



Balıkesir ili ve çevresinin kinematik özelliklerine bağlı gerilme ve deformasyon alanlarının modellenmesi

Modeling of the stress and strain fields depending on the kinematic properties of Balıkesir province and its vicinity

Nazlı Ceyla Anadolu Kılıç^{1,*} 

¹ Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Bilim Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi, 50300, Nevşehir Türkiye

Öz

Yapılan çalışmada Balıkesir ili ve çevresinin depremselliği (38.50°-40.50°K-26.00°-29.00°D) Coulomb Kırılma Kriteri esaslarına göre değerlendirilmiştir. Bunun için öncelikle çalışma alanının hakim gerilme rejimi belirlenmiştir. Coulomb modellemeleri ise hem belirlenen depremler için hem de çalışma alanının tamamı için yapılmıştır. Böylelikle depremlerin birbiri ile olan gerilme etkileşimleri incelenmiş, güncel gerilme dağılımları belirlenmiş ve deprem tehlikesi olan alt alanlar tanımlanmaya çalışılmıştır. Coulomb modellemeleri için kullanılan deprem veri seti, çalışma alanı içerisinde 1900-2022 yılları arasında meydana gelen 65 adet depreme ait odak mekanizması çözümlerinden oluşmaktadır. Gerilme dağılımının çalışma alanının güncel deprem aktivitesi ile birlikte değerlendirilebilmesi için de homojen bir deprem kataloğu oluşturulmuştur. Derinliğin çalışma alanının depremselliği üzerindeki etkisi ise farklı derinlik değerlerine göre yapılan Coulomb modellemeleri ile belirlenmiştir. $3.1 \leq M_w \leq 4.0$ olan depremlerin sıklıkla görüldüğü çalışma alanında transtansiyonel tektonik rejim hakimdir. 1953 Yenice-Gönen Depremi ile birlikte depremselliğin net bir şekilde değiştiği Balıkesir ili ve çevresi için Bandırma-Yenice hattının dikkat çeken depremselliğe sahip olduğu görülmektedir.

Anahtar kelimeler: Coulomb gerilme analizi, Depremsellik, Kinematik özellikler, Gerilme, Balıkesir

1 Giriş

Yer ve zaman başta olmak üzere çok fazla bilinmezliğe sahip olması nedeniyle deprem kestirimi ile ilgili yapılan çalışmalar, herhangi bir alanda gelecekte meydana gelmesi muhtemel bir depreme ait yer, zaman ve magnitüd bilgilerinin literatürde kabul edilen yaklaşımlar ve yöntemler aracılığı ile olabildiğince gerçeğe yakın olacak şekilde belirlenmesine yönelik olarak yürütülmektedir. Deprem oluşum aşamalarının özelliklerine ve fay üzerindeki hareketle ilgili olarak oluşan gerilme durumu ve dağılımının belirlenmesi dolayısıyla ile de deprem potansiyeline sahip alt alanların tespiti deprem kestirimi çalışmalarının en önemli aşamalarından birisini oluşturmaktadır. Gerilme durumu ve dağılımlarının belirlenip incelenmesindeki amaç; yoğun deprem hareketliliklerinin yaşandığı aktif tektonik

Abstract

In the study, the seismicity of Balıkesir province and its vicinity (38.50°-40.50°N-26.00°-29.00°E) was evaluated according to the principles of the Coulomb Failure Criterion. For this, the dominant stress regime of the study area was initially determined. Coulomb models were made for both the identified earthquakes and the whole study area. In this way, the stress interactions of earthquakes were analysed, current stress distributions were determined, and subregions where the hazard of an earthquake was tried to be defined. The earthquake data set used for the evaluations consists of 65 earthquakes focal mechanism solutions that occurred between 1900 and 2022. The Coulomb stress distribution generated for the whole study area was evaluated together with the current seismicity of the study area. For this, a homogeneous earthquake catalog was created. The Coulomb stress models were created at various depths in order to determine the variation of stress with depth, too. The transtensional tectonic regime is dominant in the study area, where earthquakes with $3.1 \leq M_w \leq 4.0$ are frequently seen. It is seen that the Bandırma-Yenice line has remarkable seismicity for Balıkesir province and its vicinity, where the seismicity has clearly changed with the 1953 Yenice-Gönen Earthquake.

Keywords: Coulomb stress analysis, Seismicity, Kinematic properties, Stress, Balıkesir

bölgelerde meydana gelen depremlerin birbiri ile olan ilişkilerini fiziksel ve matematiksel olarak tanımlamak ve dolayısıyla gelecekte meydana gelmesi muhtemel deprem ve/veya depremler hakkında değerlendirmelerde bulunabilmektir. Faylanma ya da deprem olayının açıklanması dolayısıyla ile gerilme ve deformasyon alanlarının belirlenebilmesi için literatürde;

- ✓ Griffith Kırılma Kriteri
- ✓ Mohr Kırılma Kriteri
- ✓ Coulomb Kırılma Kriteri

olmak üzere üç farklı kriter bulunmaktadır.

Literatürde kabul edilen her üç kriterin de birbiri ile kesiştiği ve ayrıldığı noktalar bulunmaktadır. Örneğin; kırılma kriterlerinin en eskisi olarak kabul edilen Griffith Kırılma Kriteri, Mohr Kırılma Kriterinin parabolik hali

olarak tanımlanabilirken Mohr Kırılma Kriterinin Coulomb Kırılma Kriterine eşit olduğu durumlar olabilmekte ve bu nedenle de bazı araştırmacılar tarafından Mohr-Coulomb Kırılma Kriteri olarak tek bir kriter olarak değerlendirilebilmektedir.

Coulomb Kırılma Kriteri gösterdiği başarılı uygulamalar nedeni ile diğer kırılma kriterlerine göre ön plana çıkmış ve sonuç olarak yerkabuğunda meydana gelen kırıkları mühendislik açısından kabul edilebilir bir şekilde tanımlayabildiği kabul edilmiştir [1-3]. İlerleyen çalışmalar sayesinde Coulomb Kırılma Kriterinin, gerilme alanının incelenerek meydana gelen büyük bir depremin etrafındaki faylar üzerinde meydana getirdiği değişikliğin belirlenmesinde ve deprem meydana gelme olasılığı artan ve/veya azalan alanların tespit edilmesinde güvenilir sonuçlar verdiği görülmüştür [4-10]. Coulomb Kırılma Kriteri kullanılarak yapılan bir diğer çalışma ise meydana gelen ilk depremin yarattığı gerilme büyüklüğü esas alınarak bir depremin diğer bir depremi tetikleyip tetiklemediğinin ve/veya normal oluş zamanından öne çekip çekemediğinin araştırılması yönünde olmuştur [4, 7, 8, 10, 11-16]. Tüm bu çalışmalar ışığında Coulomb Kırılma Kriterinin deprem süreçlerinin analiz edilebilmesinde güvenilir sonuçlar verdiği görülmüştür.

Sonuç olarak; literatürde Coulomb Kırılma Kriteri herhangi bir bölgedeki gerilme alan/alanlarının belirlenmesinde kullanılan etkin ve güvenilir yöntemlerden biri olarak kabul edilmekte ve bu nedenle de deprem kestirimi çalışmalarında sıklıkla kullanılmaktadır.

Yapılan çalışmada ise, başta coğrafi konumu ve tektonik yapısı olmak üzere sosyo-ekonomik ve sosyo-kültürel özellikleri ve demografik koşulları nedeni ile Türkiye için önemli bir yere sahip olan Balıkesir ili ve çevresinde Coulomb Kırılma Kriteri kullanılarak gerilme ve deformasyon analizi yapılmıştır. Böylelikle Balıkesir ili ve çevresinde meydana gelen depremlerin oluşumlarını kontrol eden gerilme durumları incelenmiş, geçmişte meydana gelen depremler arasında herhangi bir gerilme etkileşimi olup olmadığı belirlenmiştir. İleriye yönelik olarak fay parçalarının hareket mekanizmaları ve deprem hareketliliğinin yaşanması mümkün olan alt alanlar ile ilgili sorulara cevap/cevaplar aranmıştır.

2 Materyal ve metod

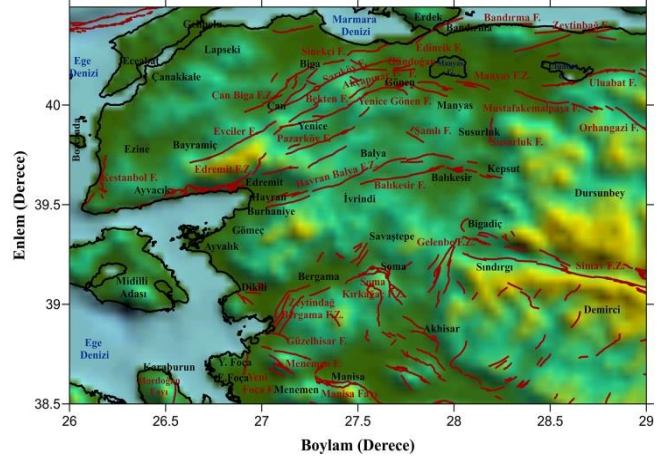
2.1 Tektonik yapı ve deprem hareketliliğinin incelenmesi

Coğrafi açıdan 39.20°-40.30° Kuzey Enlem ve 26.30°-28.30° Doğu Boylam sınırları içerisinde yer alan Balıkesir; doğuda Bursa ve Kütahya, güneyde Manisa ve İzmir ile batıda Çanakkale ile komşudur.

Batıdan Çanakkale Boğazı ve Ege Denizi'ne; kuzeyden ise İstanbul Boğazı ve Marmara Denizi'ne kıyısı bulunan Balıkesir'in yüzölçümünün büyük bir kısmı Güney Marmara'da yer almakla birlikte hem Marmara hem de Ege Bölgesi'nde toprakları bulunmaktadır [17].

Tektonik açıdan Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Ege Graben Sistemi arasında geçiş bölgesinde yer alan Balıkesir, kuzey-kuzeybatıda Biga-Çan Fay Zonu, Mustafakemalpaşa, Karacabey, doğu-güneydoğuda Eskişehir-Kütahya Fay Zonları, güneyde Manisa-İzmir, batıda ise Midilli-Ege

Denizi Fay Zonları ile çevrili durumdadır [18,19]. Bu fay sistemleri dışında Balıkesir, Balıkesir Fayı, Bandırma Fayı, Edincik Fayı, Gündoğan Fayı, Edremit Fay Zonu, Havran-Balya Fay Zonu, Manyas Fay Zonu, Sarıköy Fay Zonu ve Yenice-Gönen Fay Zonu'nun da etkisi altındadır (Şekil 1).



Şekil 1. Balıkesir İli ve çevresine ait basitleştirilmiş tektonik harita [20-22]'den düzenlenerek yeniden çizilmiştir

Şekil 1'de görüldüğü üzere Balıkesir'in iki ayrı neotektonik yapı ile farklı fay sistemlerinin etkisi altında olması ve aynı zamanda da Ege Denizi ile Marmara Denizi'ne kıyısının bulunması il ve yakın çevresini jeofiziksel kökenli doğa olayları için oldukça uygun bir yerleşim yeri haline getirmiştir. Sahip olduğu coğrafi ve tektonik özelliklerin bir doğal sonucu olarak Balıkesir hem tarihsel hem de aletsel dönemde farklı mekanizmalara ve özelliklere sahip yer hareketlerinin ve tsunamilerin görüldüğü önemli bir sismotektonik bölge olarak ön plana çıkmaktadır.

Tarihsel dönem deprem verileri incelendiğinde Balıkesir'de etki yaratan depremlerin çoğunlukla Ayvalık, Bandırma, Edremit, Erdek ve Gönen ilçeleri ile Çanakkale-Midilli Adası-Ege Denizi, İznik ve çevresi, İzmir ve çevresi ile Bursa ve İstanbul'da meydana geldiği görülmektedir. Ayrıca incelenen pek çok kaynakta yer hareketinin ardından rapor edilen tsunamilerin Bandırma, Edremit, Erdek ve Kapıdağ Yarımadası'nda etkili olduğu görülmektedir [23-38]. Ancak adı geçen bu alt alanların arkeolojik açıdan verimli yerleşim yerleri olması bu alt alanlar hakkında daha fazla bilgi sahibi olunmasına olanak vermektedir. Bu nedenle geçmiş deprem hareketliliği açısından bu alt alanlar, çalışma alanı içindeki diğer alt alanlar ile kıyaslanırken bu etkinin göz ardı edilmemesi gerekmektedir.

Aletsel dönem deprem verileri incelendiğinde ise Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Ege Graben Sistemi kaynaklı depremler dışında Ayvalık, Bigadiç, Erdek, Manyas ve Yenice-Gönen'de meydana gelen depremler ön plana çıkmaktadır. 1935 Erdek Depremleri, 1942 Bigadiç Depremi, 1944 Edremit Depremi, 1953 Yenice-Gönen Depremi, 1964 Manyas Depremi ve 1969 Gönen Depremi Balıkesir ili ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelen önemli depremlerden bazılarıdır. Bu depremler dışında ise başta 1919 Soma Depremi, 1939 Dikili Depremi, 1949

Karaburun Depremi olmak üzere Balıkesir ili ve çevresinin Ege Denizi, Çanakkale, İzmir ve Manisa'da meydana gelen depremlerden de etkilendiği görülmektedir [27, 39].

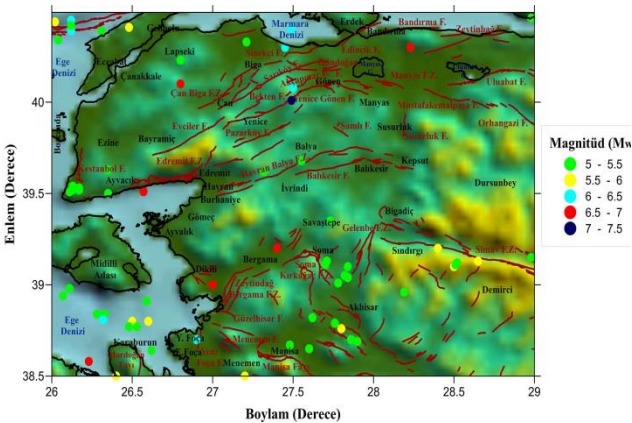
Tarihsel ve aletsel dönem deprem verilerinden hareketle geçmişte olduğu gibi gelecekte de Balıkesir ili ve çevresinin önemli deprem hareketliliklerine ev sahipliği yapabileceğini söylemek mümkündür.

Tektonik yapısı ve geçmiş deprem hareketliliğinin yanı sıra Balıkesir ili ve çevresini depremsellik açısından önemli kılan bir diğer özellik ise sismik boşluk kavramıdır. Literatürde benzer alanları kapsayan çalışmalar incelendiğinde, deprem oluşumu bakımından suskunluk gösteren sismik boşluk alanların varlığından bahsedildiği görülmektedir [39, 40-42].

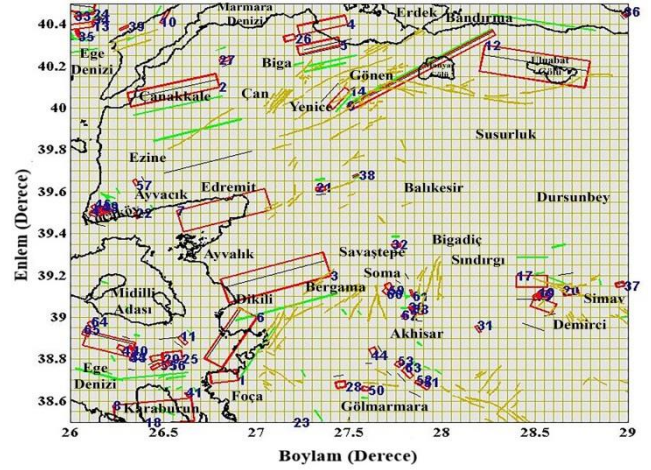
Sonuç olarak çalışma alanında deprem kestirimi için gerekli modellemelerin ve/veya parametrelerin güvenilir yöntemlerle belirlenip güncelliğinin sağlanması hayati önem taşımaktadır.

Coulomb gerilme analizi çalışmalarından elde edilen gerilme ve deformasyon değişimlerinin güvenilirliği ise hesaplamalarda kullanılan depremlerin çalışma alanının depremselliğini yansıtacak nicelik-nitelikte olması ve bu depremlere ait kaynak parametrelerinin güvenilirliği ile ilişkilidir. Böylelikle çalışma alanının bilinen deprem geçmişine ait veriler kullanılarak çalışma alanının tektonik yapısı ile uyumlu sonuçlar elde edilerek ileride deprem meydana gelmesi muhtemel alt alanlar hakkında değerlendirmelerde bulunmak mümkün olabilmektedir.

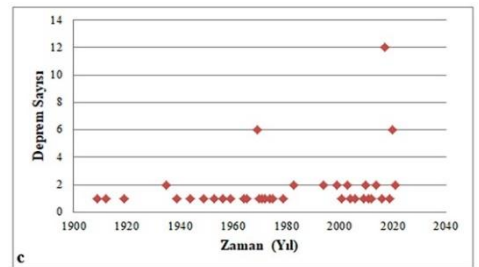
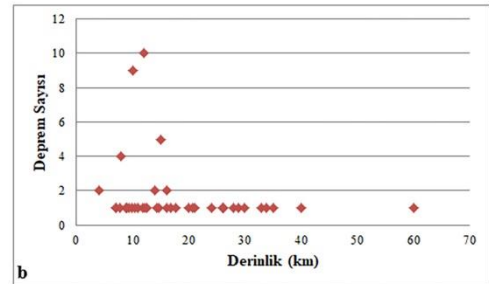
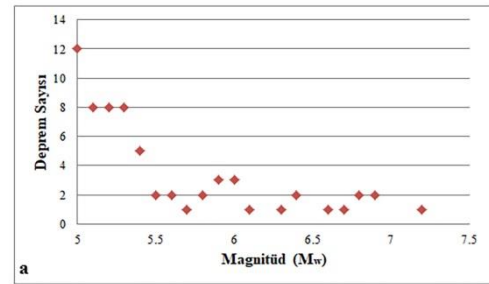
Depremsellik çalışmalarında katalogdaki depremlerin magnitüd hatalarından kaçınabilmek için mümkün olan en büyük zaman aralığı seçimi tercih sebebi olmaktadır [43-46]. Coulomb Kırılma Kriteri kullanılarak yapılan çalışmalarda ise hem geniş zaman aralığında meydana gelen depremlerin hem de tek bir depremin (ana şokun) oluşturduğu gerilme dağılımlarını belirlemek mümkündür [47-52]. Yapılan bu çalışmada ise çalışma alanının güncel gerilme durumunun da belirlenebilmesi için deprem veri seti hazırlanırken mümkün olabilen en geniş zaman aralığı ile bu zaman aralığı içerisinde önemli gerilme ve deformasyon alanları yaratabilecek büyüklükte minimum bir magnitüd değeri belirlenmesine dikkat edilmiştir.



Şekil 2. Çalışmada kullanılan depremlerin episantır dağılım haritası



Şekil 3. Çalışmada kullanılan depremlerin fay modelleri



Şekil 4. Çalışmada kullanılan depremlerin a- magnitüd b- derinlik c- yıllara göre dağılımları

Bu kapsamda Balıkesir ili ve çevresinde (38.50°-40.50°K-26.00°-29.00°D) 1900-2022 yılları arasında meydana gelen $M_w \geq 5.0$ olan önemli depremlere ait kaynak parametreleri çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış çalışmalardan ve ulusal/uluslararası kataloglardan elde edilmiştir [33, 53-65].

Elde edilen deprem verilerinin episantır (Şekil 2) ve fay modelleri dağılımları (Şekil 3) harita üzerinde gösterilmiştir.

Şekil 2 ve Şekil 3’de çalışma alanı içerisinde dağılımları görülen depremlerin özelliklerinin anlaşılabilmesi için depremlerin magnitüd dağılımı, derinlik dağılımı ve yıllara göre dağılımı sırası ile grafikler halinde verilmiştir (Şekil 4).

Şekil 4 çalışma alanı içerisinde $M_w=5.0$ büyüklüğündeki depremlerin hakim olduğunu ve odak derinliklerinin büyük bir çoğunluğunun ise 4.0-15 km arasında değiştiğini göstermektedir. Ayrıca çalışma alanında 2000 yılından itibaren deprem yoğunluğunun arttığı 1969, 2017 ve 2020 yıllarının ise deprem hareketliliği açısından oldukça aktif olduğu da görülmektedir.

Çalışmada kullanılacak depremler $M_w \geq 6.0$ ve $5.0 \leq M_w < 6.0$ olacak şekilde iki ayrı kategoride değerlendirildiğinde ise 2000 yılı öncesinde $M_w \geq 6.0$ büyüklüğünde 13 deprem olduğu buna karşılık 2000 yılı sonrasında sadece 1 tane $M_w \geq 6.0$ büyüklüğünde deprem meydana geldiği görülmektedir. Bu verilere göre 2000’li yılların başlangıcı ile birlikte $M_w \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremlerin meydana gelme sıklığının oldukça azaldığı ayrıca 2000 yılı öncesinde ise $M_w \geq 6.0$ depremlerin oluş sıklığına karşılık $M_w \leq 6.0$ olan depremlerin meydana gelme sıklığının görece olarak daha seyrek olduğu görülmektedir. Bu durumu doğrudan çalışma alanının sahip olduğu deprem hareketliliği ile ilişkilendirmek yerine öncelikle görece olarak küçük magnitüdü depremlerin her daim kayıt altına alınmamış ve/veya alınmamış olması ile ilişkilendirmek sismoloji biliminin tarihsel gelişimi açısından daha uygun bir değerlendirme olacaktır. Bilindiği üzere aletsel sismolojik veriler 1900’lü yılların başında elde edilmeye başlanmış ancak hem deprem kayıt istasyonu sayılarının hem de kayıt yöntemlerinin yetersizliği nedeniyle günümüzdeki hassasiyete sahip olamamışlardır. Bu nedenle özellikle 1900-1960 yılları arasındaki deprem kataloglarının yetkinlikleri tartışmaya açık bir durumdur. Türkiye özelinde ise özellikle 17.08.1999 Gölcük Depremi’nden sonra elde edilen sismoloji ve mühendislik alanındaki gelişmeler göz önüne alındığında deprem kestirimi çalışmaları için yaklaşık olarak 100 yıllık bir süreçte küçük ve orta büyüklükteki depremlerin kayıt altına alınmamış olabileceğinin göz önüne alınması gerekmektedir. Dolayısı ile depremsellik çalışmaları kullanılan deprem veri setlerinde bir takım eksikliklerin olabileceği göz ardı edilmemelidir.

Coulomb gerilme dağılımlarını, çalışma alanının güncel depremselliği ve/veya depremsellik parametreleri üzerinden değerlendirmek de mümkündür [51,52, 66]. Bu kapsamda yapılan çalışmada, 1900-2022 yılları arasında çalışma alanında meydana gelen depremlere ($M \geq 3.0$) ait veriler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü-KRDAE) katalogundan alınmıştır. Farklı magnitüd ölçeklerinde (M_b , M_d , M_l , M_s , M_w) kaydedilen deprem verileri öncelikle “ M_w ” magnitüd ölçeğine dönüştürülmüştür. Depremsellik çalışmalarında “ M_w ” magnitüd ölçeği üst limitte doyuma uğramaması nedeni ile tercih nedenidir. Ancak yapılan çalışmada “ M_w ” magnitüd ölçeğinin seçiminde Şekil 2’de episantr dağılımları verilen deprem verilerinin “ M_w ” magnitüd ölçeğinde olmasının da etkisi bulunmaktadır. Böylelikle çalışmada kullanılan deprem verileri magnitüd değeri bakımından kıyaslanabilir niteliğe kavuşmuşlardır. “ M_w ” ölçeğinde homojen hale

getirilen katalogdan, ana şoka bağlı olarak gelişen olayların (öncü şok, artçı şok, deprem yığılımları ve deprem çiftleri) ZMAP 6.0 [67] paket programı kullanılarak Reasenberg algoritması [68] esaslarına göre uzaklaştırılması ile yeni bir katalog elde edilmiştir. Bu aşamadan sonra elde edilen katalogda, deprem verilerinin küçükten büyüğe sıralı ve tam olup olmadığına dikkat edilmesi gerekmektedir. Teoride kabul edilen bu ideal durum pratikte her daim yakalanamayacağı için deprem katalogunun belirlenecek bir magnitüd değerine göre tamamlanması yoluna gidilir. “ M_c ” olarak ifade edilen bu değer kullanılan katalogdaki en küçük magnitüd değeri, en çok deprem sayısına ait magnitüd değeri vb. olarak kabul edilebileceği gibi farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen esaslara göre de belirlenebilmektedir. Yapılan çalışmada “ M_c ” değeri Maximum Curvature (MAXC) [69] yöntemi esaslarına göre MATLAB tabanlı ZMAP 6.0 [67] paket programı kullanılarak belirlenmiştir. Sonuç olarak da $M_c = 3.1$ olacak şekilde deprem kataloguna son hali verilmiştir.

2.2 Kinematik özelliklerin belirlenmesi

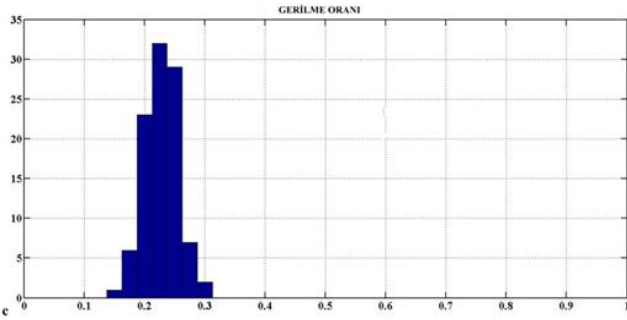
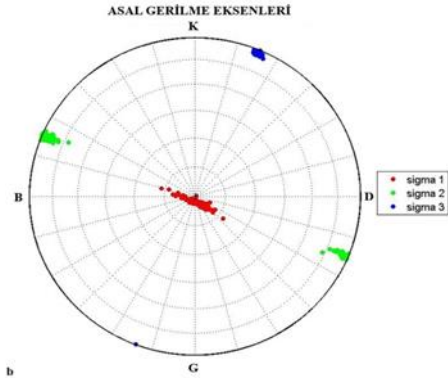
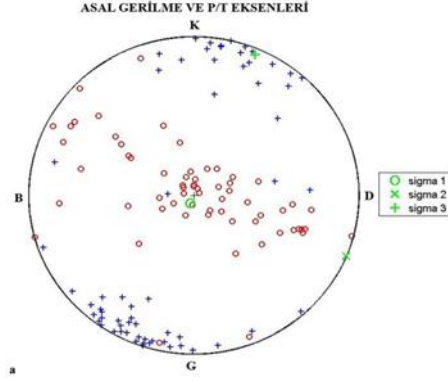
Herhangi bir alanda Coulomb gerilme analizinin yapılabilmesi için öncelikle o alana ait asal gerilme eksenlerinin doğrultularının, yönelimlerinin bir başka ifade ile azimut-dalım değerlerinin ve bölgesel gerilmenin belirlenmesi gerekmektedir. Gerekli bu verileri çalışma alanında ve/veya çalışma alanı ile benzer alanlarda yapılmış daha önceki çalışmalardan [70-73] derlemek ya da Coulomb gerilme analizi için hazırlanan deprem veri setini kullanarak özgün sonuçlar elde etmek mümkündür.

Yapılan çalışmada gerilme modeli, Coulomb gerilme analizinde olduğu gibi Şekil 2 ve Şekil 3’de dağılımları verilen depremler kullanılarak belirlenmiştir. Bu aşamada Vavrycuk [74] tarafından geliştirilen ters çözüm algoritmasına sahip MATLAB tabanlı STRESSINVERSE programı kullanılmıştır. Elde edilen verilerin bölgesel gerilme rejimi açısından değerlendirilmesinde de dalım açılarını esas alarak Zoback [75] tarafından geliştirilen sınıflama kullanılmıştır (Tablo 1).

Tablo 1. Dalım açılarına (d) göre bölgesel tektonik rejim türü sınıflaması

| Bölgesel Tektonik Rejim Türü | P/ σ_1 | B/ σ_2 | T/ σ_3 |
|------------------------------|------------------------------|-------------------|------------------------------|
| Normal Fay | $d \geq 52^\circ$ | | $d \leq 35^\circ$ |
| Normal-Doğrultu | $40^\circ \leq d < 52^\circ$ | | $d \leq 20^\circ$ |
| Atımlı Fay | $d < 40^\circ$ | $d \geq 45^\circ$ | $d \leq 20^\circ$ |
| Doğrultu Atımlı Fay | $d \leq 20^\circ$ | $d \geq 45^\circ$ | $d < 40^\circ$ |
| Doğrultu Atımlı Fay | $d \leq 20^\circ$ | | $40^\circ \leq d < 52^\circ$ |
| Ters-Doğrultu Atımlı | $d \leq 35^\circ$ | | $d \geq 52^\circ$ |
| Fay | | | |
| Ters Fay | | | |

Çalışma alanı için oluşturulan gerilme modelinin grafik gösterimleri ise Şekil 5’de verilmiştir.



Şekil 5. Çalışmada kullanılacak depremlerin a- asal gerilme ve P/T eksenleri dağılımı b- asal gerilme bileşenleri c- gerilme oranı

Şekil 5.a’da kırmızı renkli daireler sıkışma (P) eksenini, mavi renkli artılar ise açılma (T) eksenini ifade etmektedir. Şekil 5.b’de asal gerilme eksenleri sırası kırmızı renk sigma 1 (σ_1), yeşil renk sigma 2 (σ_2) ve mavi renk ise sigma 3 (σ_3) olacak şekilde gösterilmiştir. Şekil 5.c’de ise gerilme oranı (R) grafiği verilmiştir. Ana gerilme rejimi, gerilme eksenlerinin konumuna bağlıdır. σ_1 düşey olduğu zaman açılma, σ_2 düşey olduğu zaman doğrultu-atım ve σ_3 düşey olduğu zaman ise sıkışma rejimi yaşanmaktadır.

Şekil 5.a’da genel olarak P eksenlerinin kuzeybatı (KB) ve güneydoğu (GD) yönelimli; T eksenlerinin ise kuzeydoğu (KD) ve güneybatı (GB) yönelimli olduğu görülmektedir. Şekil 5.a ve Şekil 5.b’den elde edilen sonuçların birbiri ile uyumlu olduğu görülmektedir. Şekil 5.b’de görülen asal gerilme eksenlerine ait azimut ve dalım değerleri ise Tablo 2’de verilmiştir.

Tablo 2. Asal gerilme eksenlerinin doğrultu değerleri

| Asal Gerilme Eksen | Azimut (°) | Dalım (°) |
|--------------------|------------|-----------|
| σ_1 | 206.1266 | 85.5648 |
| σ_2 | 112.5500 | 0.2772 |
| σ_3 | 22.5285 | 4.4264 |

Tablo 2’de görülen sonuçlar Tablo 1’e göre değerlendirildiğinde çalışma alanının bölgesel tektonik rejim türünün normal faylanmaya işaret ettiği görülmektedir.

Şekil 5.c’de verilen gerilme oranı (R) değerinin de belirlenmesi ile birlikte çalışma alanına ait gerilme modeli tamamlanmış olacaktır. Herhangi bir alandaki gerilme eksenleri arasında var olan ilişkiyi tanımlamak ve/veya etkili olan gerilme rejimini tespit etmek için kullanılan ve $0 < R < 1$ arasında değişim gösteren “R” katsayısı en büyük sıkışma (σ_1), orta sıkışma (σ_2) ve en küçük sıkışma (σ_3) olan üç gerilme eksenini ile ilişkilidir. Var olan bu ilişki Denklem (1)’de verilmiştir.

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} \quad (1)$$

“R” değeri sismolojik açıdan oldukça önemli bir katsayı olarak kabul edilmektedir [76-79]. Literatürde kabul edilen bu çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre “R” değeri ve karşılık geldiği sismolojik anlamı tablo halinde sunulmuştur (Tablo 3).

Tablo 3. “R” değerine göre bölgesel hakim gerilme rejim türü sınıflaması

| “R” Değeri | Sismolojik Anlamı |
|--|--|
| R=0 | Genişleme rejimi – Normal faylanma |
| R=1 | Sıkışma rejimi – Ters faylanma |
| 0’a yakın olma durumu ($0 < R < 0.15$) | Doğrultu atımlı faylanmadan normal faylanmaya (Genişleme rejimi) |
| 1’e yakın olma durumu ($0.85 < R < 1$) | Doğrultu atımlı faylanmadan ters faylanmaya (Sıkışma rejimi) |
| $0.45 < R < 0.55$ | Doğrultu atımlı faylanma |
| $R \geq 0.55$ ($0.55 < R < 0.85$) | Transpresyonel (ters bileşenli doğrultu atım) |
| $R \leq 0.45$ ($0.15 < R < 0.45$) | Transtansiyonel (normal bileşenli doğrultu atım) |

Çalışma alanı için “R” değeri Şekil 4.c’de gösterilmekte olup bu değer $R=0.2599$ ’dur. Tablo 3’e göre “R” değeri, çalışma alanının doğrultu atımlı fayların normal faylar ile birlikte çalıştığı transtansiyonel tektonik rejimin hakim olduğunu göstermektedir.

Ayrıca, “R” değerinin $0 < R < 0.5$ arasında olması durumunda, çalışma alanında açılmalı bir tektonik rejimin hakim olduğu ve bu açılmalı rejimin düşey atımlı normal faylarla güncel evrimini sürdürmekte olduğu kabul edilmektedir [80]. Bu tanımlamanın da çalışma alanının bilinen tektonik geçiş yapısı ile uyumlu olması gerilme modeli sonuçlarının Coulomb gerilme analizinde kullanılacak olması açısından oldukça önemlidir.

2.3 Coulomb kırılma kriteri

Coulomb Kırılma Kriterine göre bir düzlem boyunca kırılmada rol oynayan asal kuvvet, kayma ya da teğetsel gerilmedir. Bu gerilmeyi azaltacak yönde etkiyen kuvvet ise düzleme etkiyen normal kuvvet (σ) ile iç sürtünme katsayısının (μ) çarpımıdır. Bu kuvvetlere bağlı olarak Coulomb kırılma kriteri **Denklem (2)**'de verilmiştir.

$$|\tau| = S_0 + \mu\sigma \quad (2)$$

Burada; (S_0) kohezyon ya da malzemenin dayanım gerilmesi olarak tanımlanır. (τ)'nin işareti kırılmanın yönünü belirlediği için (τ) mutlak değer içerisinde gösterilmelidir.

Faylanma ve kırılma nedeni ile oluşan kalıcı gerilme veya Coulomb gerilmesindeki değişim ($\Delta\sigma_f$), kırılma öncesi ve kırılma sonrasındaki kalıcı gerilme değerlerinin farkına eşit olacaktır. Buna göre Coulomb gerilmesindeki değişim ise **Denklem (3)**'de verilmiştir.

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma - \Delta p) \quad (3)$$

Burada; ($\Delta\sigma$) ve ($\Delta\tau$) sırası ile kırılma yüzeyine etki eden normal ve kayma gerilme değerlerindeki değişimlerdir. (Δp) ise boşluk sıvı basıncındaki değişim olarak tanımlanır. ($\Delta\sigma_f$) arttığı zaman hedef fayın kırılması kolaylaşırken; azalması durumunda kırılma zorlaşır. ($\Delta\sigma_f$) değerindeki pozitif bir değişim fayın kırılmaya yaklaştığını, negatif bir değişim de kırılmadan uzaklaştığını gösterir [81].

Gerilme ve deformasyon değişimleri belirli bir hedef faya göre belirlenebileceği gibi gerilme modeline göre kabul edilen optimum konumlu faylara göre de belirlenebilmektedir. Ancak bu seçimin yapılması durumunda, farklı kinematik özellikteki optimum konumlu fayların Coulomb hesaplamaları üzerinde yaratacağı sapmalar göz önünde bulundurularak çalışma alanı içerisinde hakim olan optimum faylanma türü seçimine ve bölgesel gerilmenin tanımlanmasına dikkat edilmesi gerekmektedir. Çünkü hedef fay konumu tanımlanmadığı durumlarda optimum konum bölgesel gerilme alanı ile dolaylı olarak belirlenmektedir.

Gerilme ve deformasyon alanlarının belirli bir hedef faya ya da optimum konulu faylara göre haritalanabilmesi için ise bölgesel gerilmenin dışında; efektif sürtünme katsayısı, bölgesel gerilmenin büyüklüğü, Poisson Oranı ve Young Modülü değerlerinin de belirlenmesi gerekmektedir.

Gerilme ve deformasyon alanlarının Coulomb Kırılma Kriterine bağlı olarak modellenmesi ile ilgili yapılan çalışmalar incelendiğinde ise elde edilen sonuçların öncelikle bölgesel gerilme yönüne daha sonra efektif sürtünme katsayısının büyüklüğüne bağlı olarak değişiklik gösterdiği ayrıca bölgesel gerilme büyüklüğünün sonuçlar üzerinde fazla bir değişiklik yaratmadığı görülmüştür.

0.2-0.8 aralığında değişim gösteren Efektif Sürtünme Katsayısı (μ) yapılan çalışmada hata payını %25 oranında azalttığı varsayıldığı için $\mu=0.4$ olarak kabul edilmiştir [82].

Yerin mevcut gerilme miktarını net olarak belirleyebilmek mümkün olmamakla beraber genellikle 100-200 Bar arasında olduğu varsayılmaktadır. Çakır vd. [83]

tarafından yapılan çalışmada bu değer 150 Bar olarak kabul edilirken Toda vd. [84] tarafından yapılan çalışmada ise bu seçimin olabildiğince basit olması gerektiği, σ_1 ve σ_2 için sırası ile 100 Bar ve 0 bar değerlerinin uygun olacağı belirtilmiştir. Yapılan çalışmada da σ_1 100 Bar, σ_2 ve σ_3 değerleri ise 0 Bar olarak kabul edilmiştir.

Hesaplamalar için gerekli olan Poisson Oranı değeri elastik bir yarı yüzey düşünülerek 0.25 olarak kabul edilirken Young Modülü değeri de 8×10^5 olarak alınmıştır.

Çalışma alanında gerilme ve deformasyon alanlarının belirlenebilmesi için Toda vd. [84] tarafından geliştirilen MATLAB tabanlı Coulomb 3.3 programı kullanılarak Coulomb gerilme değişimleri hesaplanmış ve dağılımları haritalanmıştır.

Daha önce de belirtildiği gibi, oluşturulan Coulomb gerilme değişimi haritalarında pozitif Coulomb değeri gerilmenin arttığı; negatif Coulomb gerilme değeri ise gerilmenin azaldığı alanları işaret etmektedir. Coulomb gerilme değişiminin pozitif olması ilk depremin ikinci depremi kırılmaya daha da yaklaştırdığını, negatif olması ise ikinci depremin ilk deprem tarafından kırılmadan uzak ve gerilme değerinin azaldığı bir gerilme gölgesi içerisine gönderildiğini göstermektedir [85]. Sonuç olarak Coulomb gerilme değeri arttığında kırılma işlemi kolaylaşırken Coulomb gerilme değeri azaldığında aynı işlem zorlaşmaktadır [83].

Coulomb gerilmesindeki değişim değeri de gelecekte meydana gelmesi muhtemel bir depremin belirlenmesine yönelik olarak değerlendirmelerde bulunmaya imkan vermektedir. Deprem tetikleme için herhangi bir eşik değer bulunmamakla birlikte Coulomb gerilme değerindeki değişimin 0.1-1 Bar arasında olmasının yeterli olacağı kabul edilmektedir. Ancak bu değer 0.01 Bar değerinden de küçük olduğu da görülebilmektedir [3, 5, 85, 86-90]. Yüklenen fay içinde bulunduğu gerilme durumuna göre kırılmaya yakın durumda ise Coulomb gerilme değerindeki az miktardaki bir artış bile ani olarak fayın harekete geçmesine sebep olabilmektedir [81].

Levha hareketleri ile bir fay parçasının 0.1 Bar yüklenmesi levhaların relatif hızına bağlı olarak uzun zaman gerekirebilmektedir. San Andreas Fayı'nın üzerinde levha hareketleri ile 1 Bar değerindeki bir yüklemenin oluşması için gerekli sürenin 10 yıl olduğu belirtilmiştir [8]. Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yapılan hesaplamalar sonucunda 0.3-3 Bar değerindeki gerilme artışının bir depremin normal oluş periyodunu 3-30 yıl öne çektiği belirlenmiştir [91]. Herhangi bir deprem sonrası oluşan gerilme değişiminin etkinliği ise depremin büyüklüğüne bağlı olarak değişebilmektedir. Bu gerilme değişiminin, kabuğun kırılma kısmının altındaki astenosferin rahatlatma mekanizmasına bağlı olarak, küçük ve orta büyüklükteki depremler üzerindeki etkisi 5-10 yıl sonra ortadan kalkarken büyük depremler için etkisi çok daha uzun olabilmektedir [16, 81, 91].

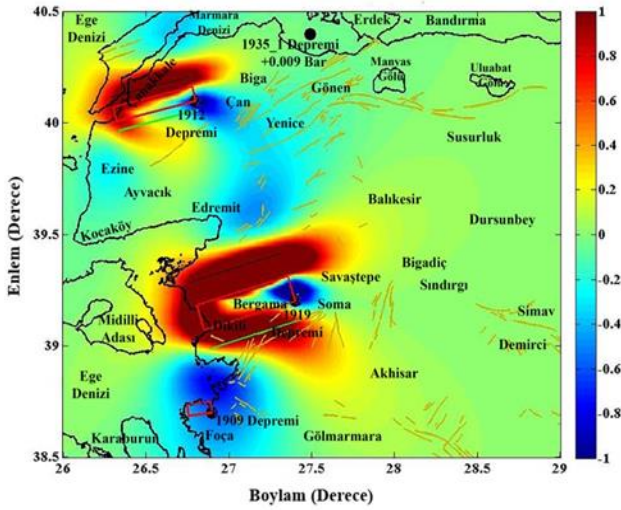
3 Bulgular ve tartışma

Balıkesir ili ve çevresinin depremselliğinin Coulomb gerilme alanı etkileşimleri açısından değerlendirilebilmesi amacıyla 1900-2022 yılları arasında meydana gelen,

Balıkesir İli ve çevresi için önemli kabul edilen depremler seçilerek Coulomb modellemeleri yapılmıştır. Modellenen depremler sırasıyla 1935 Erdek Depremleri (1935 Erdek_1 Depremi $M_w=6.4$, 1935 Erdek_2 Depremi $M_w=6.3$), 1944 Edremit Depremi ($M_w=6.8$), 1953 Yenice-Gönen Depremi ($M_w=7.2$), 1964 Manyas Depremi ($M_w=6.9$), 1969 Gönen Depremi ($M_w=6.0$), 1971 İvrindi Depremi ($M_w=5.3$), 2001 Savaştepe ($M_w=5.2$) ve 2010 Balya Depremi ($M_w=5.0$)'dir.

Depremlerin modellenmesinde amaç modellenen deprem öncesi çalışma alanının Coulomb gerilme dağılım durumunu belirlemek ve modellenen depremin kendisinden önceki depremlerle ilişki durumunu açıklamaya çalışmaktır. Bunun için öncelikle modellenecek deprem öncesi meydana gelen depremlerin, modellenen depreme ait parametreler kullanılarak oluşturdukları Coulomb gerilme dağılımları haritalanmış ve daha sonra aynı parametreler kullanılarak modellenen depremin meydana gelmeden önce sahip olduğu Coulomb gerilme değerindeki değişim hesaplanmıştır. Hesaplanan bu değer ise oluşturulan haritada episantr koordinatları (enlem ve boylam) üzerinde gösterilmiştir.

Modellenen ilk deprem olan 1935 Erdek_1 Depremi'nin oluşum mekanizmasının değerlendirilebilmesi için 1900-1935 yılları arasında meydana gelen depremlerin Coulomb Gerilme Dağılımı belirlenmiştir (Şekil 6).



Şekil 6. 1935 Erdek_1 depremi öncesi Coulomb gerilme dağılımı

Şekil 6 1909 Foça-İzmir, 1912 Mürefte-Tekirdağ ve 1919 Soma-Manisa Depremleri'nin oluşturdukları Coulomb gerilme dağılımını göstermektedir.

Ancak bu depremler kullanılarak yapılacak değerlendirmelerde deprem parametrelerinin güvenilirliğinin sorgulanabilir nitelikte olduğu göz önünde bulundurulmalıdır.

Sismolojik çalışmaların erken bir evresinde meydana gelen 1912 Mürefte-Tekirdağ Depremleri (09.08.1912 $M_w=7.4$, 10.08.1912 $M_w=6.2$, 13.09.1912 $M_w=6.8$) ile ilgili yapılan çalışmalar incelendiğinde deprem parametrelerinde (enlem-boylam, doğrultu-dalım-atım) dikkat çekici farklılıklar gözlenmektedir [92-94].

1912 Depremi ile benzer bir durum 1919 Depremi ile ilgili de yaşanmakta ve depremin yeri ve/veya kırığının net olarak belirlenemediğini belirten çalışmalar bulunmaktadır [81].

Bu çalışmada Şekil 3'de "2 numara" ile gösterilen deprem Eylül ayında (13.09.1912) meydana gelen 1912 Depremi, "3 numara" ile gösterilen deprem ise 1919 Soma Depremi olarak kabul edilerek değerlendirmelerde bulunulmuştur.

Ayrıca 18.12.1901 tarihinde meydana gelen Ayvalık Depremi'ne ($M_s=5.9$) ait deprem ve kaynak parametreleri ile ilgili herhangi bir çalışma olmaması çalışma alanına ait gerilme ve deformasyon alanlarının modellemelerinde önemli eksiklikler yaratmaktadır.

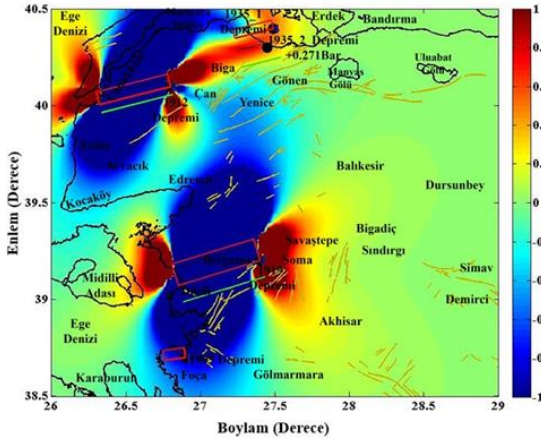
Şekil 6'da görüldüğü üzere 1909 Depremi çalışma alanı sınırları içerisinde yüzey faylanması ve önemli bir gerilme değişimi yaratamamıştır. Bu durumda depremin odak derinliğinin ($h=60$ km) etkisi bulunmaktadır. 1912 ($h=10$) ve 1919 ($h=10$) Depremleri ise aynı anda farklı alt alanların gerilme birikimi ve gerilme düşümü ile karakterize olmasına neden olarak çalışma alanının 1900-1935 yılları arasındaki deprem tehlikesinin çeşitlenmesine neden olmuşlardır.

1909 Depremi ile arasında herhangi bir etkileşimin olmadığı 1935 Erdek_1 Depremi için 1912 Depremi nedeni ile +0.051 Bar, 1919 Depremi nedeni ile de -0.042 Bar Coulomb gerilme değişim değeri hesaplanmıştır.

Az sayıda deprem verisinin kısıtlı bir zaman aralığında oluşturduğu Coulomb gerilme değerindeki değişimlere göre Erdek_1 Depremi üzerinde herhangi bir öteleme ve tetikleme etkisinin olup olmadığına dair net bir yorum yapmak oldukça zordur. 1935 Erdek_1 Depremi için hesaplanan Coulomb gerilme değerindeki değişimlerin teorik açıdan fayı tetiklemek/ötelemek için kabul edilir seviyede olmadığı görülmekle birlikte pratikte bu durumun değişebileceğini söylemek mümkündür. Çünkü daha önce de bahsedildiği gibi Erdek ve çevresi tarihsel dönemde meydana gelen yer hareketlerinin ve tsunamilerin görüldüğü önemli alt alanlardan birisidir. Bu nedenle Erdek ve çevresi gibi depremsellik açısından aktif alanlarda toplamda +0.009 Bar olarak hesaplanan Coulomb gerilme değerindeki değişimin fayı tetiklemek için yeterli olabileceğini ifade edebiliriz.

Sonuç olarak 1912 ve 1919 Depremleri'nin etkisine ek olarak 1935 Erdek_1 Depremi'ni kırılmaya hazırlayan gerilme yüklemesinin tarihsel dönem süresince Marmara Denizi ve/veya yakın çevresinde meydana gelen başka depremlerden de kaynaklanmış olabileceği oldukça güçlü bir deprem senaryosudur.

Meydana gelmesinde 1912 ve 1919 Depremleri ile birlikte tarihsel dönem deprem verilerinin etkisinin de olduğu düşünülen 1935 Erdek_1 Depremi sonrası çalışma alanında oluşan Coulomb gerilme dağılımı incelenerek 1935 Erdek_2 Depremi'nin oluşum mekanizması değerlendirilmeye çalışılmıştır (Şekil 7).



Şekil 7. 1935 Erdek_2 depremi öncesi coulomb gerilme dağılımı

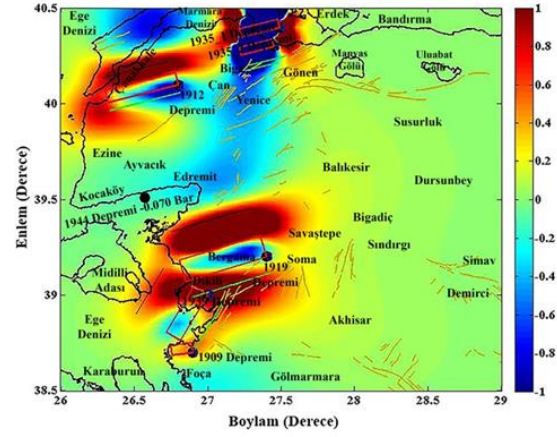
Şekil 7 1900-1935 yılları arasında meydana gelen depremlerin Çan-Biga-Marmara Denizi hattı Coulomb gerilme dağılımında önemli değişiklikler yarattığını göstermektedir. Şekil 6'da görülen bir önceki modellemeye ($h=35$ km) göre derinlik ($h=20$ km) seçiminin değişmesi ile birlikte 1912 ve 1919 Depremleri'ne bağlı olarak oluşan gerilme birikimi ve gerilme düşümü alanlarının da değiştiği görülmektedir. Bu durum Coulomb gerilme dağılımı modellerinde derinlik değişiminin önemli olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Coulomb gerilme analizi ile yapılacak depremsellik çalışmalarında, çalışma alanının deprem geçmişi ile uyumlu parametreler kullanılmasına dikkat edilmelidir. Ayrıca bu tür modelleme çalışmalarında da modellenen her deprem için genel bir derinlik değeri seçimi yerine modellenen depreme ait derinlik değerinin kullanılmasına özen gösterilmesi gerekmektedir.

1912 Depremi nedeni ile pozitif (+0.068 Bar) ve 1919 Depremi nedeni ile negatif (-0.070 Bar) olarak hesaplanan 1935 Erdek_2 Depremi Coulomb gerilme değerindeki değişim 1935 Erdek_1 Depremi sonrası +0.271 Bar olarak hesaplanmıştır. 1912 ve 1919 Depremleri'nin 1935 Erdek_2 Depremi üzerindeki etkileri ile 1935 Erdek_1 Depremi üzerindeki öteleme ve tetikleme etkisinin benzer olduğu görülmektedir.

Teorik açıdan tetikleme değeri ile karakterize olan 1935 Erdek_2 Depremi için bu etki çok açık bir şekilde 1935 Erdek_1 Depremi (+0.272 Bar) tarafından yaratılmıştır. Baştürk vd. [95] tarafından yapılan çalışmada da, ikinci depremin birinci depremin artçısı olmadığı farklı bir deprem olduğu belirtilmiştir.

Sonuç olarak tarihsel dönem depremlerinin etkili olduğu Erdek ve çevresinde meydana gelen 1935 Erdek_2 Depremi'nin oluşumunda aynı gün içerisinde meydana gelen 1935 Erdek_1 Depremi'nin etkisini Coulomb Kırılma Kriteri ile açıklamak mümkündür.

Meydana geldiği bölge açısından alelsel dönem içerisinde yaşanan en büyük ve en etkili depremlerden biri olarak kabul edilen 1944 Edremit Depremi'nin oluşum mekanizmasının değerlendirilebilmesi için 1900-1944 yılları arasındaki Coulomb gerilme dağılımı belirlenmiştir (Şekil 8).



Şekil 8. 1944 Edremit depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 8 1900-1944 yılları arasında çalışma alanı içerisinde meydana gelen $M_w \geq 5.0$ olan depremlerin 40 km derinlikte meydana getirdikleri Coulomb gerilme dağılımını göstermektedir. Ancak 1900-1944 yılları arasında gözlenen Coulomb gerilme dağılımı değerlendirilirken 18.12.1901 Ayvalık Depremi'nde olduğu gibi bu dönemde meydana gelen 1942 Bigadiç Depremi ($M_w=6.2$) kaynak parametreleri ile ilgili herhangi bir çalışma olmadığı ve bu duruma bağlı olarak çalışma alanının bu döneme ait Coulomb gerilme dağılımının eksik kaldığı göz önüne alınmalıdır.

Şekil 8'de ilk defa görülen 1939 Dikili-İzmir Depremi, Dikili-Dikili açıklarında gözlenen gerilme birikimi alanının genişlemesine neden olmuştur. Buna karşılık 1912 Mürefte-Tekirdağ ve 1919 Soma-Manisa Depremleri'nin yarattıkları etkilerde ise önemli değişiklikler görülmemektedir birlikte Şekil 6 ile benzer dağılımlar dikkat çekmektedir. Bu benzerliğin 1935 Erdek_1 ($h=35$ km) ve Edremit ($h=40$ km) Depremleri'nin derinliklerinden kaynaklandığını söylemek mümkündür.

Meydana gelmeden önce -0.070 Bar Coulomb gerilme değeri değişimi gösteren 1944 Edremit Depremi üzerindeki en büyük etki 1939 Depremi (-0.047 Bar) nedeni ile oluşmuştur. Bu değeri Edremit (Balıkesir) ve Dikili (İzmir) Depremleri arasındaki ilişkinin incelenmesi gerekliliği açısından önemli bir veri olarak ele almak mümkündür.

1939 Depremi dışında, 1909 Depremi (+0.004 Bar), 1912 Depremi (-0.019 Bar), 1919 Depremi (-0.003 Bar) ve 1935 Depremlerinin (-0.004 Bar ve -0.001 Bar) 1944 Edremit Depremi üzerindeki etkilerinin göz ardı edilebilecek seviyede olduğunu da ifade etmek gerekmektedir.

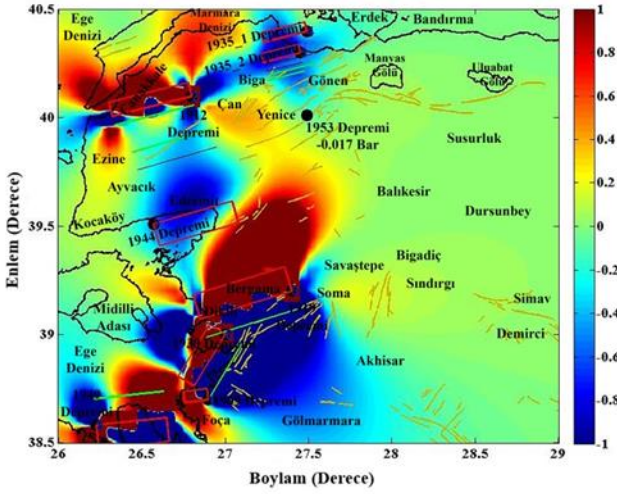
Yapılan hesaplamalardan da görüldüğü üzere gerilme gölgesi içerisinde meydana gelen 1944 Edremit Depremi'nin oluşumunda çalışma alanı sınırları içerisinde alelsel dönemde tetikleme etkisi yaratabilecek nitelikte bir deprem meydana gelmemiştir. Ancak Nalbant [81] tarafından yapılan çalışmada 1944 Edremit Depremi'nin 1919 Depremi tarafından hazırlandığı belirtilmiştir. Yapılan çalışma incelendiğinde ise, 1919 Soma (Manisa) Depremi ile ilgili deprem kaynak parametrelerinin olmadığı görülmüştür. Bu durum elde edilen sonuçların kıyaslanabilirliğini ortadan kaldırmaktadır. Sonuç olarak daha güncel deprem verilerinin ve deprem kaynak parametrelerinin kullanıldığı bu

çalışmadan elde edilen sonuçların daha güvenilir olduğunu ifade etmek mümkündür.

Bu nedenle 1944 Edremit Depremi'nin oluşumunda tarihsel dönem depremlerinin ve/veya Ege Denizi depremlerinin etkili olabileceği göz ardı edilmeden kapsamlı bir literatür incelemesi yapılmıştır. Yapılan paleosismolojik çalışmalarla da Edremit Fayı'nın tarihsel dönem deprem verileri ile ilişkileri ortaya konmuştur [39].

Ayrıca 1944 Edremit Depremi'nin, 1909 Foça-İzmir Depremi (+0.004 Bar) nedeni ile gösterdiği Coulomb gerilme değerindeki pozitif değişim göz önüne alındığında Edremit ve çevresi için nispeten daha derin depremlerin de etkili olabileceğini söylemek mümkündür.

1944 Edremit Depremi gibi meydana geldiği bölgenin aletsel dönem boyunca en önemli depremi olarak kabul gören 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin oluşumu Coulomb kriterleri açısından değerlendirilerek haritalandırılmıştır (Şekil 9).



Şekil 9. 1953 Yenice-Gönen depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 9 1953 Yenice-Gönen Depremi kaynak parametrelerine göre 10 km derinlikte meydana gelen Coulomb gerilme dağılımını göstermektedir. Bir önceki modellemeye göre en önemli değişiklik 1949 Karaburun-İzmir Depremi nedeni ile Foça ve Karaburun açıklarında görülen gerilme birikimidir.

-0.017 Bar Coulomb gerilme değeri değişimi gösteren 1953 Yenice-Gönen Depremi üzerinde 1912 Mürefte-Tekirdağ (+0.030 Bar), 1919 Soma (+0.089 Bar), 1939 Dikili (+0.005 Bar) ve 1949 Karaburun (+0.004 Bar) Depremleri'nin etkisi pozitif olarak hesaplanmıştır. 1935 Erdek (-0.029 ve -0.080 Bar) ve 1944 Edremit (-0.036 Bar) Depremleri ise negatif Coulomb gerilme değeri değişimi etkisi yaratmışlardır.

1953 Yenice-Gönen Depremi için 1912 Mürefte-Tekirdağ Depremi ile birlikte kırılma sürecinin başladığı ve asıl etkiye sahip olan 1919 Soma Depremi ile bu kırılma sürecinin hızlandığı görülmektedir. 1935 Erdek ve 1944 Edremit Depremleri nedeni ile yavaşlamaya uğrayan deprem hareketi 1939 Dikili ve 1944 Karaburun Depremleri ile

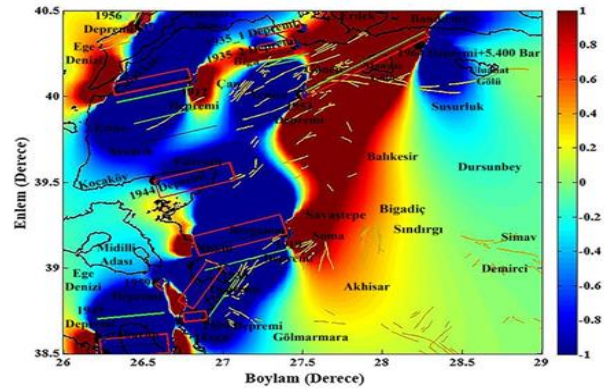
karşılanmıştır. Ancak bu değerlerin teorik olarak bir tetikleme/öteleme etkisi yaratmadığı da görülmektedir. Aletsel dönem boyunca Yenice-Gönen çevresinde önemli büyüklükte bir depremin ($M_w \geq 5.0$) meydana gelmemiş olması da bu görüşü desteklemektedir.

Yenice-Gönen Depremi oluşumunda çalışma alanı sınırları içerisinde meydana gelen depremlerin bir etkisi olmadığı görüldüğü için 1944 Edremit Depremi'nde olduğu gibi kapsamlı bir literatür incelemesi yapılmıştır.

Sözbilir vd. [72] tarafından yapılan çalışmada MS 155 ile 160 depremlerinin, 1944 (Edremit) ile 1953 (Yenice) Depremleri'ne benzer tarih aralıklarına sahip oldukları ve bu depremlerin bahsi geçen faylar üzerinde sırasıyla tetiklenme yoluyla oluşmuş olabilecekları belirtilmiştir. Nalbant [81] tarafından yapılan çalışmada ise 1953 yılında, 1912 Depremi ile yüklenen Yenice-Gönen Fayının kırılarak hareket ettiği belirtilmiştir. Ancak burada sözü edilen 1912 Depremi ($40.75^\circ\text{K}-26.90^\circ\text{D}$) çalışma alanı sınırları içerisinde yer almadığı için bu etki gözlenememiştir. Kürçer vd. [96] tarafından yapılan çalışmada da Yenice-Gönen Fayı üzerinde yaklaşık olarak son 6200 yılda, 1953 Depremi dahil olmak üzere, yüzey yırtılması ile sonuçlanmış 6 deprem meydana geldiği belirtilmiştir.

Sonuç olarak 1953 Yenice-Gönen Depremi oluşumunda çalışma alanı sınırları içerisinde incelenen herhangi bir aletsel dönem depremin net bir etkisi gözlenememektedir. Buna karşılık tarihsel dönemde oldukça hareketli olan bu alt alan için 1912 ve 1919 Depremleri'nin etkisi de göz ardı edilmemelidir.

Çalışma alanında meydana gelen en büyük deprem olan 1953 Yenice-Gönen Depremi ($M_w=7.2$) sonrası oluşan 1964 Manyas Depremi'nin modellenilebilmesi için 1900-1964 yılları arasındaki Coulomb gerilme dağılımı haritası oluşturulmuştur (Şekil 10).



Şekil 10. 1964 Manyas depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 10 1953 Yenice-Gönen Depremi ardından Bandırma-Soma hattının çok açık bir şekilde depremlere hazır hale geldiğini göstermektedir. Aynı şekilde Erdek ve çevresi, Çan-Biga, Balıkesir-Bigadiç-Sındırgı depremselliği için de yeni bir dönem başladığı görülmektedir.

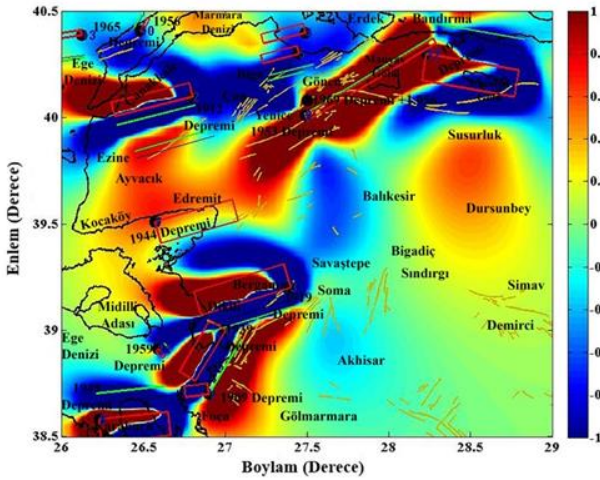
1912 Mürefte-Tekirdağ Depremi (+0.008 Bar) ile birlikte yüklenmeye başlayan 1964 Manyas Depremi üzerinde 1935 Erdek Depremleri (+0.004 Bar, +0.005 Bar), 1939 Dikili-İzmir Depremi (+0.001 Bar) ve 1944 Edremit Depremi

(+0.011 Bar) pozitif gerilme değeri değişimleri yaratmışlardır. Bu esnada 1919 Soma Depremi (-0.017 Bar), 1949 Karaburun Depremi (-0.001 Bar) ise negatif Coulomb gerilme değeri değişimleri yaratmışlardır. Ancak 1964 Manyas Depremi için asıl etki ise 1953 Yenice-Gönen Depremi (+5.388 Bar) tarafından yapılmıştır.

Hesaplanan Coulomb gerilme değeri değişimlerine göre 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin 1964 Manyas Depremi'nin oluşumunu hazırladığı net bir şekilde görülmektedir. Nalbant [81] tarafından yapılan çalışmada da 1953 yılında Yenice-Gönen Fayının kırılarak hareket etmiş olduğu ve kuzeydoğuda bulunan 1964 Manyas Fayı'nı oldukça büyük ölçüde yükleyerek deprem oluşuma hazırladığı belirtilmiştir.

Yapılan çalışmada modellenen depremler arasında ilk defa bu kadar net deprem etkileşiminin yakalanmış olması 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin çalışma alanının depremselliği üzerindeki etkisini göstermektedir.

1953 Yenice-Gönen Depremi'nde Yenice ile Gönen arasındaki Yenice-Gönen Fayı'nın kuzey kolu kırılırken 1964 Manyas Depremi'nde ise Yenice-Gönen Fayı'nın güney kolu hareket etmiştir [97]. Kuzey ve güney kollarının hareketinden kısa bir süre sonra Gönen ilçesinin kuzeydoğusunda meydana gelen 1969 Gönen Depremi'nin oluşum mekanizmasının değerlendirilebilmesi için ise 1900-1969 yılları arasında Coulomb gerilme dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 11).



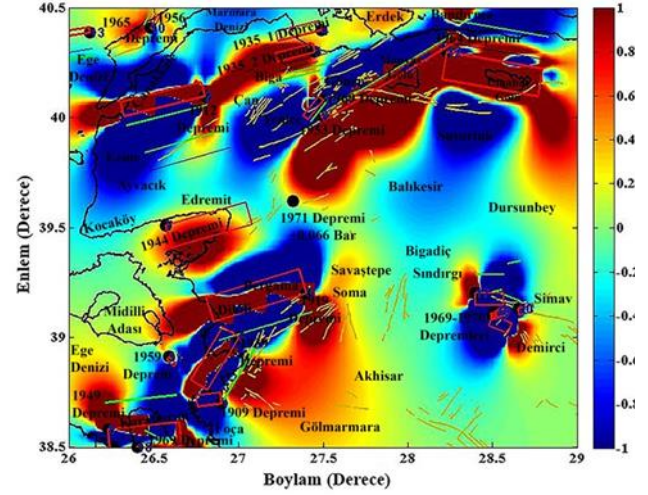
Şekil 11. 1969 Gönen depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 11'de 4 km derinlikte Yenice ve çevresi, Dikili-Bergama hattı ve Foça-Soma hattında görülen gerilme birikimi dikkat çekicidir.

1900-1969 yılları arasında meydana gelen depremlere bağlı olarak 1969 Gönen Depremi'nin gösterdiği +1.056 Barlık Coulomb gerilme değeri değişimi açık bir şekilde tetikleme örneği sergilemekle birlikte asıl hareketlenme 1953 Yenice-Gönen Depremi (+0.997 Bar) sonrasında yaşanmıştır. Bu durum 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin diğer fayları yükleyerek deprem hazırlık süreçlerini başlattığını ve/veya hızlandırdığını göstermektedir. Sonuç olarak, 1953 Yenice-Gönen Depremi ile birlikte çalışma

alanının depremselliğinin net bir şekilde değiştiği görülmektedir.

1969-1970 Manisa Depremleri'nin ardından yaşanan 1971 İvrindi Depremi'nin oluşum mekanizmasını değerlendirebilmek için 1900-1971 yıllarına ait Coulomb gerilme dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 12).



Şekil 12. 1971 İvrindi depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 12 1969 ve 1970 Manisa Depremleri'nin etkileri ile birlikte çalışma alanının güneydoğu kanadının depremselliğinin değişmeye başladığını göstermektedir. Ancak 1969 ve 1970 Manisa Depremleri'nin 1971 İvrindi Depremi oluşumu üzerinde önemli bir etki yaratmadıklarını da belirtmek gerekmektedir. Yapılan hesaplamalar sonucunda sadece 25.03.1969 (M_w=6.1) Manisa Depremi'nin, 1971 İvrindi Depremi'nin Coulomb gerilme değerinde bir değişim yarattığı görülmektedir. +0.001 Bar olan bu değer ise deprem oluşumu açısından göz ardı edilebilecek seviyededir.

1900-1950 yılları arasındaki -0.482 Barlık Coulomb gerilme değeri değişimi gösteren 1971 İvrindi Depremi için 1953 Yenice-Gönen Depremi +0.537 Barlık Coulomb gerilme değeri yüklemesi yapmıştır. 1900-1970 yılları arasında +0.066 Bar değeri ile tanımlanan 1971 İvrindi Depremi'ni de 1953 Yenice-Gönen Depremi sonrası oluşan tektonik hareketlenmenin bir ürünü olarak tanımlamak mümkündür.

Şekil 12'de asıl dikkat çeken nokta 1944 Edremit ve 1964 Manyas Depremlerinin meydana geldiği alt alanlarda gerilme birikimi görülmesidir.

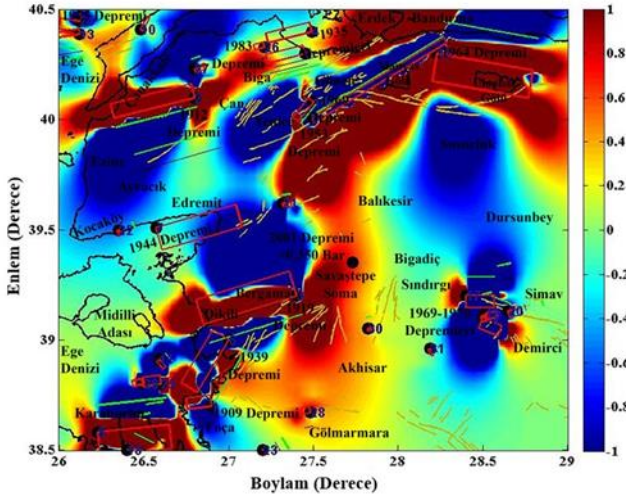
Edremit ve çevresindeki gerilme birikimini, Biga Yarımadası güneydoğusunda Edremit Körfezi ile Kepsut arasında uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı aktif fay sistemi ile açıklamak mümkündür. 1971 İvrindi Depremi aynı fay sistemi üzerinde farklı noktalarda farklı gerilme birikimi meydana getirmiştir.

Manyas ve çevresindeki gerilme birikimi ise, Şekil 10'da görüldüğü üzere 1969 Gönen Depremi öncesinde başlamıştır. Nalbant [81] tarafından yapılan çalışmada da 1964 Depremi sonrası aynı alt alanda bir gerilme birikimi görüldüğünden bahsedilmiştir. Çalışmada, 1964 yılında

hareket eden Manyas Fayı'nın 1953 Yenice-Gönen Depremi ile üzerinde biriken gerilme birikimini boşaltırken doğu ucunda gerilme birikimi olan yeni bir bölgenin oluşmasına neden olduğu belirtilmiştir.

Sonuç olarak 1971 İvrindi Depremi oluşumunda 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin etkili olduğu görülmekle birlikte yapılan bu modelleme Havran-Balıkesir Fay Zonu'nu oluşturan fay sistemlerinin ilişkilerinin ve 1964 Manyas Depremi sonrası bu alt alanın gerilme birikiminin tamamen boşalamadığının belirlenmesi açısından oldukça önemli sonuçlar içermektedir.

Çalışma alanı içerisinde meydana gelen $M_w \geq 6.0$ olan depremler 2000'li yılların başlaması ile birlikte yerini çoğunlukla $5.0 \leq M_w \leq 5.5$ aralığında değişim gösteren depremlere bırakmıştır. Bu depremler arasında Balıkesir İli ve çevresi için önemli depremlerden biri olarak kabul edilen 2001 Savaştepe Depremi'nin ($M_w=5.2$) oluşum mekanizmasının değerlendirilebilmesi için ise 1900-2001 yılları arasında Coulomb gerilme dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 13).



Şekil 13. 2001 Savaştepe depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 13'de 2001 Savaştepe Depremi öncesi çalışma alanının Coulomb gerilme dağılımında, bir önceki dönem (1900-1971) göre önemli farklılıklar görülmemesindeki nedenler arasında bu dönemde denizel depremlerin sıklığının artmaya başlaması ve daha önce de belirtildiği gibi $M_w \geq 6.0$ büyüklüğündeki depremlerin oluşum sıklığının azalması yer almaktadır.

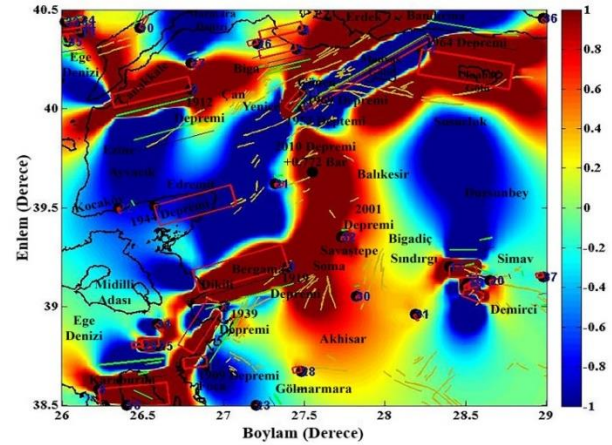
Bu dönemin (1971-2001) önemli depremleri Şekil 3'de "24 numara" ile gösterilen 1975 Depremi (27.03.1975 $M_w=6.1$) Saros Körfezi ve "26 numara" ile gösterilen 1983 Depremi (05.07.1983)'dir. Ancak yapılan literatür incelemesinde 1983 Biga Depremi magnitüd değeri ile ilgili olarak birbirinden farklı değerler ($M=5.8$, $M_s=6.1$, $M_w=6.1$, $M_w=6.8$) ile karşılaşılmıştır [96, 98-100]. Bu karışıklığa ilaveten 1983 yılında Ayvacık-Çanakkale ve Biga-Çanakkale olmak üzere iki ayrı deprem olduğu da unutulmamalıdır [101]. Farklı magnitüd değerlerine göre yapılan Coulomb gerilme değişimleri arasında çalışma

alanının sınırlarına bağlı olarak seçilen depremler için çok önemli farklılıkların yaşanmasına neden olmayan 1983 Biga Depremi'nin Çanakkale ve çevresinde etkili olan son depremlerden biri olması sebebi ile Çanakkale ve çevresinin depremselliği için daha detaylı bir şekilde incelenmesi gerektiği düşünülmektedir.

Bu dönemde Erdek-Bandırma hattı ile Soma-Savaştepe arasında artan gerilme birikimi ise dikkat çekici bulunmuştur. Savaştepe (Balıkesir) civarında 24-31 Temmuz 1999 tarihleri arasında Kozderegüvem Fayı üzerinde toplam 176 deprem ve 04 Mayıs - 28 Haziran 2001 tarihleri arasında Yazören Fayı üzerinde ise yaklaşık 164 adet deprem meydana gelmiştir [102]. Bölgeye özgü yerel ölçekli faylanmalarla ilgili olduğu belirtilen deprem dizileri Soma-Savaştepe arasında artan gerilme birikimini de açıklamaktadır. Erdek-Bandırma hattında artan gerilme birikiminin ise Şekil 3'de "26 numara" ile gösterilen (05.07.1983 Biga Depremi) deprem sonrası 1000 saatlik sürede görülen 189 tane artçı deprem ile ilişkilendirmek mümkündür [98, 103].

Meydana gelmeden önce +0.350 Bar değerinde Coulomb gerilme değeri değişimi gösteren 2001 Savaştepe Depremi teorik olarak bir tetikleme depremi özelliği göstermektedir. Bu tetikleme sürecinde hiç kuşkusuz en önemli etki 1953 Yenice-Gönen Depremi (+0.260 Bar) tarafından yapılmıştır.

Son yıllarda meydana gelen ve Balıkesir İl merkezi ve yakın çevresi için önemli depremlerden biri olarak kabul edilen 2010 Balya Depremi'nin oluşumunun değerlendirilmesi ile birlikte çalışma alanı için daha güncel Coulomb gerilme dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 14).



Şekil 14. 2010 Balya depremi öncesi oluşan coulomb gerilme dağılımı

Şekil 14 Balıkesir İlinde meydana gelen 2010 Balya Depremi kaynak parametrelerinin 7.02 km derinlikte meydana getirdikleri Coulomb gerilme dağılımını göstermektedir. Elde edilen dağılım, 2001 Savaştepe Depremi ($M_w=5.2$) sonrası çalışma alanının depremselliğini etkileyebilecek önemli bir depremin meydana gelmemesi nedeni ile bir önceki dönem (1900-2001) ile oldukça benzerdir.

1972-2010 yılları arasında meydana gelen az sayıdaki depremin ($M_w \geq 5.0$) genellikle denizel alanlarda meydana

gelmesi bu dönemde Coulomb gerilme dağılımında görülen en önemli değişikliklerin Ege Denizi'nde yaşanmasına neden olmuştur.

1900-1950 yılları arasında negatif (-0.215 Bar) Coulomb gerilme değişimi değeri gösteren 2010 Balya Depremi 1953 Yenice-Gönen Depremi (+0.850 Bar) sonrasında pozitif Coulomb gerilme değişimi değeri vermiştir.

+0.772 Bar Coulomb gerilme değişimi değerine sahip olan 2010 Balya Depremi üzerinde çalışma alanı için önemli kabul edilen depremlerden 1944 Edremit Depremi (-0.039 Bar) negatif etki yaratmıştır. 1964 Manyas Depremi (+0.032), 1969 Gönen Depremi (+0.090 Bar), 1971 İvrindi Depremi (+0.009 Bar), 2001 Savaştepe (+ 0.002 Bar) Depremleri ise pozitif etki yaratmışlardır.

Sonuç olarak 2010 Balya Depremi üzerinde de 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin etkisi hem doğrudan kendi oluşturduğu hem de yükleyerek deprem hazırlık süreçlerini başlattığı depremlerin (1964 Manyas, 1969 Gönen, 1971 İvrindi, 2001 Savaştepe Depremleri) oluşturduğu pozitif Coulomb gerilme alanları aracılığı ile net şekilde görülmektedir.

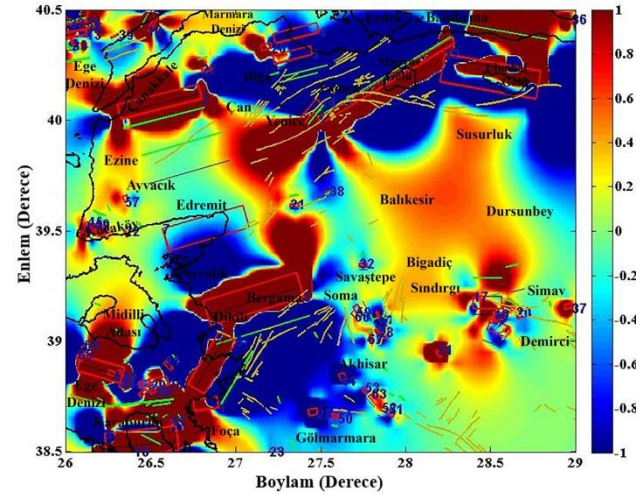
Çalışma alanının depremselliği üzerindeki etkisinin zamana (farklı inceleme dönemlerine göre) ve mekana (farklı derinlik değerlerine göre) bağlı olarak net bir şekilde izlenebildiği Yenice-Gönen Depremi'ni üreten Yenice-Gönen Fayı ve çevresinde 1953-2015 yılları arasında meydana gelmiş ve odak mekanizma çözümü üretilmiş/üretilen depremler incelendiğinde yaklaşık olarak %73'ünün büyüklüğünün $M \geq 5.0$ olduğu görülmektedir [39]. Benzer şekilde 1953-2022 yılları arasında çalışma alanının genelinde görülen $M \geq 5.0$ büyüklüğündeki depremlerin yaklaşık %15'i Yenice-Gönen Depremi'ni üreten Yenice-Gönen Fayı ve çevresinde (Edincik Fayı, Sinekçi Fayı, Akçapınar Fayı, Pazarköy, Havran-Balıkesir Fayı, Bekten Fayı vb.) meydana gelmiştir. Bu depremler içerisinde ana şoklar dışında öncü şok, artçı şok, deprem yığılımları ve deprem çiftleri olarak adlandırılan ana şoka bağlı olarak gelişen olaylar yer aldığı gibi 1969 Gönen Depremi ve 1969-1970 Manisa Depremleri de yer almaktadır. Tektonik açıdan oldukça aktif bir konumda bulunan bu alt alanın 1953-2022 yılları arasında çok az sayıda deprem ile karakterize olması, 1953 Yenice-Gönen Depremi sonrası çalışma alanında görülen ve günümüzde de devam eden aktif gerilme birikimi durumunun önemini göstermektedir. Ancak 1953 Yenice-Gönen Depremi'nden hemen sonra meydana gelen ana şoka bağlı olarak gelişen olaylar olarak tanımlanması mümkün (18.03.1953 $M_w=5.3$, $M_w=5.5$, 19.03.1953 $M_w=5.3$) olaylar ile ilgili herhangi bir çalışma olmaması (odak mekanizması çözümler, kaynak parametreleri vb.) bu depremlerin çalışma alanı Coulomb gerilme dağılımı üzerindeki etkilerinin belirlenememesine dolayısı ile yapılan depremsellik değerlendirmelerin eksik kalmasına yol açmaktadır [104].

Seçilen depremlerin modellenmesinden sonra Şekil 2'de episantir ve Şekil 3'de fay modelleri dağılımı görülen depremlerin, bölgedeki doğrultu atımlı faylanmanın transtansiyonel karakterde olmasına göre Tablo 3'de verilen azimut ve dalım değerleri kullanılarak meydana getirdikleri Coulomb gerilme dağılımı belirlenerek güncel (1900-2022)

depremsellik haritaları oluşturulmuştur. Çalışma alanında meydana gelen deprem verileri ile uyumlu olabilmek adına çalışmada kullanılan deprem kataloğunda yer alan depremlerin derinlik ortalaması belirlenmiş ve elde edilen değere göre ($h=15.5$) dağılım haritası oluşturulmuştur.

17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonrasında Marmara'da deprem riskinin belirlenmesi amacıyla yapılan çalışmada da faylar yüzeyden 15 km derinliğe uzanacak biçimde hesaplamalara eklenmiştir. Bu seçime gerekçe olarak ise tektonik hareketle oluşan yüklem modeliyle uyum sağlanmaya çalışılması belirtilmiştir. Tektonik yüklem, levha hareketleri nedeni ile oluşan gerilme yüklemesidir. Bu gerilme yüklemesi 15 km derinden başlayıp litosfer kesitince oluşan elasto-plastik hareket kaynaklıdır. Sismojenik derinlik ortalama değeri olan 15 km alınmıştır [105].

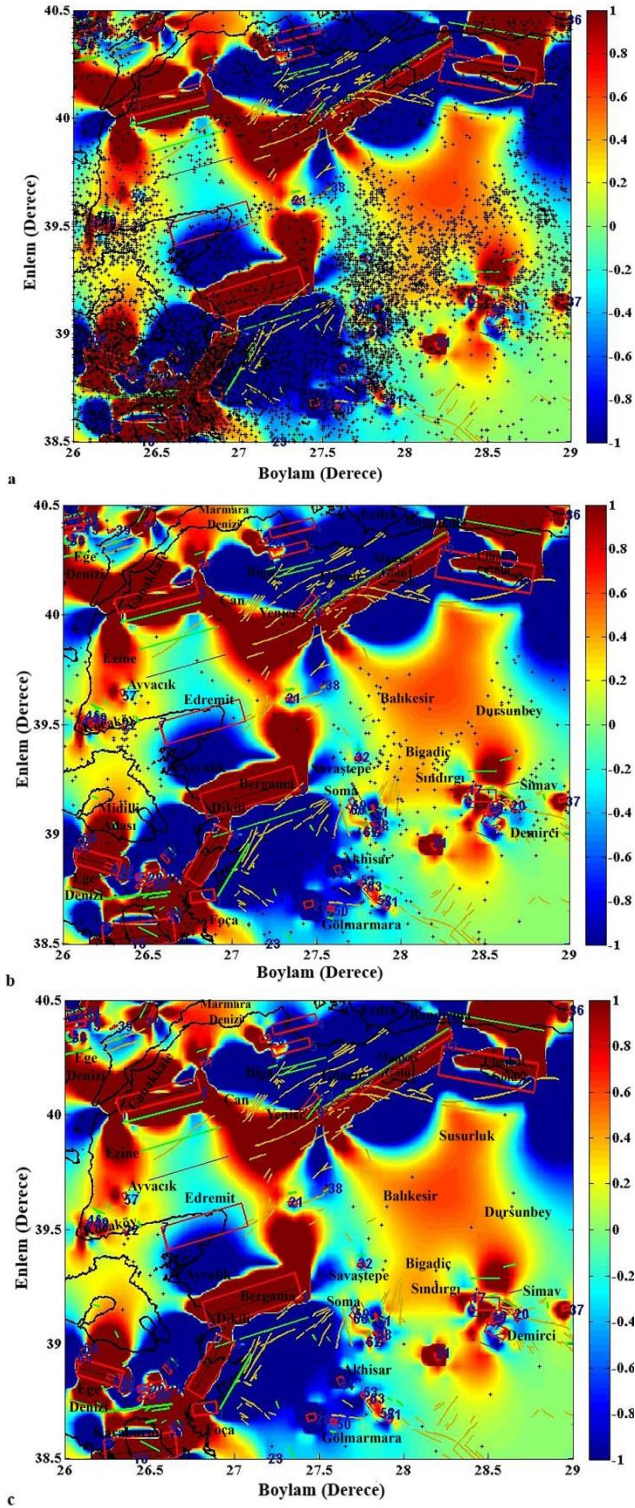
Çalışma alanında meydana gelen deprem verilerinin derinlik ortalamasından elde edilen değerin ($h=15.5$) literatür ile uyumlu olması nedeni ile de $h=15.5$ km için Coulomb gerilme dağılımı haritası oluşturulmuştur (Şekil 15).



Şekil 15. 1900-2022 yılları arasında oluşan coulomb gerilme dağılımı ($h=15.5$ km)

Şekil 15 Uluabat Gölü ve çevresi ile başlayan gerilme birikiminin Manyas-Gönen-Yenice ve Çanakkale-Çan Yenice ile devam ettiğini göstermektedir. Aynı şekilde Çanakkale ve açıkları ile Ezine, Bergama-Dikili-Foça hattı ve Foça-Karaburun ve açıkları yüksek gerilme birikimi ile dikkat çeken alt alanlar olarak ön plana çıkmaktadır.

Çalışma alanının tamamı için belirlenen Coulomb gerilme dağılımının ardından, depremsellik çalışmaları için uygun hale getirilen deprem kataloğundan sırası ile $M_w \geq 3.1$, $M_w \geq 4.0$ ve $M_w \geq 5.0$ değerindeki depremler seçilerek, bu depremlerin Coulomb gerilme alanları üzerindeki dağılımları incelenmiştir (Şekil 16).



Şekil 16. Coulomb Gerilme Dağılımı a- $M_w \geq 3.1$ b- $M_w \geq 4.0$ c- $M_w \geq 5.0$ ($h=15.5$ km)

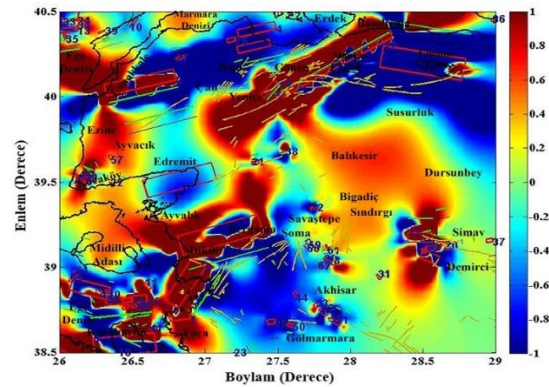
Şekil 16'da görülen artı (+) simgeleri depremlerin episantr dağılımını temsil etmektedir. Çalışma alanı için en dikkat çeken nokta hiç kuşkusuz gittikçe artan magnitüd değerine karşılık deprem yoğunluğunun kritik bir şekilde azalmasıdır.

Magnitüd değerlerinin artmasına karşılık deprem oluşumunda görülen azalış ise kendisini en net şekilde

gerilme gölgesi alanlarında göstermektedir. Bu durum Coulomb gerilme çalışması kapsamında seçilen deprem verilerinin ve de dolayısı ile elde edilen sonuçların güvenilirliğini göstermektedir. Buna karşılık gerilme birikimi alanları oldukça az sayıda deprem ile karakterize olmaktadır. Özellikle de 2000 yılı sonrası meydana gelen $M_w \geq 5.0$ depremler göz önüne alındığında gerilme birikimi alanları içerisinde meydana gelen deprem sayısının oldukça az olduğu görülmektedir. Gerilme birikimi ile ilgili yapılan bu tespitler geçmişinde büyük depremlere ev sahipliği yapan ancak son yıllarda deprem hareketliliği açısından görece olarak suskun bir dönem geçiren çalışma alanının güncel ve aktif depremselliğinin önemini bir kez daha net bir şekilde ortaya koymaktadır. Literatür incelemesi yapıldığında da farklı fay yapılarına ve/veya bu fayların ürettiği depremlere bağlı olarak oluşan gerilim farkını karşılayabilmek için çalışma alanında deprem hareketliliği beklenildiği görülmektedir [106,107]. Sonuç olarak özellikle 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin çalışma alanında oluşturduğu belirgin gerilme değişiklikleri de göz önüne alındığında gerilme birikimi alanlarının deprem tehlikesi açısından dikkatle takip edilmesi gerektiğini söylemek mümkündür.

Küçük ölçekte pozitif ve negatif Coulomb gerilme değerlerinin görüldüğü alt alanlar ise genellikle birbirine yakın küçük ve orta magnitüd değerlerine sahip depremlerin görüldüğü alt alanlarda karşımıza çıkmaktadır.

Ancak bazı alt alanlarda görülen gerilme gölge alanlarının durumu ise deprem sayısı ve/veya magnitüd değeri ile ilişkili olmayıp modellemede kullanılan derinlik seçimi ile ilgilidir. Bu nedenle çalışma alanı için güncel Coulomb gerilme dağılımı farklı derinlik değerlerine göre de haritalandırılmıştır. Bu aşamada derinlik değeri seçimi öncelikle bir önceki modelde kullanılan derinlik değerinin ($h=15.5$ km) yarı değerine ($h=7.75$ km) göre seçilmiş ve Coulomb gerilme dağılımı modellenmiştir (Şekil 17).



Şekil 17. 1900-2022 yılları arasında oluşan coulomb gerilme dağılımı ($h=7.75$ km)

Şekil 17'de derinliğin azalmasına bağlı olarak hem denizel hem de karasal alanda gerilme değişikliklerinin meydana geldiği görülmektedir.

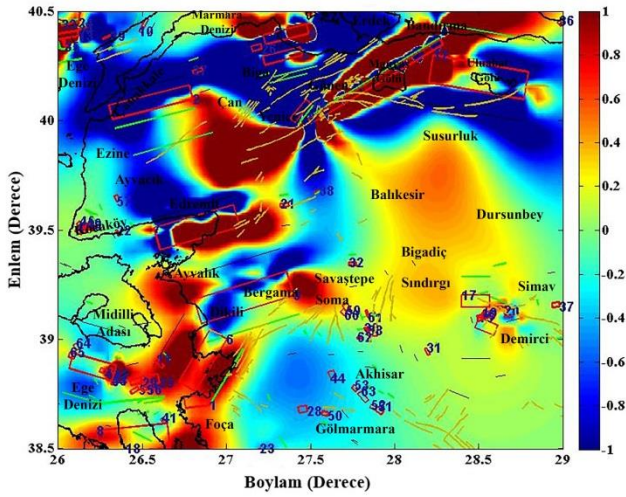
Bandırma-Yenice hattında devam eden gerilme birikiminin genişleme özelliği göstermesi Yenice ve çevresinde görece olarak yüzeye yakın depremlerin etkili olmasının bir sonucudur. Buna karşılık Çanakkale-Çan arasında görece olarak derin depremlerin etkili olması Biga-

Çan-Çanakale arasında gerilme gölgesi ile tanımlanmaya başlayan alt alanın oluşumuna neden olmuştur.

Ezine-Kocaköy hattı, Ayvalık ve çevresi artan gerilme birikimleri ile oldukça dikkat çekicidir.

Manisa Depremleri'nin görüldüğü alanda ise bir önceki modellemeye göre önemli değişiklikler olmamakla birlikte Şekil 3'de "31 numara" ile gösterilen ve 15 km derinlikte meydana gelen deprem, h=15.5 km derinlikte gerilme birikimi ile karakterize olurken h=7.75 km derinlikte bu özelliğini kaybetmektedir.

1944 Edremit Depremi'nin oluşum mekanizmasının değerlendirilmesi esnasında Edremit ve çevresinde görece olarak daha derin depremlerin etkili olabileceği ifade edilmiştir. Yapılan çalışmada bu görüşten yola çıkarak son olarak h=35 km derinlik değerine göre 1900-2022 yılları arasında çalışma alanında meydana gelen $M_w \geq 5.0$ olan 65 adet depremin meydana getirdiği Coulomb gerilme dağılımı modellenmiştir (Şekil 18).



Şekil 18. 1900-2022 yılları arasında oluşan coulomb gerilme dağılımı (h=35 km)

Şekil 18'de h=35 km derinlik değerinin artmasına bağlı olarak bazı alt alanların diğer derinlik modellemelerine göre (h=15.5 ve h=7.75) farklı gerilme değerleri ile karakterize olduğu görülmüştür.

Çalışma alanının büyük bir çoğunluğunun gerilme birikimi duyarlılığının önemli ölçüde azaldığı h=35 km derinlikte başta Midilli Adası olmak üzere Ege Denizi ve aynı şekilde Balıkesir İl merkezi ve yakın çevresinin gerilme dağılımı değişiklikleri dikkat çekicidir.

Bu duruma karşılık Soma ve çevresi, Edremit ve çevresi ile Marmara Denizi'nin belirli alt alanları h=35 km derinliğe duyarlı olup ilk defa gerilme birikimi ile karakterize olmuşlardır.

Burada h=7.75 km derinlikte gerilme birikimi, h=15.5 km derinlikte gerilme gölgesi içerisinde yer alan Ayvalık ve çevresinin h=35 km derinlikte tekrar gerilme birikimi alanı içerisinde yer alması oldukça dikkat çekici bulunmuştur. Ayvalık ve çevresinin artan derinlik değerine rağmen gerilme birikimi alanı içerisinde yer alması Edremit Fay

Zonu'nda meydana gelebilecek bir depremin etki alanının genişliğinden kaynaklanmaktadır.

Son olarak, Bandırma-Yenice hattının h=35 km derinlikte de gerilme birikimi ile karakterize olması deprensellik açısından bu alt alanın önemini bir kez daha ortaya koymaktadır.

4 Sonuçlar

Balıkesir ili ve çevresinin gerilme dağılımının belirlenebilmesi için yapılan çalışmada 1935 Erdek, 1944 Edremit, 1953 Yenice-Gönen, 1964 Manyas, 1969 Gönen, 1971 İvrindi, 2001 Savaştepe ve 2010 Balya Depremleri modellenmiş ve birbirleri ile olan gerilme etkileşimleri Coulomb Kırılma Kriteri esaslarına göre değerlendirilerek oluşum mekanizmaları belirlenmeye çalışılmıştır.

Yapılan değerlendirmelerde, 1909 Foça-İzmir Depremi sıfır gerilme başlangıcı kabul edilirken sürekli levha hareketleri nedeniyle oluşan yıllık gerilme birikimi ve levha hızı göz ardı edilmiştir.

Çalışma kapsamında modellenen ilk deprem olan 1935_1 Erdek Depremi'nin, tarihsel depremler tarafından oluşuma hazırlanmış olma ihtimali üzerinde durulurken aynı gün içerisinde meydana gelen 1935_2 Erdek Depremi'nin oluşumunda 1935 Erdek_1 Depremi'nin etkisi net bir şekilde görülmektedir.

Meydana geldikleri alt alanlar açısından aletsel dönem içerisinde yaşanan önemli ve etkili depremler olarak kabul edilen 1944 Edremit ve 1953 Yenice-Gönen Depremleri'nin oluşumunda, çalışma alanı içerisinde meydana gelen herhangi bir aletsel dönem depreminin etkisi net bir şekilde gözlenememiştir. 1944 Edremit Depremi oluşumunda tarihsel dönem depremlerinin, Ege Denizi Depremlerinin etkili olmuş olabileceği öngörülmüşken, bu alt için nispeten daha derin depremlerin dikkate alınması gerektiği belirlenmiştir. 1953 Yenice-Gönen Depremi için ise aletsel dönem içerisinde 1912 Mürefte-Tekirdağ Depremi ile birlikte kırılma sürecinin başladığı ve asil etkiye sahip olan 1919 Soma Depremi ile bu kırılma sürecinin hızlandığı gözlenmiştir. Ancak yine de bu alt alanda da tarihsel dönem depremlerinin etkisinin önemli olduğu düşünülmektedir.

1953 Yenice-Gönen Depremi'nin meydana gelmesi ile birlikte çalışma alanının artan deprenselliği kendisini farklı ve önemli yer hareketleri ile göstermiştir. 18.03.1953 tarihinden sonra meydana gelen 1964 Manyas (+5.388 Bar), 1969 Gönen (+0.997 Bar), 1971 İvrindi (+0.537 Bar), 2001 Savaştepe (+0.260 Bar), 2010 Balya Depremleri (+0.850 Bar) üzerinde 1953 Yenice-Gönen Depremi'nin etkisi net bir şekilde belirlenmiştir.

$3.1 \leq M_w \leq 4.0$ aralığında değişim gösteren depremlerin baskın olduğu çalışma alanında Coulomb gerilme dağılımları ile deprem episantr dağılımlarının birbiri ile uyumlu olduğu görülmektedir. $M_w \geq 5.0$ büyüklüğündeki depremlerin büyük bir çoğunluğunun gerilme birikimi alanlarında meydana gelmiş olması da çalışma alanının aktif deprenselliğinin önemli bir göstergesi olarak kabul edilmiştir.

Derinlik değeri seçimi, çalışma alanı Coulomb gerilme dağılımının ve deprenselliğinin farklılaşmasına neden olmaktadır. $7.75 \leq h \leq 15.5$ km aralığında pozitif Coulomb

gerilme alanlarının yaygın dağılımı ise çalışma alanında bu aralıkta derinlik değerine sahip depremleri beklemenin sismolojik açıdan anlamlı olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanı içerisinde; derinlik değeri seçimine bağlı olarak Çanakkale-Çan çevresini de içine alma kabiliyetine sahip Bandırma-Yenice hattı depremsellik açısından kritik öneme sahip alt alan olarak ön plana çıkmaktadır.

Deprem tehlikesi açısından Bandırma-Yenice hattını takip eden Dikili-Foça-Karaburun hattı aynı zamanda derinliğe bağlı olarak Bergama alt alanı ile birleşerek geniş bir alanda pozitif Coulomb dağılımı da yaratabilmektedir.

Karaburun açıkları ile Çanakkale açıkları başta olmak üzere Ege Denizi ve Marmara Denizi'nin farklı derinlik değerlerinde önemli deprem tehlikesi ile karakterize olan alt alanlara sahip olduğu görülmektedir.

Kendisini daha çok $5.0 \leq M_w \leq 5.5$ aralığındaki depremler ile karakterize eden Balıkesir İl merkezi ve doğu kanadında görülen gerilme birikimi dağılımında ise Yenice-Gönen Fay Zonu'nda meydana gelen depremlerin etkisi net bir şekilde görülmekle birlikte bu alt alanın depremselliği değerlendirilirken Manisa ve çevresinin aktif tektonik yapısı da göz ardı edilmemelidir.

Çıkar çatışması

Yazarlar çıkar çatışması olmadığını beyan etmektedir.

Benzerlik oranı (iThenticate): %11

Kaynaklar

- [1] J. C. Jaeger and N. G. W. Cook, Fundamentals of Rock Mechanics, 2nd Edn. Chapman and Hall, London, 1971.
- [2] R. S. Stein and M. J. Lisowski, The 1979 Homestead valley earthquake sequence, california: control of aftershocks and postseismic deformation. Journal of Geophysical Research, 88, 6477-6490, 1983. <https://doi.org/10.1029/JB088iB08p06477>.
- [3] G. C. P. King, R. S. Stein and J. Lin, Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 935-953, 1994. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840030935>.
- [4] K. W. Hudnut, L. Seeber, and J. Pacheco, Cross-Fault triggering in the november 1987 superstation hills earthquake sequence, Southern California. Geophysical Research Letters, 16(2), 199-202, 1989. <https://doi.org/10.1029/GL016i002p00199>.
- [5] P. A. Reasenberg and R. W. Simpson, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the loma prieta earthquake. Science 255, 1687-1690, 1992. <https://doi.org/10.1126/science.255.5052.1687>.
- [6] R. A. Harris and R. W. Simpson, Changes in static stress on southern california faults After the 1992 Landers Earthquake. Nature, 360, 251-254, 1992. <https://doi.org/10.1038/360251a0>.
- [7] S. C. Jaumè and L. R. Sykes, Change in the state of stress on the southern san andreas fault resulting from the california earthquake sequence of april to june 1992. Science, 258, 1325-1328, 1992. <https://doi.org/10.1126/science.258.5086.1325>.
- [8] R. S. Stein, G. C. P. King, and J. Lin, Change in failure stress on the southern san andreas fault system caused by the 1992 magnitude=7.4 landers earthquake. science 258, 1328-1332, 1992. <https://doi.org/10.1126/science.258.5086.1328>.
- [9] S. Toda, R. S. Stein, P. A. Reasenberg, J. H. Dieterich and A. Yoshida, Stress transferred by the $M_w=6.5$ Kobe, Japan, shock: effect on aftershocks and future earthquake probabilities. Journal of Geophysical Research 103, 25543-24565, 1998. <https://doi.org/10.1029/98JB00765>
- [10] J. Deng and L. R. Sykes, Triggering of 1812 Santa Barbara earthquake by a great san andreas shock: implications for future seismic hazards in southern california, Geophysical Research Letters, 23 (10), 1155-1158, 1996. <https://doi.org/10.1029/96GL00738>.
- [11] R. S. Stein, G. C. P. King and J. Lin, Stress triggering of the 1994 $M=6.7$ northridge, california, earthquake by its predecessors. science, 265, 1432-143, 1994. <https://doi.org/10.1126/science.265.5177.1432>.
- [12] R. A. Harris, R. W. Simpson, and P. A. Reasenberg, Influence of static stress change on earthquake locations in southern california. Nature, 375, 221-224, 1995. <https://doi.org/10.1038/375221a0>.
- [13] F. F. Pollitz and I. S. Sacks, consequences of stress changes following the 1891 nobi earthquake, japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 85 (3), 796-807, 1995. <https://doi.org/10.1785/BSSA0850030796>.
- [14] S. C. Jaumè and L. R. Sykes, Evolution of moderate seismicity in the san francisco bay region, 1850 to 1993: seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes. Journal of Geophysical Research, 101, 765-789, 1996. <https://doi.org/10.1029/95JB02393>.
- [15] E. Jacques, G. C. P. King, P. Tapponnier, J. C. Ruegy, and I. Manighetti, Seismic activity triggered by stress changes after the 1978 events in the asal rift, djibouti. geophysical research letters, 23, 18, 2481-2484, 1996. <https://doi.org/10.1029/96GL02261>.
- [16] C. Nostro, M., Cocco and M. E. Belardinelli, Static stress changes in extensional regimes: an application to southern apennines (Italy). Bulletin of the Seismological Society of America, 87(1), 234-248, 1997. <https://doi.org/10.1785/BSSA0870010234>.
- [17] Balıkesir Kent Konseyi <https://www.balikesirkentkonseyi.org/sayfa/cografyasi.html> Erişim 3 Haziran 2023.
- [18] A. Beliceli, A. Çona ve F. Çoban, Balıkesir bölgesinin deprem riski ve depremsellik açısından incelenmesi. deprem sempozyumu, Kocaeli, Türkiye, 23-25 Mart 2005.
- [19] 04 Haziran 2022 Çaypınar-Balıkesir Depremi Basın Bülteni http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/wp-content/uploads/2022/06/20220604_0158_Balikesir.pdf Erişim 5 Şubat 2023.
- [20] T.A.C. Zitter, J. Woodside and J. Mascle, The anaximander mountains: a clue to the tectonics of southwest anatolia. Geological Journal, 38, 375-394, 2003. <https://doi.org/10.1002/gj.961>

- [21] M. Ergün, S. Okay, C. Sarı, E.Z. Oral, M. Ash, J. Hall and H. Miller, Gravity anomalies of the Cyprus arc and their tectonic implications, *Marine Geology*, 221, 349-358, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.004>
- [22] Ü.Y. Kalyoncuoğlu, Ö. Elitok, M.N. Dolmaz, N. C. Anadolu, Geophysical and geological imprints of Southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta angle, sw Turkey, *Journal of Geodynamics*, 52, 70-82, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.001>
- [23] N. Pinar and E. Lahn, Türkiye Depremleri İzahli Kataloğu. AKIN Matbaacılık Limited Ortaklığı, 1952.
- [24] N. Öcal, Türkiye'nin sismisitesi ve zelzele coğrafyası: 1850-1960 yılları için Türkiye zelzele kataloğu. Kandili Rasathanesi, 1968.
- [25] N. V. Shebalin, V. Karnik and D. Hadzievski, Catalogue of Earthquakes Part I, 1901-1970: Part II, Prior to 1901. Unesco, 1974.
- [26] H. Soysal, S. Sipahioglu, D. Kolcak ve Y. Altinok. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M.Ö. 2100-M.S. 1900). TUBITAK, TBAG CNR, 1981.
- [27] A. Özoğul, 1987. Balıkesir Ovası ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin uygulamalı jeomorfoloji bakımından etkileri. Uludağ Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi, 11, 1, 43-51, 1987. <http://hdl.handle.net/11452/17108>.
- [28] N. N. Ambraseys and C.F. Finkel, Long-Term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea Region. *Terra Nova*, 3(5), 527-539, 1991. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00188>.
- [29] Y. Altinok, and Ş. Ersoy, Tsunamis Observed on and Near the Turkish Coast. *Natural Hazards*, 21, 185-205, 2000. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2386-2_5.
- [30] N. N. Ambraseys and J.A. Jackson, Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophysical Journal International*, 141(3), F1-F6, 2000. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00137.x>
- [31] Y. Altinok, Ş. Ersoy, A. C. Yalçiner, B. Alpar and U. Kuran, Historical tsunamis in the sea of Marmara. *International Tsunami Symposium 2001 Proceedings*, Session 4, Number 4-2, sayfa 527-534, National Oceanic and Atmospheric Administration, Pasific Marine Environmental Laboratory, University of Washington, U.S.A., 7-9 August 2001.
- [32] N. Ambraseys, The seismic activity of the marmara sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 1-18, 2002. <https://doi.org/10.1785/0120000843>.
- [33] Ö. Emre, S. Özalp, A. Doğan, V. Özaksoy, C. Yıldırım and F. Göktaş, İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. *Maden Tetkik Arama Raporu* 10754, 2005.
- [34] N. N. Ambraseys and C. F. Finkel, Türkiye'de ve komşu bölgelerde sismik etkinlikler: Bir tarihsel inceleme, 1500-1800 [Seismic activity in Turkey and neighboring regions: A historical investigation, 1500-1800]. TÜBİTAK Yayınları, 2006.
- [35] N. Ambraseys, Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 2009.
- [36] R. Körpe, Eski çağlarda troas bölgesinde meydana gelen depremler. 09 Ağustos 1912 mürefte depreminin ($M_w=7.4$) 100. yıldönümü sempozyumu, sayfa 111-116, Çanakkale, Türkiye, 13-15 Eylül 2012.
- [37] N. Koçhan, Kyzikos, Hellespontus'da bir eyalet merkezi. *Güzel Sanatlar Enstitüsü Dergisi*, 31, 69-91, 2013. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/ataunigsed/issue/2584/33252>.
- [38] K. Doğanç, 2019. Hellespontos ve çevresini etkileyen depremler (MÖ 3000-MS 6. YY). *History Studies*, 11, 2, 535-555, 2019. <https://doi.org/10.9737/hist.2019.729>.
- [39] H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, Ö. Sümer, B. Uzel, B. ve S. Eski. Balıkesir ilinin deprem tehlike kaynakları ve alınması gereken önlemler. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Balıkesir İl Temsilciği Balıkesir'in Afet Durumu ve Yönetimi Çalıştayı, Balıkesir, Türkiye, 28 Şubat-01 Mart 2019.
- [40] H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, S. Eski and Ç. Tepe, Palaeoseismology of the Havran-Balıkesir Fault Zone: Evidence for Past Earthquakes in the Strike-Slip-Dominated Contractional Deformation along the Southern Branches of the North Anatolian Fault in Northwest Turkey. *Geomatica Acta*, 28 (4), 254-272, 2016. <http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2016.1171111>
- [41] H. Sözbilir, B. Uzel, Ö. Sümer, S. Eski, M. Softa, Ç. Tepe, Ç. Özkaymak ve A. Baba, Çanakkale-Ayvacık deprem fırtınasının (14 Ocak-20 Mart 2017) sismik kaynakları. *Eskişehir Teknik Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi B-Teorik Bilimler*, 6, 1-17, 2018. <https://doi.org/10.20290/auhtdb.498805>
- [42] E.E. Eyübagil, İ. Tiryakioğlu, H.İ. Solak, H.H. Yavaşoğlu, C.Ö.Yiğit, B. Aktuğ, Ç. Özkaymak, M.A.Uğur, E.B.Çakanşimşek ve E. Demirelli, Havran-Balıkesir fay zonu üzerinde jeodezik çalışmalar: ilk sonuçlar. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 23, 402-416, 2023. <https://doi.org/10.35414/akufemubid.1203930>
- [43] B. C. Papazachos, Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. *Pure and Applied Geophysics*, 112, 1059-1065, 1974. <https://doi.org/10.1007/BF00881508>.
- [44] A. Kijko and M.A. Sellevoll, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part 1, utilization of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 645-654, 1989. <https://doi.org/10.1785/BSSA0790030645>
- [45] A. Kijko and M.A. Sellevoll, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part 11, incorporation of magnitude heterogeneity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 120-134, 1992. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820010120>

- [46] M.V. Manakou and T.M. Tsapanos, Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in the island of crete and surrounding area inferred from mixed data files. *tectonophysics*, 321,157-178, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00075-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00075-5).
- [47] U. Temiz, 1908-1998 Yılları arasında Ceyhan-Misis, Adana bölgesindeki depremlerin coulomb etkileşimleri, *Türkiye Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi*, 27, 1, 1-12, 2010. [https://jeoloji.cumhuriyet.edu.tr/files/2010_27\(1\).pdf](https://jeoloji.cumhuriyet.edu.tr/files/2010_27(1).pdf).
- [48] U. Temiz ve Y. E. Gökten, Ms 6.8 19 Nisan 1938 Akpınar (Kırşehir) depreminin coulomb gerilme analizi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 54, 3, 81-92. <https://dergipark.org.tr/tr/download/articlefile/285233>.
- [49] T. Ersular, A. Güneş, Y. Sarı, E. Gürbüz, H. Durmuş ve L. Gülen, 23 Ekim 2011 Van Depreminin ($M_w=7.1$) oluşturduğu coulomb gerilme değişimi. *Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi*, 19, 1, 53-58, 2015. <https://doi.org/10.16984/saufenbilder.72489>
- [50] E. Gök, M. Erdem ve Ç. Özer, Kocaeli ve çevresi için coulomb gerilme analizi. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 8(1), 1-11, 2020. <https://doi.org/10.21923/jesd.492508>
- [51] E. Bayrak, Ç. Özer ve Ş. Perk, Erzurum ve çevresi için gerilme tensör ve coulomb analizleri. *Türk Deprem Araştırma Dergisi*, 2 (1), 101-114, 2020. <https://doi.org/10.46464/tdad.737222>
- [52] H. Alkan and E. Bayrak, Coulomb stress changes and magnitude-frequency distribution for Lake Van Region. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 168, 141-156, 2022. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.990666>.
- [53] D. P. McKenzie, Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical*, 30, 109-185,1972. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>.
- [54] J. Jackson and D. McKenzie, Active tectonics of the alpine-himalayan belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 77, 185-264, 1984. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>.
- [55] T. Taymaz, J. Jackson and D. McKenzie, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433-490, 1991.<https://doi.org/10.1111/j.1365246X.1991.tb03906.x>.
- [56] E. E. Papadimitriou and L. R. Sykes, Evolution of the stress field in the Northern Aegean Sea (Greece). *Geophysical Journal International*, 146, 747-759, 2001.<https://doi.org/10.1046/j.0956540x.2001.01486.x>.
- [57] A. A. Kiratzi, Stress Tensor inversions along the westernmost north anatolian fault zone and its continuation into the north aegean sea. *Geophysical Journal International*. 151, 360-376, 2002. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01753.x>
- [58] A. Kiratzi and E. Louvari, Focal mechanism of shallow earthquakes in the aegean sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics*, 36, 251-574, 2003. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00050-4](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00050-4).
- [59] O. Tan, M. C. Tapırdamaz and A. Yörük, The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418, 2008. <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol17/iss2/8>.
- [60] S. A. Poyraz, Isparta büklümünü oluşturan tektonik yapıların sismolojik yöntemlerle araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Türkiye, 2009.
- [61] P. M. Paradisopoulou, E. E. Papadimitriou, V. G. Karakostas, T. Taymaz, A. Kiliyas, A. and S., Yolsal, Seismic hazard evaluation in Western Turkey as revealed by stress transfer and time-dependent probability calculations. *Pure and Applied Geophysics*, 167, 1013-11048, 2010. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0085-1>.
- [62] E. Görgün, D. Kalafat and K. Kekovalı, Source Mechanism and stress field of the 2017 Ayvacık/Çanakkale earthquake sequence in NW Turkey. *Annals of Geophysics*, 63,3, SE332, 2020. <https://doi.org/10.4401/ag-8194>.
- [63] Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı. <https://deprem.afad.gov.tr/event-focal-mechanism>, Erişim 27 Aralık 2022
- [64] International Seismological Centre. <http://www.isc.ac.uk/>, Accessed 27 December 2022
- [65] The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT). <https://www.globalcmt.org/>, Accessed 27 December 2022
- [66] N. C. A. Kılıç ve Ü. Y. Kalyoncuoğlu, İzmir ili ve çevresi için coulomb gerilme değişimi ve deprenselliğinin bölgesel dağılımı. 3. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, İzmir, Türkiye, 14-16 Ekim 2015.
- [67] S.A. Wiemer, Software package to analyze seismicity: Zmap, *Seismological Research Letters*. 72, 2, 374-383, 2001. <https://doi.org/10.1785/gssrl.72.3.373>.
- [68] P.A. Reasenbergl, Second-order moment of central California seismicity 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*, 90, B7, 5479-5495, 1985. <https://doi.org/10.1029/JB090iB07p05479>.
- [69] S. Wiemer and M. Wyss, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 4, 859-869, 2000. <https://doi.org/10.1785/0119990114>.
- [70] B. Uzel, H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, N. Kaymakçı and C. G. Langereis, Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late cenozoic evolution of Western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116, 2013.<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.009>
- [71] Ç. Özkaymak, H. Sözbilir and B. Uzel, Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir transfer zone, Western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.004>

- [72] H. Sözbilir, Ö. Sümer, Ç. Özkaymak, B. Uzel, T. Güler and S. Eski, Kinematic analysis and palaeoseismology of the Edremit fault zone: evidence for past earthquakes in the southern branch of the north anatolian fault zone, Biga Peninsula, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 28, 4, 273-294, 2016. <http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2016.1175294>
- [73] Ö. Sümer, B. Uzel, Ç. Özkaymak and H. Sözbilir, Kinematics of the Havran-Balıkesir fault zone and its implication on geodynamic evolution of the southern Marmara Region, NW Anatolia. *Geodinamica Acta*, 1, 306-323, 2018. <https://doi.org/10.1080/09853111.2018.1540145>
- [74] V. Vavrycuk, Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International* 199(1), 69-77, 2014. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu224>.
- [75] M. L. Zoback, First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research in Atmospheres*, 97(B8), 11703-11728, 1992. <https://doi.org/10.1029/92JB00132>
- [76] E. Carey-Gailhardis and J. L. Mercier, A numerical method for determining the state of stress using focal mech. of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 165-179, 1986. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90117-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90117-8)
- [77] R. J. Twiss and E. M. Moores, *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York, U.S.A., 1992.
- [78] S. Över, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve batı kesiminde bölgesel gerilme durumunun incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42, 1, 85-96, 1999. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/440509a0106086a_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOL.OJ%DD%20B%DCLTEN%DD
- [79] C. Christova and T. Tsapanos, Depth distribution of stresses in the Hokkaido Wadati-Benioff Zone as deduced by inversion of earthquake focal mechanisms. *Journal of Geodynamics* 30(5), 557-573, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00009-0).
- [80] D. Kalafat, Y. Güneş, M. Kara ve K. Kekovalı, Sultandağı Fay Zonu'nun (Afyonkarahisar-Konya, Batı Anadolu) güncel depremselliğine bir bakış. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 163, 195-218, 2020. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.721796>.
- [81] S. S. Nalbant, Depremlerin oluşturduğu deformasyon ve gerilme alanlarının modellenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Türkiye, 1996.
- [82] G. C. P. King, Fault interaction, earthquake stress changes, and the evolution of seismicity. *Treatise on Geophysics*, 4, 225-255, 2007. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00069-9>.
- [83] Z. Çakır, A. Bark ve S. Akyüz, Coulomb gerilme etkileşimleri ve 1999 Marmara Depremleri. *İTÜ Dergisi/d Mühendislik*, 2, 4, 99-111, 2003. [file:///C:/Users/user/Downloads/795-2112-1PB%20\(11\).pdf](file:///C:/Users/user/Downloads/795-2112-1PB%20(11).pdf)
- [84] S. Toda, R. S. Stein, V. Sevilgen and J. Lin, Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake. *Tectonic, and Volcano Research and Teaching User Guide*, USGS, 2011.
- [85] R. A. Harris, Introduction to special section: stress triggers, stress shadows and implications for seismic hazards. *Journal of Geophysical Research*, 103, 24347-24358, 1998. <https://doi.org/10.1029/98JB01576>.
- [86] A. Ziv and A. M. Rubin, Static Stress Transfer and Earthquake triggering: no lower threshold in sight?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105(B6), 13631-13642, 2000. <https://doi.org/10.1029/2000JB900081>
- [87] G. C. P. King and M. Cocco, Fault interactions by elastic stress changes: new clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics*, 44, 1-38, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(00\)80006-0](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(00)80006-0)
- [88] S. Rajput, V.K. Gahalaut and V.K. Sahu, Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes. *Current Science*, 88, 4, 576-588, 2005. <http://www.jstor.org/stable/24110257>.
- [89] P.S. Raju, V.K. Gahalaut and M.R. Kumar, Phodong (Siikim) earthquake of 14 February 2006 and its aftershocks-coulomb stress analysis. *Journal of Geodynamics*, 46, 63-67, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.04.001>
- [90] R. B. S. Yadav, E. E. Papadimitriou, V. G. Karakostas, D. Shanker, B. K. Rastogi, S. Chopra, A. P. Singh, and S. Kumar, . The 2007 Talala, Saurashtra, Western India earthquake sequence: tectonic implications and seismicity triggering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 303-314, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.07.001>
- [91] R. S. Stein, A. A. Barka, and J. H. Dieterich, 1996, progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 123, 3, 594-604, 1997. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>.
- [92] C. Erkmén and B. Eravcı, Revised destructive earthquake catalogue for Turkey and Nearby. european seismological commission 31st general assembly, Crete, Greece, 7-12 September 2008.
- [93] S. Ç. Yıldız, S. Özden, S. Z. Tutkun, Ö. Ateş, S. A. Poyraz, S. K. Yeşilyurt ve Ö. Karaca, Ganos Fayı boyunca geç senozoyik yaşlı gerilme durumları, KB Türkiye. *Türkiye Jeolojii Bülteni*, 56, 1, 1-22, 2013. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28136/299041>.
- [94] M. E. Aksoy, Z. Çakır, M. Valee and M. Meghraoui, Tarihsel sismogramların yeniden değerlendirilmesi: 1912 Depremleri Örneği, *İTÜ Dergisi/d*, 9, 3, 110-120, 2010. http://itudergi.itu.edu.tr/index.php/itudergisi_d/article/view/1173.
- [95] N. B. Baştürk, N. M. Özel and M. Caciagli, Seismic parameters re-determined from historical seismograms of 1935-Erdek-Marmara Island and 1963-Çınarcık Earthquakes. *Earth, Planets and Space*, 68, 2-20, 2016. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0528-8>.

- [96] A. Kürçer, S. Özalp, E. Özdemir, Ç. U. Gündoğan ve T. Y. Duman, 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi ($M_s=7.2$) ışığında Yenice-Gönen Fayı'nın aktif tektonik ve paleosismolojik özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 159, 29-63, 2019. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.500553>.
- [97] H. H. Selim, H. Eyidoğan ve Tüysüz, O., 2005. Güney Marmara Bölgesi'nde tarihsel ve aletsel dönemlerde oluşan depremlerin sismolojik ve jeolojik incelenmesi. Deprem Sempozyumu, sayfa 112-118, 23-25 Mart 2005, Kocaeli.
- [98] Ü. Kıyak, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Batı Uzantılarının İncelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Türkiye, 1986.
- [99] D. Perinçek, Çanakkale Yöresi (KB Türkiye) Erenköy ve Güzelyalı Fosil Heyelanlarının Jeolojik ve Jeomorfolojik Analizi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 61, 241-268, 2018. <https://doi.org/10.25288/tjb.458432>.
- [100] D. Akçay, Marmara Bölgesi'ndeki kuvvetli yer hareketi istasyonları için spektral azalım parametresi (κ) belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Türkiye, 2020.
- [101] H. Sözbilir, Ö. Sümer, B. Uzel, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski, Ç. Özkaymak ve A. Baba, 14 Ocak-28 Şubat 2017 Çanakkale-Ayvacık depremleri ve bölgenin depremselliği. Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Araştırma Merkezi Diri Fay Araştırma Grubu, 2017.
- [102] D. Ramazan, D., 07-25 Haziran 2003 Sındırgı-Bigadiç depremleri deprem fırtınası. https://www.researchgate.net/publication/332111884_07-25_Haziran_2003_Sindirgi_Bigadic_Depremleri_Deprem_Firtinasi_mi/citation/download Erişim 2 Şubat 2023.
- [103] E. Alsan, L. Tezuçan, E. Başarır, E. Ayhan, N. Sancaklı, 5 Temmuz 1983 Biga Depremi ve artçı deprem etkinliği, Deprem Araştırma Dairesi Bülteni No:46, 50-75.
- [104] Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/tr/> Erişim 5 Şubat 2023.
- [105] A. H. Ferrari, A. Narka, E. Jacques, S. S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tapponnier, G. C. P. King, Seismic hazard in the Marmara Sea Region following the 17 August 1999 Izmit Earthquake. Nature, 404 (6775), 269-273, 2000. <https://doi.org/10.1038/35005054>.
- [106] H. Sözbilir, Ö. Sümer, B. Uzel, S. Eski, Ç. Tepe ve M. Softa, 12 Haziran Midilli Depremi (Karaburun Açıkları) ve bölgenin depremselliği. Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi Diri Fay Araştırma Grubu, 2017.
- [107] H. Sözbilir, B. Uzel, Ö. Sümer ve S. Eski, 25 Aralık 2017-10 Ocak 2018 İzmir Körfezi depremleri ve İzmir İlinin Depremselliği Raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Diri Fay Araştırma Grubu, 2018.

