyen yeterli sayıda istasyonun varlığı, çözüm kalitesinin yükseltilmesi açısından çok önemlidir. MONGAN-1 ağı verileri çok küçük bir alanda kurulmuş olması nedeniyle, çoğu depremde bu gereksinimi karşılayamamakta büyük azimutal boşluklar ve yatay/düşey hatalara sebep olmaktadır. Aynı zamanda, istasyonlar arası mesafelerin çok küçük olması sonucu, gözlenen dalga varışları arasında yeterli hassasiyette fark oluşmamaktadır. Ayrıca istasyonların hızlı ve yavaş iki farklı fay bloğu üzerinde yer alması, hızlı blok üzerindeki istasyonlara dalgaların yavaş bloktaki istasyonlara göre daha erken ulaşmasına neden olmaktadır. Tüm bu nedenler deprem çözümlerinin kalitesini düşürmektedir. Bunlara karşılık, ulusal deprem kataloğunda yer almayan ve sadece MONGAN-1 ağı tarafından kaydedilen çok sayıda deprem mevcuttur. Bu depremler genelde  $M < 1$  büyüklüğünde ve lokal depremlerdir. Bu depremlerin çözüm kalitesini arttırmak adına farklı ağ tekniklerinin, örneğin beamforming, F-K gibi kullanılması veya P dalgası ilk hareket yönlerinden elde edilecek kaynak azimut yönlerinin çözümlere dahil edilmesi zaruri

gözükmektedir (Havskov ve Ottemöller, 2010). Ayrıca bölgesel üç boyutlu kabuk hız modelinin hesaplanması ve lokasyon çözümlerine dahil edilmesinin çözüm kalitesini arttırması beklenmektedir.

Ganos Fay zonunun iki farklı litolojik özelliklere sahip bloklu yapısının sismik dalga fazları üzerinde etkileri açık olarak görülmektedir. Fayın kuzeyini oluşturan hızlı blok üzerinde erken faz varışları gözlenirken, güney blok üzerinde FZBD'nın izlerine rastlanır. Henüz bunlarla ilgili sistematik bir ayırımı ortaya çıkarılamamış olup, analiz sayısının artmasıyla birlikte faz varışlarının yapısal özelliklerle ilişkisi kurulabilecektir.

Küçük depremlerin moment tensör çözümleriyle ilgili elde edilen sonuçlar son derece umut vericidir. Yapılan örnek çözümlerde farklı yöntemlerin karşılaştırılması, sinyal/gürültü oranı yüksek verilerde güvenilir kaynak mekanizma çözümlerinin elde edilebileceğini göstermiştir. Mikrodepremler ve az sayıda istasyon kaydı kullanılarak yapılan testlerde, kullanılan yüksek frekans aralıkları ve yüksek çözünürlüklü kabuk modellerinin son derece önemli olduğunu göstermektedir.

### Katkı Belirtme

MONGAN ağın kurulması aşamasında değerli katkılarından dolayı Patricia Martinez GARZON'a, Virgine DURAND'a Amandine AMEMOUTOU'ya, Felix KASTNER'e teşekkür ederiz. Arazi çalışmalarına çok önemli destekler sağlayan Tekirdağ Büyükşehir Belediyesi Sn. Sevim Avcı YENER'e, AFAD Başkanlığına ve Deprem Dairesi Başkanı Dr. Murat NURLU'ya teşekkür ederiz. Bu çalışma TÜBİTAK-BMBF ikili işbirliği 118R019 nolu proje tarafından desteklenmektedir.

### Değinilen Belgeler

- Aksoy, M. E., Meghraoui, M., Vallée, M., Çakır, Z. 2010. Rupture characteristics of the AD 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian Fault (western Turkey). *Geology* 38(11), 991-994.
- Aksoy, M. E. 2021. The 9 August 1912 Mürefte-Şarköy earthquake of the North Anatolian fault. *Mediterranean Geoscience Reviews* 3, 95-114.

- Allam., A. A., Ben-Zion, Y., Peng, Z. 2014. Seismic imaging of a bimaterial interface along the Hayward Fault, CA, with fault zone head waves and direct P arrivals. *Pure and Applied Geophysics* 171, 2993-3011.
- Allen, R. 1978. Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68, 1521-1532.
- Andrews, D. J., Ben-Zion, Y. 1997. Wrinkle-like slip pulse on a fault between different materials. *Journal of Geophysical Research* 102, 553-571.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., Mercier de Lépinay, B., Malavieille, J., Dominguez, S., Gutscher, M. A., Schmidt, S., Beck, C., Cagatay, N., Cakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefèvre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., Sarikavak, K. 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, AGU and the Geochemical Society* 6, Q06009.
- Ben-Zion, Y. 1989. The response of two joined quarter spaces to SH line sources located at the material discontinuity interface. *Geophysical Journal International* 98, 213-222.
- Ben-Zion, Y. 1990. The response of two half spaces to point dislocations at the material interface. *Geophysical Journal International* 101, 507-528.
- Ben-Zion, Y., Aki, K. 1990. Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80(4), 971-994.
- Ben-Zion, Y., Malin, P. 1991. San Andreas fault zone head waves near Parkfield, California. *Science* 251, 1592-1594.
- Bennington, N. L., Thurber, C., Peng, Z., Zhang H., Zhao P. 2013. Incorporating fault zone head wave and direct wave secondary arrival times into seismic tomography: Application at Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1008-1014.
- Bentz, S., Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Dresen, G., Bohnhoff, M. 2019. Analysis of microseismicity framing  $M_L > 2.5$  earthquakes at the Geysers geothermal field, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 8823-8843.
- Bohnhoff, M., Bulut, F., Dresen, G., Malin, P. E., Eken, T., Aktar, M. 2013. An earthquake gap south of İstanbul. *Nature Communication* 4, 1999.



- Bohnhoff, M., Martínez-Garzón, P., Bulut, F., Stierle, E., Ben-Zion, Y. 2016. Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics* 674, 147–165.
- Bohnhoff, M., Wollin, C., Domigall, D., Küperkoch, L., Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Dresen, G., Malin, P. E. 2017. Repeating Marmara Sea earthquakes: indication for fault creep. *Geophysical Journal International* 210(1), 332–339.
- Bouchon, M. 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71(4), 959–971.
- Bulut, F., Ben-Zion, Y., Bohnhoff, M. 2012. Evidence for a bimaterial interface along the Mudurnu segment of the North Anatolian fault zone from polarization analysis of P waves. *Earth and Planetary Science Letters* 327, 17–22.
- Bulut, F., Aktuğ, B., Yaltrak, C., Doğru, A., Özener, H. 2019. Magnitudes of future large earthquakes near İstanbul quantified from 1500 years of historical earthquakes, present-day microseismicity and GPS slip rates. *Tectonophysics* 764, 77–87.
- Ergintav, S., Reilinger, R. E., Çakmak, R., Floyd, M., Cakir, Z., Doğan, U., King, R. W., McClusky, S., Özener, H. 2014. İstanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap. *Geophysical Research Letters* 41, 5783–5788.
- Fojtíková, L., Vavryáuk, V., Cipciar, A., Madarás, J. 2010. Focal mechanisms of micro-earthquakes in the Dobrá Voda seismoactive area in the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Slovakia. *Tectonophysics* 492(1-4), 213–229.
- Gibbons, S. J., Ringdal, F. 2006. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International* 165, 149–166.
- Havskov, J., Ottemoller, L. 1999. SeisAn Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters* 70, 532–534.
- Havskov, J., Ottemøller L. 2010. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer, 347.
- Kalafat, D., Gürbüz, C., Üçer, S. B. 1987. Batı Türkiye'de kabuk ve üst manto yapısının araştırılması. *Deprem Araştırma Bülteni* 59, 43–64.
- Kikuchi, M., Kanamori, H. 1991. Inversion of complex body waves. III. *Bulletin of the Seismological Society of America* 81, 2335–2350.
- Lange, D., Kopp, H., Royer, J.Y., Henry, P., Çakir, Z., Petersen, F., Sakic, P., Ballu, V., Bialas, J., Özeren, M. S., Ergintav, S., Géli, L. 2019. Interseismic strain build-up on the submarine North Anatolian Fault offshore İstanbul. *Nature Communications* 10(1), 3006.
- Li, Y. G., Leary, P. C. 1990. Fault zone trapped seismic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80(5), 1245–1271.
- Lienert, B. R., Havskov, J. 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters* 66(5), 26–36.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H.G., 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* 105, 5695–5719.
- McGuire, J., Ben-Zion, Y. 2005. High-resolution imaging of the bear valley section of the San Andreas fault at seismogenic depths with faultzone head waves and relocated seismicity. *Geophysical Journal International* 163, 152–164.
- Okay, A., Özcan, E., Cavazza, W., Okay, N., Less, G. 2010. Basement types, Lower Eocene aeries, Upper Eocene Olistostromes and the initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 1–25.
- Özalaybey, S. 2010. Marmara Denizi'nde depremsellik gözlem altyapı kapasitesinin güncellenmesi sonuç raporu. TÜBİTAK, Proje No: CAYDAG-105Y369.
- Ross, Z. E., Ben-Zion, Y. 2014. Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves. *Geophysical Journal International* 199(1), 268–381.
- Sakic, P., Piété, H., Ballu, V., Royer, J. Y., Kopp, H., Lange, D., Petersen, F., Özeren, M. S., Ergintav, S., Geli, L., Henry, P., Deschamps, A. 2016. No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore İstanbul: results of 6 months of seafloor acoustic ranging. *Geophysical Research Letters* 43(13), 6817–6825.

- Saragiotis, C., Hadjileontiadis, L., Panas, S. 2002. PAI-S/K: a robust automatic seismic P phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40, 1395–1404.
- Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné, O., Bouchon, M. 2016. Seismicity distribution and locking depth along the main Marmara Fault. *Turkish Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17, 954–965.
- Sokos, E., Zahradník, J. 2008. ISOLA- A Fortran code and Matlab GUI to perform multiplepoint source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences* 34, 967–977.
- Stein, R. S., Barka, A. A., Dieterich, J. H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International* 128, 594–604.
- Uchida, N., Kalafat, D., Pınar, A., Yamamoto, Y. 2019. Repeating earthquakes and interplate coupling along the western part of the North Anatolian Fault. *Tectonophysics* 769, 228185.
- Uçarkuş, G., Çakır, Z., Armijo, R. 2011. Western termination of the Mw 7.4, 1999 İzmit earthquake rupture: Implications for the expected large earthquake in the Sea of Marmara. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20, 379–394.
- Wollin, C., Bohnhoff, M., Martínez-Garzón, P., Küperkoch, L., Raub, C. 2018. A unified earthquake catalogue for the Sea of Marmara Region, Turkey, based on automatized phase picking and travel-time inversion: seismotectonic implications. *Tectonophysics* 747-748, 416-444.
- Yalçınkaya, E., Bohnhoff, M., Görgün, E., Alp, H., Bentz, S., Pınar, A., Alver, F., Kılıçarslan, Ö., Tamtaş, B.D., Görgün, B. 2022. Ganos fayı güncel deprem etkinliğinin değerlendirilmesi: MONGAN sismik ağ yapısı ve veri kalitesi. *Hacettepe Yerilimleri Dergisi* 43(1), 37-60.
- Yılmaz, M. 2003. Deprem kaynak parametrelerinin online belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı, İstanbul, 57.
- Yamamoto, Y., Takahashi, N., Çıtak, S., Kalafat, D., Pınar, A., Gürbüz, C., Kaneda, Y. 2015. Offshore seismicity in the western Marmara Sea, Turkey, revealed by ocean bottom observation. *Earth Planets Space* 67, 147.
- Yamamoto, Y., Takahashi, N., Pınar, A., Kalafat, A., Çıtak, S., Comoğlu, M., Polat, R., Kaneda, Y. 2017. Geometry and segmentation of the North Anatolian Fault beneath the Marmara Sea, Turkey, deduced from long-term ocean bottom seismographic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.
- Yamamoto, R., Kido, M., Ohta, Y., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Pınar, A., Kalafat, D., Özener, H., Kaneda, Y. 2019. Seafloor geodesy revealed partial creep of the North Anatolian Fault submerged in the sea of Marmara. *Geophysical Research Letters* 46(3), 1268–1275.
- Yamamoto, Y., Kalafat, D., Pınar, A., Takahashi, N., Polat, R., Kaneda, Y., Özener, H. 2022. Seismic velocity structure along the North Anatolian Fault beneath the Central Marmara Sea and its implication for seismogenesis. *Geophysical Journal International* 228(1), 396–411.
- Yoon, C. E., O'Reilly, O., Bergen, K. J., Beroza, G. C. 2015. Earthquake detection through computationally efficient similarity search. *Science Advances* 1, e1501057.