HATAY VE ÇEVRESİNİN HAKİM GERİLME KARAKTERİNİN ARAŞTIRILMASI

Nurdan ÖZCAN TEKİN

Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı
Doç. Dr. Çağlar ÖZER
2023
(Her hakkı saklıdır.)

T.C.
ATATÜRK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

HATAY VE ÇEVRESİNİN HAKİM GERİLME KARAKTERİNİN ARAŞTIRILMASI

(Investigation of the Dominant Stress Character of Hatay and its Surroundings)

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Nurdan ÖZCAN TEKİN

Danışman: Doç. Dr. Çağlar ÖZER

Erzurum

Ocak, 2023

KABUL VE ONAY TUTANAĞI

Nurdan Özcan Tekin tarafından hazırlanan "Hatay ve Çevresinin Hakim Gerilme Karakterinin Araştırılması" başlıklı çalışması 16/01/2023 tarihinde yapılan tez savunma sınavı sonucunda başarılı bulunarak jürimiz tarafından Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Bilim Dalında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Başkanı:	Doç. Dr. Çağlar ÖZER *Atatürk Üniversitesi*	Aslı Islak İmzalıdır
Jüri Üyesi:	Dr. Öğr. Üyesi Erdem BAYRAK *Atatürk Üniversitesi*	Aslı Islak İmzalıdır
Jüri Üyesi:	Dr. Öğr. Üyesi Hamdi ALKAN *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi*	Aslı Islak İmzalıdır

Enstitü Yönetim Kurulunun …./…/2023 tarih ve …… sayılı kararı.

Bu tezin Atatürk Üniversitesi Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'nin ilgili maddelerinde belirtilen şartları yerine getirdiğini onaylarım.

Prof. Dr. Saltuk Buğrahan CEYHUN
Enstitü Müdürü
Aslı Islak İmzalıdır

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaklardan yapılan bildiriş, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak olarak kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ETİK BİLDİRİM VE İNTİHAL BEYAN FORMU

Yüksek Lisans Tezi olarak *Doç. Dr. Çağlar Özer* danışmanlığında sunulan "Hatay ve Çevresinin Hakim Gerilme Karakterinin Araştırılması" başlıklı çalışmanın tarafımızdan bilimsel etik ilkelere uyularak yazıldığını, yararlanılan eserlerin kaynakçada gösterildiğini, Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından belirlenmiş olan Turnitin Programı benzerlik oranlarının aşılmadığını ve aşağıdaki oranlarda olduğunu beyan ederiz.

Tez Bölümleri	**Tezin Benzerlik Oranı (%)**	**Maksimum Oran (%)**
Giriş	*5*	**30**
Kuramsal Temeller	*6*	**30**
Materyal ve Metot	*6*	**35**
Araştırma Bulguları ve Tartışma	*2*	**20**
Sonuçlar ve Öneriler	*1*	**20**
Tezin Geneli	*23*	**25**

Not: *Yedi kelimeye kadar benzerlikler ile Başlık, Kaynakça, İçindekiler, Teşekkür, Dizin ve Ekler kısımları tarama dışı bırakılabilir. Yukarıdaki azami benzerlik oranları yanında tek bir kaynaktan olan benzerlik oranlarının* ***%5'den*** *büyük olmaması gerekir.*

Sunulan bilgilerin doğru olduğunu, aksi halde doğacak hukuki sorumlulukları kabul ettiğimizi beyan ederiz.

Tez Yazarı (Öğrenci)	**Tez Danışmanı**
Nurdan Özcan Tekin	Doç. Dr. Çağlar Özer
17.1.2023	**17.1.2023**
İmza: Aslı Islak İmzalıdır	İmza: Aslı Islak İmzalıdır

* Tez ile ilgili YÖKTEZ'de yayınlamasına ilişkin bir engelleme var ise aşağıdaki alanı doldurunuz.

☐ Tezle ilgili patent başvurusu yapılması / patent alma sürecinin devam etmesi sebebiyle Enstitü Yönetim Kurulunun …./…/…. tarih ve …… sayılı kararı ile teze erişim 2 (iki) yıl süreyle engellenmiştir.

☐ Enstitü Yönetim Kurulunun …./…/…. tarih ve …… sayılı kararı ile teze erişim 6 (altı) ay süreyle engellenmiştir.

TEŞEKKÜR

Atatürk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırladığım bu çalışmada araştırmaya veri desteği sağlayan T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığına teşekkür ederim. Çalışma alanı jeolojik ve tektonik birimleri için Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yerbilimleri Harita Görüntüleyici portalından ve kuruma ait web sitesinde sunulmuş diğer kaynaklardan yararlanılmıştır.

Tez çalışmamın her aşamasında bilgisini, yardımını ve desteğini hiçbir zaman benden esirgemeyen, karşılaştığım sorunlarda içtenlikle yardımcı olan, anlayış gösteren, tüm sorularıma nezaketle yanıt verip, yol gösteren, bu tezin ortaya çıkmasında büyük emek ve katkısı bulunan ve öğrencisi olmaktan her zaman gurur duyacağım kıymetli tez danışmanım, Sayın Doç. Dr. Çağlar ÖZER'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamın önemli bir bölümü olan bilgisayar programlarını kullanmamda çok değerli emeği ve yardımları bulunan hocam, Sayın Dr. Öğr. Üyesi Erdem BAYRAK'a içtenlikle teşekkür ederim.

Hayatım boyunca her kararımı destekleyen ve her zaman yanımda olan, maddi manevi tüm desteklerini hiçbir zaman benden esirgemeyen kıymetli annem Nurcan ÖZCAN'a ve babam Necdet ÖZCAN'a, değerli ablalarım Canan AKAR'a ve Hilal ÖZCAN TEKİN'e minnet ve şükranlarımı sunarım. Sevgi ve desteği ile her zaman yanımda olan kıymetli ailemin bütün bireylerine teşekkür ederim.

Son olarak hayatımın her anında olduğu gibi bu yolculukta da sevgisi ve anlayışı ile yanımda olan, yoğun çalışmalarım sırasında sabır ve desteğini hiçbir zaman benden eksik etmeyen, cesaretlendiren ve moral veren, sevgili eşim Oğuzhan TEKİN'e çok teşekkür ederim.

Nurdan ÖZCAN TEKİN

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ
HATAY VE ÇEVRESİNİN HAKİM GERİLME KARAKTERİNİN ARAŞTIRILMASI
Nurdan ÖZCAN TEKİN

Danışman: Doç. Dr. Çağlar ÖZER

Amaç: Bu tez çalışması 35.75°-37.50° K enlemleri ve 35.25°-37.25° D boylamları arasında kalan Hatay ili ve yakın çevresinde temel deprem istatistiği ve gerilme değişimlerinin analiz edilerek bölgedeki tektonizmayı sismolojik yöntemler ile inceleme amacıyla ortaya çıkarılmıştır.

Yöntem: Bu çalışmada Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı ile bazı bilimsel çalışmalardan elde edilen deprem ve fay kinematik çözüm değerleri derlenerek analizler yürütülmüştür. Depremlerin oluşum sıklığı ve büyüklüğü arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılması, a- ve b- değerlerinin hesaplanması amacıyla ZMAP yazılımı kullanılmıştır. Temel istatistik analizlerinden sonra bölgedeki etkin tektonik rejimi sismolojik yöntemler ile araştırma motivasyonu ile odak mekanizma sonuçları yardımıyla Stressinverse yazılımı ile hesaplamalar yapılmıştır. Odak mekanizması çözümleri ile gerilme analizlerinden elde edilen doğrultu, eğim, kayma bilgilerinin Coulomb programına girilmesiyle çalışma alanındaki faylar üzerindeki gerilme durumları araştırılmıştır

Bulgular: Hatay ve yakın çevresi için b- değeri 0.97 ve a- değeri 6.09 olarak bulunmuştur. Bölgesel b- değeri dağılımı çalışma alanının KB ve GD ucunda b- değerinin 1.1-1.5 arasında değiştiğini; GGB-KKD yönlerinde ise b- değerinin 0.5-0.9 arasında olduğunu göstermektedir. Gerilme analizinden; σ1, σ2 ve σ3 asal gerilme eksenlerinin azimut/dalım değerleri sırasıyla 184.3°/14.8°, 336.3°/73.4° ve 92.3°/7.5° olarak elde edilmiştir. Gerilme oranı değeri 0.5 olarak hesaplanmıştır ve bölgede genel olarak doğrultu atımlı tektonik rejimin varlığı bu bulguyu desteklemektedir. 0-40 km arası dikkate alınarak yapılan Coulomb analizleri Karataş fayının GB'sı; Toprakkale Fayının KD'su; Amanos ve Yesemek segmentlerinin bir kısmı ile Antakya Fay Zonunda 0.1 bar'a varan gerilme artışları olduğunu göstermektedir.

Sonuç: Hatay ve çevresinin tarihsel deprem etkinliği göz önüne alındığında hesaplanan Coulomb gerilme değerlerinin gerçek potansiyelinden daha düşük olduğu düşünülmektedir. Bu durum aletsel deprem kataloglarında bölgenin gerçek gerilme durumunu temsil edecek büyüklükte depremlerin olmamasından ve deprem tekrarlama periyodlarının aletsel dönem kayıtlarını aşmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Özellikle bölgedeki reolojik koşullar, tarihsel deprem kataloğu ve depremlerin tekrarlama aralıkları göz önüne alınlığında çalışma alanında yapılacak deprem-zemin-yapı ilişkisine yönelik çalışmaların arttırılması ve yeni yerleşime açılacak alanların bu tehlikeler gözetilerek tasarlanması önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Gerilme tensör; Coulomb gerilme analizleri; deprem, Hatay

Ocak 2023, 95 sayfa

ABSTRACT

MASTER THESIS

INVESTIGATION OF THE DOMINANT STRESS CHARACTER OF HATAY AND ITS SURROUNDINGS

Nurdan ÖZCAN TEKİN

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Çağlar ÖZER

Aim: The basic earthquake statistics and stress changes in Hatay Province and near surroundings, located between 35.75^{o} -37.50^{o} N latitudes and 35.25^{o}-37.25^{o} E longitudes, were analyzed to examine the tectonism in the region with seismological methods in this thesis study.

Method: In this study; analyzes were carried out using the earthquake and fault kinematic solution values obtained from the Disaster and Emergency Management Presidency and some scientific papers. The ZMAP software was used to reveal the relationship between the frequency and magnitude of earthquakes and to calculate a- and b- values. After the basic statistical analysis, the effective tectonic regime in the region was calculated with Stressinverse software by using the focal mechanism results with the motivation of the research through seismological methods. Stress conditions on the faults were investigated by using the azimuth, dip, and rake information obtained from stress analyses and the focal mechanism solutions as input data to the Coulomb program in the study area.

Results: The b- and a- values for Hatay and its surroundings were calculated as 0.97 and 6.09; respectively. The regional distribution showed that the b- value varied between 1.1 and 1.5 in the NW and SE parts; while it change from 0.5 to 0.9 in the SSW-KKD parts of the study area. The azimuth/plunge values of the principal stress axes σ1, σ2, and σ3 were obtained from the stress analysis as 184.3^{o}/14.8^{o}, 336.3^{o}/73.4^{o} and 92.3^{o}/7.5^{o}, respectively. The stress ratio value was calculated as 0.5 and the presence of a strike-slip tectonic regime supports this finding in the region. Coulomb analyses from 0 to 40 km showed that the SW part of the Karataş fault; the NE part of the Toprakkale Fault; some parts of Amanos and Yesemek segments, and the Antakya Fault Zone stress condition increase up to 0.1 bar.

Conclusion: It is thought that the calculated Coulomb stress values are lower than the real potential considering the historical earthquake activity of Hatay and its near surroundings. This situation is thought to be caused by the absence of earthquakes large enough to represent the real stress state of the region in the instrumental earthquake catalogs, and the earthquake recurrence periods exceeding the instrumental period records. It is recommended to increase the studies on the earthquake-soil-structure relationship to be conducted in the study area and to design the areas to be opened for new settlements by considering these hazards considering, the historical earthquake catalog, the recurrence intervals of earthquakes, and the rheological conditions in the region.

Keywords: Stress tensor; Coulomb stress analysis; earthquake, Hatay.

January 2023, 95 pages

İÇİNDEKİLER

KABUL VE ONAY TUTANAĞI i
ETİK BİLDİRİM VE İNTİHAL BEYAN FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZET iv
ABSTRACT v
İÇİNDEKİLER vi
TABLOLAR DİZİNİ viii
ŞEKİLLER DİZİNİ iix
KISALTMALAR DİZİNİ xii
GİRİŞ 1
Çalışma Alanın Coğrafyası ve Genel Bilgiler 2
Çalışmanın Amacı ve Kapsamı 3
KURAMSAL TEMELLER 5
Önceki Çalışmalar 5
Çalışma Alanının Jeolojisi 13
Çalışma Alanının Tektonik Yapısı 14
Çalışma Alanının Depremselliği 16
Tarihsel dönem depremleri 17
Aletsel dönem depremleri 22
MATERYAL VE YÖNTEM 24
Matlab Programı 24
İstatistik Hesaplamalar 25
Zmap Yazılımı 26
Gerilme Analizleri 28
Gerilme ve gerilme türleri 28
Gerilme Bileşenleri 30
Gerilme Tensörü Hesaplaması 32
Asal Gerilme Eksenlerinin Mohr Çemberinde Gösterimi 35
Mohr-Coulomb Yenilme Kriteri 37
Stressinverse Yazılımı 40
Coulomb Gerilme Analizi 44

Coulomb Kırılma Kriteri 45
Coulomb Yazılımı 47
ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA 51
Zmap ile İstatistiksel Analizler 51
Gerilme Tensör Sonuçları 57
Coulomb Gerilme Analizleri 59
SONUÇLAR 66
KAYNAKLAR 68
ÖZGEÇMİŞ 79

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 1. Hatay ve Çevresinde Meydana Gelen Tarihsel Deprem Kayıtları (AFAD, 2022a). – ile Sunulan Depremlere Ait Şiddet Bilgisine Erişilememiştir. 17

Tablo 2. Gerime Oranı (R) Değerine Göre Gerilme Rejiminin ve Faylanma Türünün Belirlenmesi 34

Tablo 3. 'World Stress Map' Projesine Göre Üç Asal Gerilme Eksenin Dalım Değerlerine Göre Tektonik Rejim Sınıflaması (Yılmazer, 2009).....35

Tablo 4. Coulomb Gerilme Analizlerinde Kullanılan Depremlerin Listesi (Över vd 2001; Tan vd 2008; Cambaz ve Mutlu, 2016; AFAD, 2022d; CMT, 2022).....60

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1. Google Earth Türkiye haritası ve çalışma alanı (kırmızı dikdörtgen).....2
Şekil 2. Hatay ilinin jeomorfoloji haritası.....3
Şekil 3. AFAD Türkiye deprem tehlike haritası (AFAD, 2018). Hatay ili birinci derece deprem riski olan alanlar içerisindedir. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını temsil etmektedir.....17
Şekil 4. Hatay ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin konumları.....22
Şekil 5. Hatay ve çevresinde meydana gelen M≥ 4.0 aletsel dönem depremlerinin konumu.....22
Şekil 6. 500 yıl boyunca gerçekleşen yıkıcı depremlerin Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca dağılımları.....23
Şekil 7. Matlab ekranı.....24
Şekil 8. Zmap programına ait örnek ara yüz görüntüsü.....26
Şekil 9. St. Helens Dağı'nın enine kesitini gösteren örnek çalışma.....28
Şekil 10. Aynı miktardaki kuvvetlerin yüzey alanları farklı olan cisimlere uygulanması.....29
Şekil 11. Gerilme türleri.....29
Şekil 12. İlk şekil birim küp üzerinde gerilme bileşenleri.....31
Şekil 13. Gerilme bileşenlerinin matris ortamında gösterimi.....31
Şekil 14. Gerilme tensörü.....32
Şekil 15. V hacimli cisme etki eden yüzey kuvveti.....33
Şekil 16. Gerilme eksenlerinin döndürülmesi ile oluşturulan yeni koordinat sistemi.....33
Şekil 17. Asal gerilme eksenlerinin konumuna göre faylanma türleri.....35
Şekil 18. A. Üç asal yönde çekme gerilimi etkisi altında bulunan birim küp B. Asal gerilmelerin Mohr çemberi üzerinde gösterimi.....36
Şekil 19. τ max etki ettiği yüzeyler (pembe ve yeşil ile gösterilmektedir). Maksimum kesme gerilim iki yönüne dik konumlanmaktadır.....37
Şekil 20. Kesme gerilmelerinin mohr çemberi üzerinde gösterimi. Çemberin üst kısmı ile alt kısmı simetrik olduğu için bu şekilde de gösterimi yapılmaktadır.....37
Şekil 21. İki gerilme modeli için Mohr diyagramları.....39
Şekil 22. Asal gerilme eksenlerinin faylanma türüne göre konumu ve P-T eksenleri ile ilişkisi. (a) Normal faylanma, (b) Ters fay, (c) Sağ yönlü doğrultu atımlı fay, (d) Sol yönlü doğrultu atımlı faylanma.....40
Şekil 23. Stressinverse 1.3 programı.....41

Şekil 24. Çalışma alanına ait depremlerin odak mekanizma çözümlerinden oluşturulan '.dat' dosyası 42
Şekil 25. Girdi doyasının input_parameters.m adlı komut dosyasına tanımlanması 43
Şekil 26. Matlab ana ekran sayfasında stressinverse programının çalıştırılması 43
Şekil 27. Odak mekanizması çözümlerimden elde edilen gerilme tensör analiz sonuçlarını gösteren şekiller. **a)** asal gerilme eksenlerinin yönleri **b)** Mohr dairesi diyagramı **c)**asal gerilme eksenleri ile P-T eksenlerinin yönleri ve **d)** Şekil oranı (R) göstermektedir 44
Şekil 28. Laboratuvar deneyleriyle elde edilen kırılma çeşitleri a. Basınç gerilmesi uygulandığında ortaya çıkan kırılma b. Çevre basıncı uygulandığında ortaya çıkan kırılma c. Çekme kuvveti uygulandığında ortaya çıkan kırılmadır ve yüzeyler birbirinden kayma olayı gerçekleşmeden ayrılır 44
Şekil 29. Koordinat sisteminde optimum kayma yüzeyleri üzerinde Coulomb gerilmesinin hesaplanması. En büyük ve en küçük asal gerilme bileşenleri ($\sigma 1$ ve $\sigma 3$). Basma gerilmesi ve sağ yanal kayma gerilmesi kayma düzlemi üzerinde pozitif alınır 46
Şekil 30. Coulomb 3.3 program logosu 47
Şekil 31. Coulomb 3.3 programına Deprem kaynak parametre girişlerinin yapılması 48
Şekil 32. Deprem kaynak parametrelerinin ve asal gerilme eksenlerine ait azimut ve dalım değerlerinin Coulomb 3.3 programına tanıtılması 49
Şekil 33. Coulomb gerilme değişimini gösteren haritanın oluşturulması 50
Şekil 34. Deprem katalog özelliklerinin ZMap programına girilmesi 51
Şekil 35. Deprem kataloğundan elde edilen 9814 depremin çalışma alanı içerisindeki episantr dağılımı. Siyah çizgiler kıyı çizgisini belirtirken; kırmızı çizgiler tektonik birimleri (Emre vd 2013; 2018) temsil etmektedir. Çalışma alanında meydana gelen büyüklüğü $M \geq 5.0$ olan depremler sarı yıldız ile gösterilmiştir 52
Şekil 36. Depremlerin 2000-2022 yılları arasındaki dağılımı 52
Şekil 37. Kümülatif deprem sayısı-zaman grafiği 53
Şekil 38. Sismik moment-zaman ilişkisi 53
Şekil 39. Çalışma alanında gün içerisindeki saatlik olay sayısı histogramı 54
Şekil 40. Odak derinliği –deprem oluş sayısı histogramı 54
Şekil 41. Magnitüd-deprem oluş sayısı histogramı 55
Şekil 42. Bölgedeki frekans-büyüklük dağılımının (FMD) ilişkisi. Δ: ayrık veri □: kümülatif veri. Mc=3.0, b-değeri =0.97 ve a- değeri=6.09 olarak hesaplanmıştır 55
Şekil 43. Çalışma alanı b- değerinin bölgesel değişimi. Haritadaki beyaz çizgiler bölgede bulunan fayları, siyah çizgi ise kıyı hattını göstermektedir 57

Şekil 44. Ana gerilme eksenlerinin yönleri 58
Şekil 45. Ana gerilme eksenlerinin yönleri, P (mavi daireler) ve T (mor artılar) eksenleri 58
Şekil 46. Bölgesel gerilme oranı (R) histogramı 59
Şekil 47. Fay düzlemlerinin Mohr dairesi üzerinde gösterimi 59
Şekil 48. 0-40 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişim haritası..... 62
Şekil 49. Çalışma bölgesinde 0 km (yüzey) hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası . 63
Şekil 50. Çalışma bölgesinde 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası 63
Şekil 51.Çalışma bölgesinde 20 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası 64
Şekil 52. Çalışma bölgesinde 30 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası 64
Şekil 53.Çalışma bölgesinde 40 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası 65
Şekil 54. a) a) 0-10-20-30 ve 40 km derinlikte hesaplana Coulomb gerilme değişimi haritası. b) Çalışma alanına ait b- değerinin bölgesel değişimini gösteren harita 65

KISALTMALAR DİZİNİ

AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
API	: Uygulama Programlama Ara yüzü
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemi
CMT	: Global Centroid Moment Tensör Kataloğu
d	: Dalım
ds	: Birim Alan
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
D-B	: Doğu-Batı
F	: Yüzey Kuvveti
GGB-KKD	: Güney\Güneybatı-Kuzey\Kuzeydoğu
HVRS	: Yatay-Düşey Spektral Oran
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB-GD	: Kuzeybatı-Güneydoğu
KD-GB	: Kuzeydoğu-Güneybatı
K-G	: Kuzey-Güney
KKB	: Kuzey\Kuzeybatı
KKD-GGB	: Kuzey\Kuzeydoğu-Güney\Güneybatı
Km	: Kilometre
M.Ö	: Milattan Önce
M.S	: Milattan Sonra
m	: Metre
M	: Magnitüd
MATLAB	: Matris Laboratuvarı
Mc	: Tamamlılık Magnitüdü
mm	: Milimetre
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
MÜE	: Maraş Üçlü Eklemi
Mw	: Moment Magnitüd
N(M)	: Kümülatif deprem sayısı
NASA	: Amerika Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi
NF	: Normal Faylanma
NS	: Doğrultu Atım Bileşenli Normal Faylanma
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu

p : Boşluk Suyu Basıncı (gözenek sıvı basıncı)

P : Sıkışma Ekseni

R : Şekil Oranı

S : Yüzey Alanı

S1 : Maksimum Gerilme Bileşeni

S2 : Orta Gerilme Bileşeni

S3 : Minimum Gerilme Bileşeni

SS : Doğrultu Atımlı Faylanma

T : Açılma Ekseni

TS : Ters Faylanma

2-B : İki Boyutlu

3-B : Üç Boyutlu

σ_f : Coulomb Gerilmesi

S_0 : Kohezyon

τ_{xy} : +x düzleminde +y yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{xz} : +x düzleminde +z yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{yx} : +y düzleminde +x yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{yz} : +y düzleminde +z yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{zx} : +z düzleminde +x yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{zy} : +z düzleminde +y yönünde etki eden kesme gerilimi

τ_{max} : Maksimum Kesme Gerilimi

° : Derece

$\hat{e}$: Euler Açısı

nˆ : Birim Alanın Normal Kuvveti

σ 1 : En büyük Asal Gerilme Ekseni

σ 2 : Orta Asal Gerilme Ekseni

σ 3 : En küçük Asal Gerilme ekseni

σ : Normal gerilme

σ_x : x yüzeyine dik konumlanan normal gerilme

σ_y : y yüzeyine dik konumlanan normal gerilme

σ_z : z yüzeyine dik konumlanan normal gerilme

τ : Kesme Gerilmesi

μ : Sürtünme Katsayısı,

σ : Normal Gerilme

$\geq$: Büyüktür ya da eşittir

$>$: Büyüktür

$<$: Küçüktür

$\leq$: Küçüktür ya da eşittir

$\square$: Küümülatif veri

Δ : Ayrık veri

GİRİŞ

Aktif fay zonları üzerinde bulunan Ülkemiz geçmişten günümüze kadar çok sayıda depremle sarsılmış ve sonucunda ciddi oranda can ve mal kayıpları yaşanmıştır. Dünya var olduğu sürece ülkemizdeki tektonik koşullar gereği bu tür yıkıcı depremlerle yüz yüze gelmemiz kaçınılmazdır. Günümüz teknolojisi ile depremlerin önceden tahmin edilmesi mümkün değildir. Bu sebeple deprem biliminin hedeflerinden biri de bir deprem meydana gelmeden önce sismik tehlike analizleri yardımıyla potansiyel bölgelerin belirlenip gerekli tedbirlerin alınmasına destek sağlamaktır.

Deprem konumları sismisitenin belirlenmesi dâhil birçok sismolojik analizin temelini oluşturmaktadır (Akkoyunlu, 2021). Teknolojinin her geçen gün gelişmesi sayesinde deprem fiziği üzerine yapılan çalışmalar gösteriyor ki faylarda oluşan gerilme durumu oluşacak bir depremi etkileyen en önemli faktörlerden biridir. Tehlikeli aktif fay kuşaklarında bulunan bölgelerde deprem sonucu oluşan gerilme değişimleri yıkıcı bir depremin habercisi olabilmektedir. Bir deprem olduğunda faylarda meydana gelen hareketlilik diğer fayları tetikleyip yeni depremler oluşmasına sebep olabilir ya da diğer depremlerin oluş zamanlarını ileri çekerek ve ya geciktirerek etkileyebilir. Depremler sırasında oluşan gerilme değişimi hesaplamalarında kullanılan yöntemler; Coulomb gerilme analizi ve gerime tensör analizidir (Bayrak vd 2020). Depremlerin birbirini nasıl etkilediğini, bir depremin diğer deprem üzerindeki etkisini, kaynak bölgesi etrafındaki gerilim artışı veya azalışını Coulomb gerilme analizi ile sayısal ve görsel olarak ortaya çıkarmak mümkündür. Araştırmaların yapılacağı bölgede meydana gelen depremlere bu analiz uygulanarak depremlerin birbirlerine olan etkileri ve gelecekte olabilecek depremlerin nerelerde gerçekleşebileceği konusunda bilgi edinilebilmektedir. Gerilme tensör analiziyle fay düzlemlerinin çözümünden yararlanarak depremlerin meydana geldiği bölgede oluşan gerilmeler ile ilgili fikir sahibi olup, yine fay düzlemi çözümlemeleriyle elde edilen gerilme sonuçlarına göre bölgenin tektonik rejimi belirlenebilmektedir.

Bu tezin temel amacı; Hatay ve çevresinin temel deprem istatistiği yöntemlerini araştırdıktan sonra gerilme değişimlerini analiz ederek bölgedeki hakim tektonizmayı sismolojik yöntemler ile inceleyerek hangi bölgelerde gerilmenin artış ve ya azalış gösterdiğinin tespit edilmesini sağlamaktır.

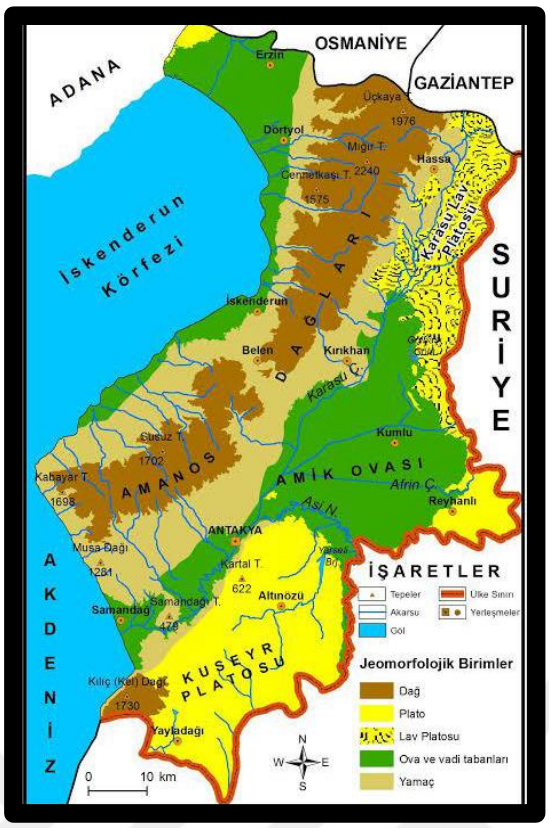
Çalışma Alanın Coğrafyası ve Genel Bilgiler

Çalışma bölgesi 35.75°-37.50° K enlemleri ve 35.25°-37.25° D boylamları arasında kalan Hatay ili ve yakın çevresini kapsamaktadır. Ülkemizin güneydoğusunda yer alan şehir Doğu Akdeniz bölgesi Adana Bölümü sınırları içerisinde bulunmaktadır (Şekil 1). Kuzeyde Osmaniye, kuzeydoğusunda Gaziantep, kuzeybatısında Adana, batısında Akdeniz, güney ve doğuda ise Suriye ile sınırlanmıştır. Şehir 1.670.712 nüfusa sahiptir ve yüz ölçümü 5.600 km^2'dir. Şehir merkezi Antakya olup, Altınözü, Arsuz, Samandağ, Yayladağı, Belen, Defne, Payas, Reyhanlı, Dörtyol, Erzin, Hassa, Kumlu, İskenderun ve Kırıkhan olmak üzere onbeş ilçeden oluşmaktadır (Gündüz vd 2011; Hatay Valiliği, 2022).



Şekil 1. Google Earth Türkiye haritası ve çalışma alanı (kırmızı dikdörtgen)

Yeryüzü şekilleri açısından çeşitlilik gösteren bölge bu durumu geçirdiği yoğun tektonizma sonucu kazanmıştır. Bölgenin sırasıyla %46'sını dağlar, %34'ünü ovalar ve %20'sini platolar kapsamaktadır (Şekil 2). Bölgedeki en önemli dağlık alan KD-GB doğrultusunda uzanan Amanos Dağı olup, Nur Dağı ve ya Gavur Dağı olarak da bilinir. Mığır Tepe ise 2240 metreyle bölgenin en yüksek yerini oluşturmaktadır. Kuseyr Platosu önemli yer şekilleri arasındadır. Verimli alüvyal topraklara sahip Amik Ovası Hatay'ın en büyük ve tarıma en elverişli ovasıdır. Ovanın orta kısmında bulunan Amik Gölü kurutulmuş ve tarıma açılmıştır (Hatay Valiliği, 2022).



Şekil 2. Hatay ilinin jeomorfoloji haritası (Atasoy ve Özşahin, 2013; İRAP, 2022).

Lübnan'da başlayıp Suriye sınırlarını geçerek Hatay iline giriş yapan ve devamında Akdeniz'e dökülen Asi Nehri 386 km uzunluğuna sahip olup, şehrin en güçlü akarsuyunu oluşturmaktadır. Antakya-Kahramanmaraş graben alanı Ölü Deniz ve Doğu Anadolu Fayları ile Kıbrıs Yayı'nın etkisi ile ortaya çıkmıştır (Perinçek ve Çemen, 1990; Lyberis vd 1992; Şaroğlu vd 1992; Karabacak, 2007). İskenderun Limanı, demir-çelik sanayisinde, transit ticarette ithalat ve ihracat limanı olarak önemli bir yere sahiptir. Şehirde genel itibariyle Akdeniz iklimi yaşanmaktadır. Birçok medeniyete ev sahipliği yapmış olmasından dolayı tarihi mirasları barındıran şehir, kültürel özellikleri, coğrafi ve ekonomik şartlarıyla ülkemizin öne çıkan şehirleri arasında bulunmaktadır (Hatay Valiliği, 2022).

Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Afrika, Arabistan ve Anadolu levhalarının birbirleriyle olan göreceli hareketleri sonucu sismik aktivitenin çok yüksek olduğu ve deprem araştırmaları için doğal bir laboratuvar görevi gören Türkiye çok sayıda depremle sarsılmış genç oluşumlu bir mekanizmaya sahip olmasından dolayı depremler yaşanmaya devam edecektir. Gelecekte deprem üretme potansiyeline sahip alanlara yapılacak olan analizler ile bölgenin güncel depremselliği, sismotektonik özellikleri, bölgede etkin olan gerilme rejimi ve tektonik gerilmeler belirlenebilmektedir (Duman, 2017; Duman vd 2018).

Elde edilen verilerin değerlendirilmesi sonucunda yüksek risk taşıyan bölgelerde depreme karşı tedbirler alınabilir. Şehir planlamanın jeomorfolojik açıdan uygun alanlara yapılması, acil uyarı sisteminin geliştirilmesi, kentleşme ve sanayileşmenin yoğun olduğu riskli bölgelerde yapılaşmaya devam edilmesinin önlenmesi ve yapılaşmanın deprem riski az olan bölgelere taşınması sağlanabilir. Böylelikle olası bir depremde yaşanacak can ve mal kaybı en aza indirilebilir.

Bu tez çalışmasının yapılacağı bölge tektonik açıdan önemli fay hatlarının bulunduğu Hatay ve çevresi olarak seçilmiştir. İnceleme alanı, genel hatlarıyla Doğu Anadolu Fay Zonu ile Ölü Deniz Fay Zonu etkisinde kalmaktadır. Hatay ve çevresi geçmişten bugüne büyük depremlerden etkilenmiştir. Bölgenin tarihsel dönemde maruz kaldığı en büyük iki deprem 1822 yılında büyüklüğü 7.3 ve 1872 yılında büyüklüğü 7.2 olan depremlerdir. Bu depremler büyük can ve mal kayıpları ile sonuçlanmıştır. Aletsel dönemde ise Hatay'da büyük bir deprem yaşanmadığı görülmüştür fakat 22 Ocak 1997'de gerçekleşen büyüklüğü M_W=5.5 olan deprem, gerçekleşen diğer depremler arasında en dikkat çekici olanıdır (Demirtaş, 1998; Korkmaz, 2006).

Hatay ve çevresinin yüksek deprem riski taşıması ve son yıllarda bölgede gerilimi boşaltacak bir depremin yaşanmaması gün geçtikçe yıkıcı deprem riskini artırmaktadır. Hatay ve çevresinin güncel gerilme değişim durumunu Coulomb gerilme analizi ve gerilme tensör analizi yaparak incelemek bölgede etkili olan tektonizmayı belirlemek ve hangi bölgelerde deprem olma olasılığının artış ve ya azalış gösterdiğini tespit etmek amacıyla bu tez çalışması gerçekleştirilmiştir.

KURAMSAL TEMELLER

Önceki Çalışmalar

Osmanşahin vd (1986), Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinde 1909-1977 yıllarında meydana gelen büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerinden yararlanarak bölgenin aktif tektoniği ve depremselliği üzerine araştırma yapmışlardır. Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayı'nın meydana getirdiği depremlerde doğrultu atımlı faylanma tespit ederken, Bitlis Bindirme Zonu ve Kafkaslar 'da K-G doğrultulu bir sıkışma tektoniği ile beraber ters faylanma olduğunu açıklamışlardır. Ayrıca DAFZ üzerinde olan depremlerin kuzeydoğuya doğru devam ettiğini gözlemlemişlerdir.

Gülen vd (1987), Maraş Üçlü Eklemi ve etrafındaki yapıları incelemiş, kıta çarpışması sırasında ortaya çıkan yapıların çeşitlerini, yaşlarını ve toplam kısalma miktarlarını ortaya koymuşlardır. Arabistan ve Anadolu levhasının çarpışmasının Asya ve Hindistan çarpışmasına göre daha genç yani orta Miyosende yaşandığını ve kısalma miktarının daha az olduğunu belirtmişlerdir. Arabistan, Avrasya ve Afrika levhalarının birleştiği, Ölü Deniz Fayı ile Doğu Anadolu Fayının bağlandığı noktayı Maraş Üçlü Eklem Bölgesi (MÜE) olarak adlandırmışlardır. Doğu Akdeniz bölgesinin tektoniğini incelediklerinde Arabistan levhasının Afrika levhasına göre daha hızlı bir şekilde kuzeye hareket ettiğini ve sonucunda Afrika levhasından K-G doğrultusunda bulunan Ölü Deniz Fayı ile ayrıldığını gözlemlemişlerdir. Ölü Deniz fayının kuzeyde Karasu güneyde Gharb segmenti olarak iki büyük segmente ayrıldığını açıklamışlardır. Amik ovasının açılma sebebinin bu önemli iki segment arasında 20° doğrultu farkı ve 12 km genişliğe sahip çek-ayır basamağı olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca MÜE bölgesinde Karasu segmentinin kuzeye doğru Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiğini vurgulamışlardır.

Yılmaz vd (1988), Amanos dağları ve Maraş bölgelerindeki Miyosen havzalarının tektonik evrimini incelemiş ve bu bölgelerin geçirdiği jeolojik evrimi anlayabilmek için yakın çevrelerinde de araştırma yapmışlardır. İskenderun bölgesindeki Miyosen istifinin Tortoniyen ile başladığını ve istifin sırasıyla marn, kumtaşı, mercanlı kireçtaşı ve konglomeradan meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Ambraseys ve Barazangi (1989), 13 Ağustos 1822'de Antakya ve Halep başta olmak üzere birçok kenti etkileyen 7.4 büyüklüğünde bir deprem yaşandığını belirtmişlerdir. Daha sonrasında 3 Nisan 1872 yılında Amik havzasında meydana gelen Amik Gölü çevresinde büyük

yıkıma sebep olan ve Antakya'yı tamamen yok eden 7.2 büyüklüğündeki depremi araştırmışlardır.

Arık (1992), Selçuklular döneminde Anadolu'da meydana gelen depremler üzerine araştırma yapmıştır. Akdeniz bölgesinde olan depremleri incelediğinde en çok Antakya ve Çukurova'da büyük can ve mal kayıplarına yol açan depremler olduğunu ortaya koymuştur. Antakya'da 1072 yılında çok büyük bir deprem yaşandığını, ölü sayısı hakkında kesin bir sayıya ulaşılamamakla birlikte insanların yarılan toprakların içine gömüldüğünü belirterek depremin ne kadar şiddetli yaşandığını vurgulamıştır. 1074 ve 1075 yıllarında da çok şiddetli bir deprem yaşandığını belirtmiştir. 1091 senesinde merkez Suriye olmak üzere Anadolu'da çok sayıda depremin yaşandığını ve en çok etkilenen şehirler arasında Antakya (Hatay) olduğunu vurgulamıştır. Birçok ev, mimari eser ve şehrin surları yıkılmış, sonrasında Melikşah tarafından onarılma emri verildiğini belirtmiştir.

Karakuş ve Taner (1994), Hatay bölgesinde bulunan Samandağ formasyonunun yaşı ve bağlı olduğu faunayı araştırmışlardır. Çalışma alanından almış oldukları stratigrafik kesitleri incelemiş formasyonun molluska faunasına bağlı olduğunu gösteren cins ve tür ortaya koymuşlardır. Formasyon yaşı Üst Paleosen olarak bulunurken alt seviyelerden üst seviyelere ve denizelden akarsu formuna doğru bir geçiş olduğunu ortaya koymuşlardır.

Demirtaş (1998), 22 Ocak 1997 Hatay depremi ve 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremlerinin Doğu Anadolu Fay hattı ile olan ilişkisini incelemiştir. İki depremin meydana geldiği alanın Avrasya, Anadolu, Afrika ve Arabistan levhalarının göreceli hareket ettiği karmaşık bir noktada yer aldığını belirtmiştir. İki depreminde oluş yerinin Doğu Anadolu fayının güney ucu civarında olduğunu tespit etmiştir. Ölü Deniz fayı ile Doğu Anadolu faylarının ana hattı arasında oluşan 1997 Hatay deprem kırığının bir çökme bölgesi olan Amik çöküntü alanını ortaya çıkardığını belirtmiştir. Araştırmacı Hatay ilinde şiddeti 6.0 ve üzerinde olan çok sayıda depremin gerçekleştiğini bunlarında M.Ö 148-M.S 1873 yılları arasında meydana geldiğini ve son şiddetli depremin ise 13 Ağustos 1822 yılında olduğunu Gaziantep'ten başlayarak Hatay'a ve oradan Halep'e kadar tüm bölgenin tamamıyla yok olduğunu belirtmiştir. Doğu Anadolu fayının güney ucunda ortaya çıkan 1997 Hatay depreminden sonra bölgede büyüklüğü M≥4 olan depremlerin yaşandığını ve bu fayın uzun süredir sessiz kalmasının sismik boşluk olarak değerlendirilebileceğini vurgulamıştır.

Över vd (2001), Pliyo-Kuvaterner'den başlayarak Hatay bölgesinde bugüne kadar etkili olan gerilme durumunu ve depremlerin odak mekanizması çözümlerini incelemişlerdir. İncelemeler sonucunda bölgenin gerilme durumunda doğrultu atımlı rejimden Amik Havzası yakınlarında KD-GB yönlü açılma rejimine yönelen bir değişim tespit etmiş ve açılma rejiminin

varlığını ortaya koymuşlardır. Bölgede ortaya çıkan gerilme değişiminin Bitlis Bindirme Zonu ile Kıbrıs Yayı boyunca gelişim gösteren levha kenar kuvvetlerinin baskısı sonucu oluştuğu fikrini öne sürmüşlerdir.

Toprak vd (2002), Ölüdeniz Fay Kuşağının Hatay grabeni ile ilişkisini ve grabenin neotektonik evrimi ile ilgili bir çalışma yayınlamışlardır. Hatay grabeninin yaşını Doğu Anadolu fayı ile Ölü Deniz fayının beraber hareket etmeye başladığı dönemle eş zamanlı olarak oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Hava fotoğrafları ve arazide yapılan çalışmalar neticesinde bu iki önemli fay zonunun kesişip birbirlerine bağlandığı zaman aralığında Hatay grabenin oluşmaya başladığını bildirmişlerdir. Hatay grabeninin Karasu fayının etkisi altında gelişen bir çöküntü olduğunu vurgulamışlardır.

Sezgin vd (2002), Üçlü eklem bölgesi olarak adlandırılan ve Afrika, Anadolu ile Arap levhalarının meydana getirmiş olduğu bölgenin Maraş yakınında olduğunu belirtip, buranın güncel tektoniği üzerine bir çalışma yapmışlardır. Bölgede 1951-2001 yılları arasında olan 35 adet depreme ait verileri kullanarak gerilme tensör analizi yapmışlardır. Sonuçta bölgede doğrultu atımlı tektonik rejimin hâkim olduğunu bulmuşlar ve bunun yanında doğrultu atım ile ters atım bileşenli, doğrultu atım ve normal faylanma bileşenli tektonizmanın var olduğunu gözlemlemişlerdir. Araştırma alanına etki eden Ölü Deniz Fay Zonu'nun (ÖDFZ) iki büyük segmentten oluştuğunu; Hazar Gölü'nün güneydoğusu, Narlı Kasabası'nın kuzeydoğusu ve Amik Havzası'nın güneydoğusunda olmak üzere üç yerde Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile kesiştiklerini belirtmişlerdir. DAFZ'nun İskenderun ve çevresinde yoğun sismik aktivite gösterdiğini tespit etmişlerdir. Kıbrıs Yayı'nın İskenderun Körfez'ini geçip DAFZ ve ÖDFZ ile bir araya gelerek Maraş üçlü eklem bölgesine uzandığını vurgulamışlardır.

Çalışkan (2002), Yürüttüğü tez çalışmasında Akaba Körfezi içinde 3 Ağustos 1993 ve 22 Kasım 1995 yıllarında olan depremler ile 22 Ocak 1997 yılında Hatay'da Ölü Deniz Fayı'nın etkisi ile meydana gelen deprem bilgilerini kullanarak depremlerin kaynak parametrelerini hesaplamıştır. 1997 depreminin Harbiye fay zonu çevresinde gerçekleştiğini ve bu fay zonunun ÖDFZ'nun kuzey batısında bulunduğunu belirtmiştir. Sismik aktivitenin ÖDFZ'nun güney ucundan kuzey ucuna kadar çok aktif halde bulunduğunu, aletsel dönem depremlerini incelediğinde yaşanan depremlerin orta ölçekte olduğunu bununda fay üzerinde yoğun bir gerilmeye neden olduğunu açıklamıştır. Tarihsel deprem kayıtlarında da 200-350 yılda bir büyük ölçekli depremlerin tekrarlandığını vurgulamıştır. Fay zonundaki kırılmanın güneyden kuzeye gerçekleştiğini ve 1997 depreminin doğrultu atım bileşene sahip normal faylanma ile gerçekleştiğini vurgulamıştır.

Kayabalı ve Akın (2003), Deterministik deprem tehlike analizini kullanarak Türkiye için sismik tehlike analizi yapmışlardır. Fayların üretebilecekleri maksimum deprem büyüklüğünü elde etmek için kullandıkları yöntemde, toplam fay uzunluğunun 1/3'ünün maksimum depremi verecek şekilde kırılacağını varsaymışlar ve Türkiye'nin tamamı için maksimum yatay yer ivmelerini hesaplamışlardır./

Çakır vd (2003), Marmara bölgesinde 1999 yılı öncesinde meydana gelen büyük depremlerin 1999 yılında olan İzmit ve Düzce depremlerini nasıl etkilediğini ve Marmara bölgesinin deprem tehlikesini Coulomb gerilme analizi yöntemini kullanarak araştırmışlardır. Analiz sonuçlarına göre İzmit depreminin daha önce olan depremler nedeniyle oluşan statik gerilmenin arttığı alanda meydana geldiği sonucuna varmışlardır. Yapmış oldukları gerilme analizinde Düzce fayı üzerinde oluşan gerilmenin yaşanan depremler sonucunda azaldığını bulmuş fakat bu azalmaya karşılık yaşanan Düzce depreminin İzmit depremi sonucunda artan gerilmenin tetiklendiğini belirtmişlerdir. Tüm bu depremlerin Adalar fayı üzerinde 5 bar ve üzerinde Coulomb gerilme artışına neden olduğunu ve İstanbul başta olmak üzere Marmara bölgesinin yüksek deprem tehlikesine sahip olduğunu bildirmişlerdir. Parçalı yapıya sahip Kuzey Anadolu Fay Zonunda (KAFZ) oluşacak bir deprem neticesinde ise kırılacak olan segment sayısı arttıkça depremin büyüklüğünde artacağını vurgulamışlardır.

Alp (2003), Yürüttüğü tez çalışması kapsamında Afyon-Sultandağı bölgesinde Sultandağı fayı için Coulomb gerilme analizini uygulamıştır. Hesaplamalar için bu bölgelerde meydana gelen üç depremi ve bu depremlerin birbirleriyle olan ilişkisini incelemiştir. Ayrıca bölgenin tektonik yapısını belirlemek için gerilme tensör analizi yapmıştır. Bunun için 1995-2002 yıllarında olan ve büyüklüğü 2.8 ile 6.9 arasındaki depremlerin odak mekanizmalarını incelemiştir. Sonuç olarak araştırılan üç depremin oblik atımlı normal faylanma gösterdiğini tespit etmiştir. Coulomb gerilme analizi sonucunda ise 2002 yılında olan depremin Coulomb gerilme dağılımının 2000 yılında olan depreme göre 1.5 bar arttığını görmüştür. Ayrıca 2002 yılında meydana gelen depremin kendinden sonra olan 5.8 büyüklüğündeki depremi tetiklemiş olduğunu belirtmiştir.

Över vd (2004), Spot XS görüntüsünü kullanarak Amik Havzasını da içine alan Hatay yöresinde çizgisellik analizi yapmışlardır. Çalışmada tanımlanan tektonik çizgisellikler sayesinde Kıbrıs-Antakya kuşağının KD-GB doğrultusunu bir dönüşüm çizgiselliği olarak net bir şekilde tanımlayabilmişlerdir. Sismotektonik analiz, arazideki kırık ölçümleri ve SPOT XS görüntü analizinden, bu KD-GB gidişli izi Kıbrıs'ın güneyine devam ediyor gibi görünen tektonik bir çizgisellik olarak yorumlamışlar ve orada Kıbrıs Arkı ile bağlantı kurduğunu belirtmişlerdir.

Kavuzlu (2006), Antakya ve çevresinin tektono-stratigrafisi hakkında bir tez çalışması hazırlamıştır. Elde etmiş olduğu sonuçlara göre bölgenin 1/25.000 ölçekli haritasını oluşturmuştur. Üst Kretase-Kuvaterner zaman dilimi içerisinde meydana gelen otokton ve allakton olmak üzere sekiz adet kaya birimi ortaya koymuştur.

Korkmaz (2006), Antakya bölgesinin sismotektoniği ve depremselliği üzerine bir araştırma ile şehrin kurulduğu alana ait zemin özelliklerini incelemiş ve olası bir depremde ortaya çıkabilecek dayanma gücüne göre bir zemin sınıflandırması yapmıştır. Yaptığı sınıflamaya göre güvenli yerleşim yerlerinin tayinini yapmıştır.

Baykal (2006), Yürüttüğü tez çalışmasında Seferihisar-Urla bölgesi için gerilme tensör analizleri yapmıştır. σ1, σ2 ,σ3 asal gerilme eksenlerine ait olan azimut ve dalım değerlerini bulmuş, σ1 en büyük asal gerilme eksenin doğrultusunu D-B olarak, σ3 gerilme ekseninin ise K-G doğrultu olduğunu ifade etmiştir. Gerilme oranı değerini 0.5 olarak hesaplamış ve bölgedeki hâkim gerilme rejiminin az miktarda normal faylanma ile beraber K-G yönlü doğrultu atımlı faylanma olduğunu belirtmiştir. Elde edilen gerilme değerlerinin Batı Anadolu'daki açılma zonuna ait olan değerlerle uyumlu olduğunu ve Ege Bölgesi'nin de açılma rejimi gösterdiğini ifade etmiştir.

Ekin (2007), Antakya ve yakın çevresindeki şehirleri etkileyen 13 Ağustos 1922 depremine ait bilgileri edinebilmek amacıyla arşivleri taramış, deprem raporlarını incelemiş, dönemin önemli gazete ile dergilerinde çıkan haberleri ve dönemin seyyahları ile bölgede görev yapan konsolosların tuttukları kayıtları incelemiştir. Depremin 20.000 kişinin hayattan kopmasına ve binlerce binanın hasar almasına sebep olduğunu söylemiştir. Depremle beraber ortaya çıkan yüksek miktarda ölü sayısının ise defin işlemlerinin hemen yapılamamasından dolayı salgın hastalıklara yol açtığını bildirmiştir. Bunlara ek olarak depremin Doğu Anadolu Fayı'nın Ölü Deniz Fayı ile birleştiği noktada yaşandığını ifade etmiştir.

Altunel vd (2009), ÖDFZ'nun kuzey segmentinin sismik aktivitesini incelemişlerdir. Fay çevresinin geçmişte yaşanmış büyük hasar veren depremlerden korunmuş çok sayıda arkeolojik alana sahip olduğunu belirtmişlerdir. Bu alanlarda yaşanan depremler sonucunda yapıların yer değiştirdiğini saptamışlardır. Eski uygarlıklardan kalan kalıntıları inceleyerek geçmiş depremlerin yarattığı izleri araştırmışlardır.

Özşahin (2010), Antakya'nın jeomorfolojik özelliklerinin ve doğal risk faktörlerinin yerleşim yeri belirlemedeki etkisini incelemiştir. Bölgenin jeomorfolojik açıdan Amanos dağları horstu ile Kuseyr platosu horstu arasında bir graben ve ova alanında gelişim gösterdiğini ve şehrin bir kısmının bölgede bulunan Habibineccar Dağı eteklerine doğru yerleştiğini vurgulamıştır. Bu durumun şehirde heyelan ve kaya düşmelerine sebep olduğunu ayrıca Asi

Nehrine yakınlığından dolayı sık sık taşkın ve sellere maruz kaldığını tespit etmiştir. Bölgedeki deprem geçmişini incelediğinde tarih boyu yıkıcı depremler yaşandığı için 'Batık Şehir' olarak adlandırıldığını, tektonik olarak şehrin Ölü Deniz Fayı, Karasu Fayı ve Kıbrıs-Antakya Fayı'nın kesiştiği yerde bulunduğunu bildirmiştir.

Şen (2010), Marmara Bölgesi'nde daha önceden incelemesi yapılan 1912-2009 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin fay düzlemi çözümlerini ve ilk kez kendi çalışması için aynı bölgede 2006-2009 yılları arasında olmuş depremlerin fay düzlemi çözümlerini birleştirerek kullanmıştır. Böylece 1912-2009 yılları arasında olan 360 depreme ait fay düzlemi çözümünden yaralanarak bölgedeki gerilme tensörünü hesaplamıştır. Gerilme analizi sonucuna göre tüm Marmara Bölgesi'nde etkili olan D-B doğrultulu sağ yönlü bir hareketin yanı sıra asal gerilme eksenlerinin KD-GB eksenli bir açılma rejiminin ortaya çıkmasına sebep olan bir harekete neden olacak şekilde konumlandığını tespit etmiştir.

Tekeşin (2011), Hatay (Antakya) ile Samandağ ve çevresinin Neotektonik dönem yapılarını incelemiş, 1/25.000 ölçekli Hatay ilinin topoğrafik haritasını kullanarak bölgenin sayısal jeolojik haritasını ortaya çıkarmıştır. Çalışma alanının stratigrafisi üzerine yaptığı incelemeler sonucunda Kretase'den-Erken Miyosen'e uzanan sürecin pleotektonik olduğunu tespit etmiştir. Bölgenin fay karakterini araştırarak Antakya-Samandağ grabeninin sol yanal atımlı faylanma sonucu bugünkü şeklini aldığını belirtmiştir. Çalışma alanına ait fay haritasını yer radarı kullanarak ortaya çıkarmıştır.

Lom (2011), Jeolojik ve jeofizik yöntemleri kullanarak Antakya ve çevresinde bulunan fayları ve onların geometrilerini araştırmış olup bölge morfolojisine etkilerini ortaya koymuştur. Morfolojik analizleri uydu görüntüleri ve sayısal arazi verileri kullanarak gerçekleştirmiştir. Yer Radarı kullanarak yapılan incelemelerde Çöğürlü fayının Kıbrıs yayı ile ilişkili olduğunu ve Sutaşı fayının güneybatısında fay izi tespit etmiştir. Bölgede aktif olan fayları incelediğinde boylarının kısa olduğunu ve meydana getirecekleri bir depremin 5.0 ve ya 5.0 yakın büyüklükte olacağını öne sürmüştür. Tarihsel dönemde olan depremlerin grabendeki faylardan dolayı değil genel olarak sistem üzerinde etkili olan DAFZ, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı etkisi ile ortaya çıkan üçlü eklem etkisi ile olduğunu öne sürmüştür.

Tarı vd (2011), Hatay grabeninin morfolojik ve jeolojik yapısını incelemiştir. Bölgenin ÖDFZ, DAFZ ve Kıbrıs yayı etkisiyle aktif bir deformasyona maruz kaldığını vurgulamışlardır. Morfolojik olarak grabenin Amanos Dağı ile Habib-i Neccar Dağı arasında sınırlandığını belirtmişlerdir.

Üsküplü (2012), Hatay ve yakın çevresi için Coğrafi Bilgi Sistemleri ile deprem senaryoları hazırlamış ve bu senaryoları bölgede tarihsel dönemde meydana gelen depremler

ile kıyasladığında aralarında büyük benzerlikler olduğunu ortaya koymuştur. Amanos Fayı ile 1822 yılında meydana gelen depremi karşılaştırdığında %90, 1872'de olan depremin %40 ve 1738'de olan depremin ise %80 oranında hazırladığı sentetik deprem senaryoları modeli ile uyuştuğunu belirtmiştir. Hazırlamış olduğu deprem senaryoları ile hem bölgenin depremselliğini incelemiş hem de gelecekte olması muhtemel yıkıcı bir depremin bölgeye vereceği zararı ortaya çıkarmayı çalışmıştır.

Bayrak vd (2015), Doğu Anadolu Fay Zonu üzerindeki beş sismik bölge için Maksimum Olabilirlik Yöntemi ile büyüklük-frekans ilişkisinin a ve b parametrelerini tahmin etmişlerdir. Ortalama geri dönüş periyotlarını, t yıllık zaman dilimindeki en olası maksimum büyüklüğü ve t yıllık bir zaman diliminde a büyüklüğünde bir deprem meydana gelme olasılığını tahmin etmişlerdir. En düşük b değerini Karlıova üçlü kavşağını kapsayan alanda hesaplamışlardır. Ayrıca, bu bölgedeki b değerlerinin Coulomb gerilme dağılımı değerleri ile uyumlu olduğunu belirlemişlerdir.

Cambaz ve Mutlu (2016), 2008-2015 yılları arasında Türkiye ve çevresinde meydana gelen büyüklüğü M > 4.5 olan 133 deprem üzerinde çalışma yapmışlardır. Depremlerin odak mekanizması çözümlerini ve kaynak mekanizmasını belirleyip, fay kinematik çözümlerini sunmuşlardır. Odak mekanizması sonuçlarının bölgede etkili fay zonu mekanizması ile uyum içinde olduğunu belirlemişlerdir. KAFZ üzerinde sağ yanal atım, DAFZ üzerinde ise sol yanal atım karakteri gösteren odak mekanizma çözümleri elde etmişlerdir.

Duman vd (2018), Sismik tehlike değerlendirmesi için gerekli olan sismik bölgelerin aletsel ve tarihsel deprem kataloglarını, moment tensör çözümlerini, kabuk kalınlığı ve kayma oranlarını içeren tüm verileri bir CBS ortamına aktararak veri tabanını oluşturmuşlardır. Bu veriler ışığında 1:500.000 ve 1:1.250.000 ölçekli Türkiye sismotektonik haritası hazırlamışlardır. Türkiye ve çevresini benzer sismisite ile karakterize edilen onsekiz büyük sismotektonik bölgeye ayırmışlardır.

Tan ve Eyidoğan (2019), DAFZ ve yakın çevresine kurulan 34 adet üç boyutlu geniş bant deprem istasyonu kayıtlarından yararlanarak DAFZ'nun güncel sismik aktivitesini ve Doğu Anadolu Bölgesi'ni incelemişlerdir. DAFZ boyunca oluşan asal gerilme alanını ve DAFZ'nun etkisi altındaki yerlerin sismotektonik özelliklerini incelemişlerdir. Bu çalışmada fay zonunu on dört bölgeye ayırmışlardır. Bu bölgeler arasında kalan Kilikya bölgesi için elde ettikleri gerilme analizi sonuçlarından bölgenin normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı faylanmanın etkisi altında olduğunu hesaplamışlardır. Osmaniye bölgesinde ise D-B yönlü uzama gerilmesinin hâkim olduğunu bildirmişlerdir. Yapılan Coulomb gerilme analizine göre bölgedeki sismik boşluklara sahip alanlar Kahramanmaraş - Malatya ve Elazığ-Bingöl

Bölgeleri sismik riskli alanlar olarak belirlenmiştir. Türkoğlu-Karlıova arasındaki alanda K-G doğrultulu σ1 ve D-B doğrultulu σ3 ekseni ile karakterize edilen doğrultu atımlı fay tespit etmişlerdir. Maraş-Karasu Havzası ile Türkoğlu-ÖDFZ arasında KD-GB doğrultulu σ3 ile nitelendirilen genişlemeli oblik fay belirlemişlerdir. Batı Türkoğlu-Osmaniye zonu arasındaki bölgenin K-G doğrultulu σ1 ve D-B doğrultulu σ3 ekseni ile nitelendirilen doğrultu atımlı fay karakteristiğine sahip olduğunu bildirmişlerdir. Ayrıca ÖDFZ ile DAFZ arasındaki bağlantının Karasu Fayının kolu sayesinde sağlandığını tespit etmişlerdir.

Perk ve Özer (2019), Yatay/Düşey Spektral Oran (HVSR) yöntemiyle AFAD Deprem Daire Başkanlığı Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem Ağına ait yirmi yedi kuvvetli yer hareketi kayıtçısı ile kayıt edilen deprem verilerini kullanılarak Hatay ve yakın çevresindeki istasyonların altındaki deprem-zemin ortak davranış özelliklerini incelemişlerdir. Yumuşak zeminlerde düşük frekanslarda yüksek büyütme, sert zeminlerde ise daha yüksek frekanslarda büyütme görüldüğünü tespit etmişlerdir.

Özer (2019), Hatay ve çevresi altındaki yerkabuğuna ait üç boyutlu sismik hız yapısının ilk kez ortaya çıkarıldığı bu çalışmada araştırmacı, deprem tomografisi yöntemini kullanarak 4892 yerel deprem içinden 1856 adet depremi seçmiş ve bu depremlere ait 9907 P- ve 7536 S-fazını kullanmıştır. Analiz sonucunda 0-35 km arasında 3 farklı sismik hız zonu belirlemiştir.

Bayrak vd (2020), Erzurum ve çevresi için yapmış oldukları çalışmada 1966-2019 yılları arasında olmuş ve büyüklüğü 4.0 ile 6.9 arasında olan depremlerin odak mekanizmalarını hesaplamışlardır. Ortaya çıkan sonuca göre doğrultu atımlı faylanma tespit etmiş ve bölgede etkili olan tektonik rejimle uyumlu olduğunu bulmuşlardır. Coulomb gerilme analizi Aşkale ve Horasan Fayı ile Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerine uygulanmış ve bölgede gerilme artışı tespit edilmiştir.

Akgün vd (2021), Aktif tektonik çalışmalarında diri fay haritası çizimine imkân veren ve yapısal unsurları belirleyebilen uzaktan algılama tekniklerini kullanarak Doğu Anadolu Fay Zonu ’nu incelemişlerdir. Elde ettikleri bulgular neticesinde DAFZ’nun sol yanal atımlar ile karakterize edildiğini ortaya koymuşlardır.

Alkan vd (2021), Araştırmacılar 1997-2020 yılları arasında KAFZ'da meydana gelen (M > = 4.5) olan 89 depremi kullanılarak Sivrice ana şokunun öncesi ve sonrasındaki Coulomb gerilme değişimlerini hesaplamış ve gerilme değişim haritalarını oluşturmuşladır. Elde ettikleri haritalardan gerilmenin kuzeydoğu ve güneybatı yönlerinde devam ettiğini ve pozitif bir Coulomb gerilme değişimine neden olduğunu tespit etmişlerdir. Palu-Hazar Gölü ve Çelikhan-Gölbaşı segmentleri çevresinde yüksek gerilme değerleri gözlemlemişlerdir.

Tamtaş vd (2021), Ganos Fayı ve Tekirdağ Baseni arasındaki mikro sismik depremleri incelemişlerdir. Bu depremler üzerine moment tensör analizi ve gerilme analizi uygulayarak bölgede baskın olan gerilme rejimini yorumlamış ve tektonizma hakkında bilgi vermişlerdir. Gerilme oranı değerinden bölgede sıkışma rejiminin hâkim olduğunu belirtmişlerdir.

Alkan ve Bayrak (2022), 2000-2020 yılları arasında meydana gelen 83 adet depremin odak mekanizması çözümlerini kullanarak Van Gölü bölgesi için Coulomb gerilme analizi ve b-değerini hesaplamalarına göre Van ve Yeniköşk fayları çevresinde yüksek Coulomb gerilme değeri ile beraber düşük b- değerleri gözlemlemişlerdir.

Çalışma Alanının Jeolojisi

Hatay ve yakın çevresi Ölü Deniz Fay Zonu'nun kuzeyi, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun güneyi ile kuzeybatısındaki Kıbrıs Yayı arasında kalan deforme olmuş bir alanı simgelemektedir. Bu fay zonları Arap levhasının kuzeye doğru hareket etmesi ile Anadolu levhasının batıya doğru kaçışına bağlı olarak gelişmiştir (Mc Kenzie, 1972; 1978; Şengör, 1979; 1981). Hatay ve yakın çevresinin jeolojisi bu tektonik kuşakların etkisi altında şekil almıştır.

Çalışma alanı temelde ofiyolit ve volkanitleri içeren magmatik kayaçlar ile sedimanter kayaçlardan oluşmasının yanı sıra az sayıda metamorfik kayaçları da içermektedir (Lom, 2011). İnceleme alanı ve çevresinde Erken Kambriyen- den başlayarak günümüze kadar tüm jeolojik devirlere ait jeolojik birimler bulunmaktadır (Belgüzar, 2017). Bölgedeki en yaşlı litolojik birim Prekambriyen'e ait olan Sadan formasyonu inceleme alanının temelini oluşturmaktadır (Ketin; 1966). Formasyon başlıca kırmızı kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ve az sayıda metavolkanit içeren kayaç türlerinden oluşmaktadır. Formasyon kalınlığının 500 m. den fazla olduğu düşünülmekte olup, taban seviyesi gözlenememiştir. Bu formasyondan sonra sırasıyla Zabuk, Koruk, Sosink, Kardere, Kızlaç, Dedeler, Akçadağ, Bahçe, Hasanbeyli, Kızıldağ, Kaleboğazı, Okçular, Bal yatağı, Sofular, Tepehan ve Nurzeytin formasyonları konumlanmaktadır (Schmidt, 1965; Ketin, 1966; Yalçın, 1980; Selçuk, 1985; Önalan, 1986; Kavuzlu, 2006; MTA, 2015; Belgüzar, 2017; Şenalp vd 2021). Son olarak çalışma alanındaki Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise kendinden yaşlı tüm birimlerin üzerine açısal uyumsuzlukla gelmiştir. Alüyonu oluşturan malzemenin yapısına göre eski alüvyonlar kuvarsit çakılları ve içlerinde kireç taşları ile şeyllerden oluşan kaya parçalarında gözlemlenirken yeni alüvyonlar kil, kum ve çakıl boyutundaki malzemeden oluşmaktadır. Alüvyonlar vadi tabanlarında, Amik ovasına doğru olan alanlarda ve Asi Nehri vadisini içine alan bölgelerde yayılış göstermektedir. (Kavuzlu, 2006; Özşahin, 2010; Akbaş vd 2011; Belgüzar, 2017; İRAP, 2022).

Çalışma Alanının Tektonik Yapısı

Türkiye, aktif deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya Deprem Kuşağı içerisinde bulunmaktadır. Neotetis Okyanusu'nun Orta-Geç Miyosen'de kıtasal litosferin altına dalarak batmasıyla Hindistan ile Avrasya ve Afrika-Arabistan ile Avrasya levhalarının çarpışması sonucunda bu dağ kuşağı ortaya çıkmıştır. Günümüzde bu levhaların hareket halinde olması ile sıkışma devam etmektedir ve Alp-Himalaya Kıvrım Kuşağı her yıl 1 cm'den daha fazla yükselmektedir. Ülkemizin tektoniği de bu levha hareketlerinin etkisi altında olup, sismik etkinliği çok yüksek olan fay kuşakları arasında bulunmaktadır. Bu fay kuşakları batıdan Ege Bloğu, doğuda Doğu Anadolu Bloğu, güneyde Arap ve Afrika Plakaları ve kuzeyde Avrasya Plakası'nın Anadolu Bloğu'nun etrafının sarması ve birbirlerine göre göreceli olarak hareket etmesi sonucunda ortaya çıkmıştır (Bozkurt 2001; Yıldırım ve Gökaşan, 2013).

Çalışma alanının içinde bulunduğu Doğu Akdeniz Bölgesi'nin sismotektoniği batıda Afrika ve Anadolu levhalarının dalma-batma sınırı ile yakınsaması doğuda Bitlis Zagros Kenet kuşağı boyunca Arap levhası ile Avrasya levhasının çarpışması sonucunda gelişmiştir. Avrasya levhası sabit kabul edilirse Geç Kretase'den başlayarak günümüze kadar Afrika-Arap levhaları ile Avrasya levhası K-G yönünde yakınsama hareketi etkisi altında kalmaktadır. Anadolu levhası bu yakınlaşma hareketi sonucunda kısalıp kalınlaşarak batıya doğru yanal olarak kaçış göstermektedir. Bu hareket Doğu Anadolu fay zonu ile Kuzey Anadolu fay zonunun oluşmasına neden olmuştur (McKenzie, 1972, 1978; Şengör, 1979; Dewey vd 1986; Jackson ve McKenzie, 1988). İnceleme alanında doğrudan etkili olan tektonik yapılar DAFZ, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı'dır. Doğu Anadolu fay zonu ile Ölü Deniz fayı zonunun güney Anadolu'da kesiştiği ve Arabistan, Afrika ve Anadolu levhalarının birleştiği nokta Maraş-Gölbaşı arasında kalan alan olup, Maraş Üçlü Eklem bölgesi olarak adlandırılmaktadır (Gülen vd 1987; Sezgin vd 2002).

Ülkemizin en tehlikeli neotektonik yapılarından biri Doğu Anadolu Fay Zonudur. Türkiye'nin doğusunda, KAFZ ile kesiştiği Karlıova'dan başlayarak Türkoğlu kavşağına kadar uzanan KD-GB doğrultulu 580 km. uzunluğunda ve yaklaşık 30 km genişliğinde sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. 1971 Bingöl depremi ile dikkatleri üzerine çeken fay, ilk kez Allen (1969) tarafından tanımlanmıştır. Arpat ve Şaroğlu (1972) tarafından ise Doğu Anadolu Fayı olarak isimlendirilmiştir (McKenzie, 1972; 1976; Arpat ve Şaroğlu, 1972; 1975; Osmanşahin vd 1986; Şaroğlu vd 1987; Ambraseys ve Barazangi, 1989; Eren, 2009; Demirtaş, 2019). Batıya doğru kaçış gösteren Anadolu Bloğu'nun güney sınırını oluşturan fayın oluşum yaşı hakkında farklı görüşler olmasına rağmen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (McKenzie, 1972; Arpat ve Şaroğlu, 1972). Fayın toplam yer değiştirme miktarı

27 km olarak belirlenirken, ortalama kayma oranı 4-7 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Arpat ve Şaroğlu, 1975).

Doğu Anadolu Fay zonunun Türkoğlu'na kadar uzanımı belirgin bir şekilde görüntülenmiştir fakat Türkoğlu'ndan sonraki bölümü için farklı araştırmacılar değişik görüşler belirtmişlerdir. Allen (1969) DAFZ'nun ÖDFZ ile birleştiğini öne sürmüştür. Arpat ve Şaroğlu (1972, 1975) Karlıova'dan başlayan fayın sırasıyla Bingöl, Palu, Hazar Gölü, Sincik, Çelikhan hattını takip ettiğini Gölbaşı'ndan geçtikten sonra ise Hatay grabenini oluşturan faylarla devam ederek ÖDFZ ile birleştiğini belirtmiştir. Şengör vd (1983); Barka ve Kandinsky-Cade (1988) Perinçek ve Çemen (1990) ise fay zonunun, Akdeniz ya da Kıbrıs'a doğru uzandığını açıklamışlardır. McKenzie (1970, 1972), Jackson ve McKenzie (1984), ve Gülen vd (1987) fayın Maraş Üçlü Eklemi'nden sonra Kıbrıs'a doğru uzandığını ve İskenderun Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Yumurtalık-Karataş Fayı'nın DAFZ'nun kolları olduğunu belirtmişlerdir (Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Lom, 2011; Demirtaş, 2019). Fay zonu yedi segmente ayrılarak incelenmiştir. Bu segmentler sırayla; Karlıova, Ilıca, Palu, Pütürge, Erkenek, Pazarcık ve Amanos'tur (Duman ve Emre, 2013).

Ölü Deniz Fay Zonu güneyde Kızıldeniz Akabe Körfezinden başlayarak kuzeyde Doğu Anadolu Fay Zonu'na kadar uzanan yaklaşık 1000 km. uzunluğunda sol yanal uzanımlı transform bir fay zonudur (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Gülen vd 1987; Ergin, 1999; Sezgin vd 2002; Karabacak, 2007; Eren, 2009). Araştırmacılar arasında fay zonunun yaşı hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. (Hempton, 1987; Garfunkel ve Ben-Avraham, 1996) fayın Erken Miyosen yaşlı, (Garfunkel ve Ben-Avraham, 1996) fayın Orta Miyosen yaşlı, (Lyberis, 1988) fayın Geç Miyosen yaşlı ve (Arpat ve Şaroğlu, 1972) ise fayın Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Kızıldeniz tabanında meydana gelen açılma ile Arap ve Afrika levhalarının birbirinden uzaklaşması, ÖDFZ boyunca oluşan hareketin ortaya çıkmasını sağlamıştır (Karabacak, 2007; MTA, 2015). Arabistan levhası Afrika levhasına göre çok daha hızlı bir şekilde kuzeye doğru hareket eder ve bu göreceli hareketin ÖDFZ tarafından temsil edildiği bilinmektedir (Sezgin, 2003; Eren, 2009).

Güneyde Ürdün'den başlayarak hareket eden fay zonu ilerleyerek kuzeyde Antakya yakınlarında ülkemiz sınırlarına girmektedir. Fay zonu Suriye'nin kuzeyinde Gharb Havzası'nı oluşturduktan sonra kuzey yönde hareketine devam eder ve burada farklı kollara ayrılır. Bu kollardan biri K-G doğrultusunda ilerleyerek sınırlarımıza giriş yapar. Fayın diğer kolu Asi Vadisinin doğusundan Reyhanlı'ya uzanan Armanaz Fayıdır ve bu fay kuzeyde Amik Ovasına kadar ilerledikten sonra gözlemlenemez hale gelmiştir. Fayın üçüncü kolunun ise Gaziantep'e doğru uzandığı bilinmektedir (Karabacak, 2007). Araştırmacılar arasında fayın uzanımı

hakkında değişik görüşler bulunmaktadır. (Gülen vd 1987) fay zonunun Gharb segmenti ve Karasu segmenti olarak iki büyük kola ayrıldığını ve bu segmentler arasında çek-ayır özellikte Hatay-Karasu grabeninin geliştiğini öne sürmüşlerdir. (Arpat ve Şaroğlu, 1972) fayın Kahramanmaraş'a yakın bir alanda Doğu Anadolu Fay Zonu ile bir araya geldiğini kabul etmiştir. (Perinçek ve Çemen, 1990) fayın Narlı bölgesinde, ÖDFZ ile Amanos Fayını birleştiren faylar boyunca Amik Havzasının güneydoğusunda ve Hazar Gölünün güneydoğusunda DAFZ ile karşılaştığını ortaya koymuştur (Ergin, 1999; Sezgin vd 2002; Karabacak, 2007; Emre vd 2012). ÖDFZ, 3000 yıldan daha fazla süregelen bir sismik aktiviteye sahip olup, meydana getirdiği çok sayıda depremle büyük hasarlara yol açmıştır. (Çalışkan, 2002; Karabacak, 2007).

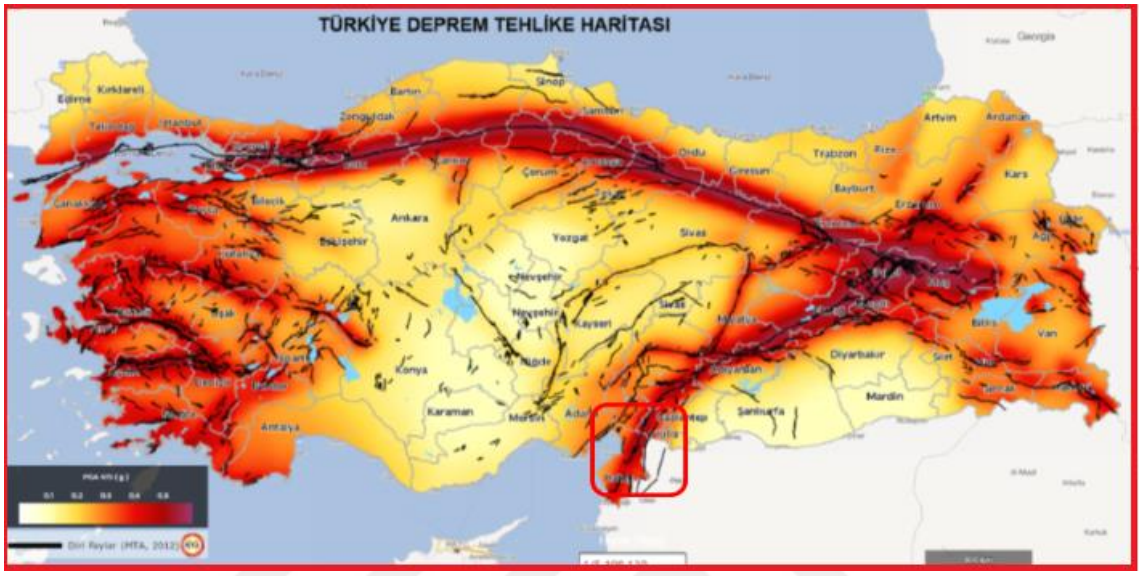
Kıbrıs Yayı, Afrika ve Arap levhalarının kuzey yönlü hareketi nedeniyle Anadolu Bloku'nun batıya kaçışı sonucunda oluşmuştur. Doğuda Levant Havzası'ndan başlayarak batıda Kuzeydoğu Akdeniz havzalarına kadar uzanan Kıbrıs Yayı, bitişik durumda olduğu Helen Yayı ile Isparta dirseğinde birbirine bağlanmıştır. Bu iki yay birbirlerine yakın olmalarının tam aksine bir tektonizma sergilerler. Çünkü Kıbrıs Yayı, Kuzeye doğru dalma-batma Erotosthanes deniz adasının çarpışmasından etkilenmiştir ve böylece yayın batısında dalma-batma devamlılık gösterirken doğusunda ise doğrultu atımlı deformasyonun etkili olduğu düşünülmektedir. Araştırmacılar Kıbrıs Yayı'nın İskenderun Körfezi'ni geçtikten sonra ÖDFZ ile DAFZ buluşma noktası olarak bilinen Maraş Üçlü Eklemine doğru uzandığını ifade etmişlerdir. Aletsel dönem deprem kayıtlarında daha aktif görünen Kıbrıs Yayı, Helen Yayı'na göre düşük bir sismik etkinliğe sahiptir ve son yüzyılda sakin bir dönem geçirmiştir (Okay, 2001; Sezgin vd 2002; Yolsal, 2008; Eren, 2009; Lom, 2011; Yalçın, 2012).

Çalışma alanı içerisinde yer alan fay zonları ve segmentleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan diri fay haritasına göre; DAFZ, Narlı Segmenti, Amanos Segmenti, Amik Gölü Fayı, ÖDFZ, Antakya Fay Zonu, Hacıpaşa Segmenti, Armanaz Segmenti, Reyhanlı Fayı, Yesemek Segmenti, Düziçi İskenderun Fay Zonu, Toprakkale Fayı, Karataş Fayı, Yumurtalık Fayı ve Misis Fayı olarak rapor edilmiştir (MTA, 2022).

Çalışma Alanının Depremselliği

Hatay ve yakın çevresi tektonik açıdan Avrasya, Arabistan ve Afrika levhalarının göreceli hareketlerinin etkilerini yansıtmaktadır. Kızıldeniz'de oluşan açılma Arap levhasını etkileyerek kuzeye doğru hareket etmesini sağlar. Bu hareket ÖDFZ üzerinde gerilme artışına neden olur. DAFZ'nun bir segmenti olan ve Amik ovası yakınlarında bulunan Amanos Fayı'da bu noktada ÖDFZ'na yaklaşmaktadır. Böylece bölge DAFZ, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı'nın hâkimiyeti altında kalmaktadır (Demirtaş, 1998; Kavuzlu, 2006; Özşahin, 2010). Bu durum

Hatay ve yakın çevresinin birinci derecede deprem riski taşıyan bölgelerden biri olmasına neden olmuştur (Şekil 3). Tarihsel ve aletsel dönem depremleri referans alınarak çalışma alanının depremselliğini incelemek gelecekte olacak bir depremde şehrin nasıl etkilenebileceğine ışık tutacaktır.



Şekil 3. AFAD Türkiye deprem tehlike haritası (AFAD, 2018). Hatay ili birinci derece deprem riski olan alanlar içerisindedir. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını temsil etmektedir.

Tarihsel dönem depremleri

Tarihsel dönemde bölgede oldukça fazla can kayıplarının yaşandığı yıkıcı ve hasar yapıcı şiddeti V ile X arasında değişen çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Bölgede meydana gelen depremler Ölü Deniz Fayı'nın Garb ve Karasu segmentleri, Doğu Anadolu Fay zonunun en kaotik bölgesini oluşturan güneybatı ucu ile Kıbrıs Yayı'nın etkisi altında gerçekleşmiştir. Tarihsel dönem depremleri M.Ö. 148 yılında başlar ve en son hasar yapıcı 1872 depreminde son bulur (Demirtaş, 1998) (Tablo 1).

Tablo 1. Hatay ve Çevresinde Meydana Gelen Tarihsel Deprem Kayıtları (AFAD, 2022a). – ile Sunulan Depremlere Ait Şiddet Bilgisine Erişilememiştir.

Milad	Yıl	Ay	Gün	Enlem	Boylam	Yer	Şiddet
MÖ	148	1	3	36.25	36.10	Antakya	IX
MÖ	69	0	2	36.25	36.10	Antakya	IX
MÖ	37	0	4	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	37	3	3	36.24	36.10	Antakya	VIII
MS	41	0	2	36.12	36.17	Antakya	VIII
MS	79	0	0	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	115	11	5	36.25	36.10	Antakya	IX

Tablo 1. (devamı)

MS	117	0	5	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	220	0	6	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	242	0	6	37.30	36.50	Osmaniye	X
MS	272	0	1	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	300	4	1	37.06	35.80	Tarsus	VIII
MS	341	0	3	36.25	36.10	Salamis	VIII
MS	345	0	1	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	388	0	5	36.25	36.10	Antakya	VI
MS	395	0	0	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	458	8	6	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	462	0	0	36.80	36.52	Antakya	V
MS	506	8	5	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	521	0	3	37.00	36.50	Tandır Köyü	-
MS	525	0	1	37.20	35.90	Anazarba	VIII
MS	525	9	0	36.70	36.49	Antakya	VI
MS	526	4	3	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	526	9	5	36.25	36.10	Antakya	VI
MS	527	2	6	36.25	36.10	Antakya	VI
MS	528	10	1	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	553	0	1	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	557	0	6	36.20	36.16	Antakya	VII
MS	558	0	0	37.20	35.90	Antakya	VIII
MS	570	0	1	36.19	36.17	Antakya	X
MS	577	0	3	36.18	36.17	Antakya	VII
MS	577	0	3	36.18	36.17	Antakya	-
MS	579	0	5	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	581	0	1	36.25	36.10	Antakya	VI
MS	583	0	3	36.25	36.10	Antakya	-
MS	588	9	5	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	601	3	3	37.00	36.50	Osmaniye	-
MS	639	0	2	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	716	0	6	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	775	0	3	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	791	0	2	36.20	37.10	Halep	VIII
MS	835	0	1	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	850	0	6	36.20	36.16	Antakya	-
MS	860	0	4	36.25	36.10	Antakya	IX

Tablo 1. (devamı)

MS	867	0	6	36.25	36.10	Antakya	IX
MS	963	6	5	36.60	37.00	Halep	VIII
MS	972	0	3	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	1053	0	6	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	1091	8	2	36.25	36.10	Antakya	VII
MS	1114	7	1	36.50	35.50	İskenderun	IX
MS	1114	10	5	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	1137	10	1	36.20	37.15	Mezopotamya	X
MS	1138	8	4	36.30	37.20	Halep	VIII
MS	1139	6	5	36.20	37.10	Halep-Şam	V
MS	1156	11	6	36.21	37.15	Halep	VIII
MS	1190	8	6	36.25	36.10	Antakya	VIII
MS	1204	0	4	36.20	37.10	Halep	VIII
MS	1212	0	0	36.25	36.10	Antakya	VI
MS	1222	0	6	36.74	37.10	Kilis	VI
MS	1268	0	0	37.30	35.50	Adana	-
MS	1319	0	0	36.14	36.07	Antakya	-
MS	1403	11	0	36.20	37.10	Halep	-
MS	1404	1	1	36.30	37.00	Halep	VII
MS	1404	10	3	36.10	37.00	Halep	V
MS	1407	3	3	36.70	36.48	Antakya	VI
MS	1513	0	3	37.50	36.50	Kahramanmaraş	VIII
MS	1537	0	5	36.20	36.16	Antakya	VI
MS	1610	2	0	36.21	37.15	Halep	-
MS	1616	7	1	36.21	37.15	Halep	-
MS	1657	0	1	36.21	37.15	Halep	-
MS	1680	2	5	36.21	37.15	Halep	-
MS	1686	11	0	36.58	36.17	İskenderun	-
MS	1701	0	6	36.21	37.15	Halep	-
MS	1719	2	3	36.20	37.10	Halep	IX
MS	1722	0	5	36.21	37.15	Halep	-
MS	1726	3	1	36.25	36.10	İskenderun	VI
MS	1738	8	4	36.25	36.10	Antakya-	VII
MS	1759	5	0	36.20	37.10	Halep	-
MS	1759	10	1	36.20	37.10	Halep	-
MS	1759	10	3	36.20	37.10	Halep	-
MS	1760	9	1	36.20	36.16	Antep	-

Tablo 1. (devamı)

MS	1764	0	0	36.20	37.10	Halep	-
MS	1765	0	2	36.21	37.15	Halep	-
MS	1778	4	2	36.20	37.10	Halep	-
MS	1779	5	2	36.21	37.15	Halep	V
MS	1783	11	0	36.20	37.10	Halep	V
MS	1795	11	2	36.20	37.10	Halep	VII
MS	1802	0	5	36.21	37.15	Halep	V
MS	1807	0	4	36.71	37.12	Gaziantep-Kilis	-
MS	1822	8	1	36.20	37.10	Halep	-
MS	1822	8	4	36.17	37.08	Halep	-
MS	1822	8	0	36.17	37.08	Halep	-
MS	1822	8	1	36.17	37.08	Halep	-
MS	1822	9	6	36.17	37.08	Halep	-
MS	1822	10	2	36.17	37.08	Halep	V
MS	1822	7	2	36.40	36.20	Antakya	IX
MS	1822	7	4	36.71	37.12	Kilis	VI
MS	1823	0	2	36.17	37.08	Halep	-
MS	1823	4	0	36.17	37.08	Halep	-
MS	1823	5	1	36.17	37.08	Halep	-
MS	1823	5	3	36.20	36.16	Antakya	-
MS	1823	9	4	36.20	36.16	Antakya	-
MS	1824	2	0	36.17	37.08	Halep	-
MS	1824	0	1	36.20	36.16	Antakya	-
MS	1830	11	2	36.20	37.10	Halep	V
MS	1831	1	2	36.20	37.10	Halep	VII
MS	1841	4	6	36.17	37.08	Halep	-
MS	1844	8	4	36.20	37.10	Halep	-
MS	1845	0	3	36.21	37.15	Halep	V
MS	1846	0	4	36.17	37.08	Halep	-
MS	1846	11	4	36.20	37.10	Halep	VI
MS	1854	0	0	36.20	36.60	Antakya	VII
MS	1857	2	5	36.21	37.15	Halep	-
MS	1864	7	1	36.21	37.15	Halep	-
MS	1868	3	4	36.21	37.15	Halep	-
MS	1870	0	0	36.21	37.15	Halep	-
MS	1872	3	3	36.40	36.50	Amik Gölü	X
MS	1872	3	3	36.40	36.50	Amik	VI

Tablo 1. (devamı)

MS	1872	3	0	36.40	36.50	Amik	V
MS	1872	7	1	36.40	36.50	Amik-Hatay	-
MS	1873	1	0	36.10	35.90	Samandağ	VI
MS	1875	7	6	36.20	36.10	Antakya	VII
MS	1875	10	2	36.20	36.16	Antakya	-
MS	1877	10	4	36.17	37.08	Halep	-
MS	1884	5	4	36.30	37.20	Halep	VII
MS	1893	1	3	36.20	36.16	Antakya	-
MS	1893	2	4	37.03	37.24	İzoli Yöresi	IX
MS	1893	5	4	37.00	35.32	Adana	V
MS	1894	1	2	36.21	37.15	Halep-Suriye	-
MS	1894	0	1	36.60	35.60	Adana	-
MS	1894	0	1	36.20	36.10	Antakya	V
MS	1896	0	3	37.00	35.30	Adana	VI

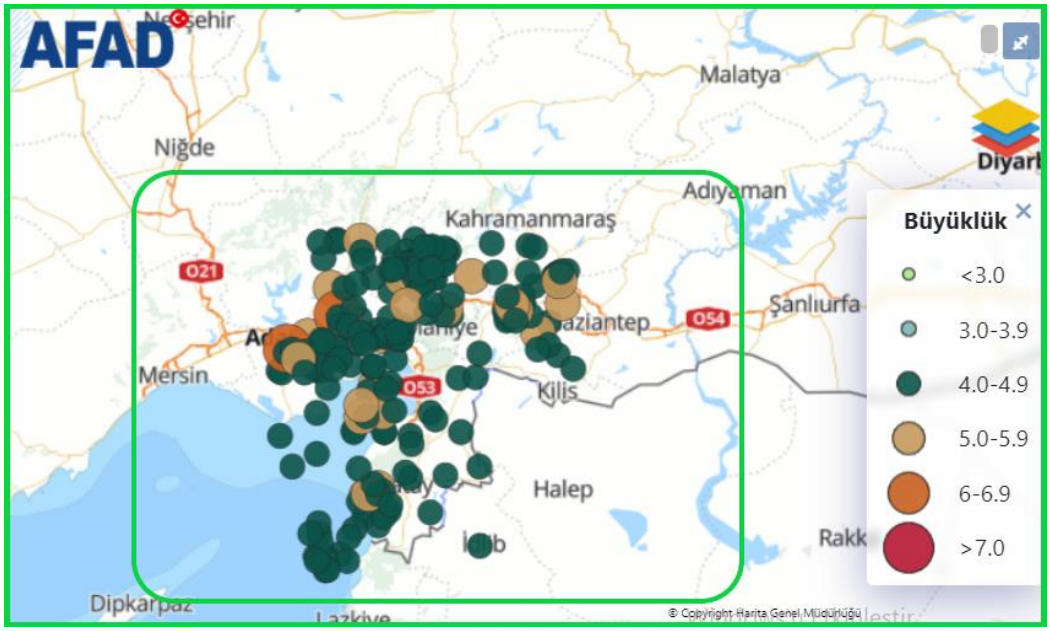
Hatay'da 526 yılında meydana gelen IX şiddetindeki deprem felaket olarak adlandırılmış ve 250-300 bin kişinin yaşamını yitirdiği belirlenmiştir. Daha sonra 528 yılında gerçekleşen IX şiddetindeki deprem ile sarsılan şehir halkı tekrar böyle yıkıcı bir deprem felaketi yaşamamak için dini inançları doğrultusunda şehrin adını Teapolis (Tanrının Şehri) olarak değiştirmişlerdir. Fakat şehir 587 yılında tekrar IX şiddetinde bir depremle yüz yüze gelmiş, baştan sona yıkılmış ve bu deprem sonucunda 60 bin kişi hayatını kaybetmiştir. Tarihsel dönemde son olarak yaşanan yıkıcı deprem 1822 ve 1872 yıllarında olmuştur (Ambraseys ve Barazangi, 1989; Pampal ve Özmen, 2010). 1822'de olan deprem sonucu 20 bin kişi yaşamını yitirmiş, tüm Antakya yıkılmış ve deprem çok geniş alanlara yayıldığı için birçok bölgede hissedilmiştir ayrıca Amik ovasında da sıvılaşmaya neden olmuştur. 1872 depremi ise 1822 yılında olan depreme kıyasla daha küçük olsa bile 500 kişinin ölümüne ve binalarda ağır hasara yol açmıştır (Ambraseys ve Barazangi, 1989; Demirtaş ve Yılmaz, 1996; Korkmaz, 2006). Tarihsel dönemde yaşanan tüm depremler Hatay ve çevresinin yüksek risk taşıyan yerleşim alanlarının başında geldiğini göstermektedir (Şekil 4) (Pampal ve Özmen, 2010).



Şekil 4. Hatay ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin konumları (AFAD, 2022a)

Aletsel dönem depremleri

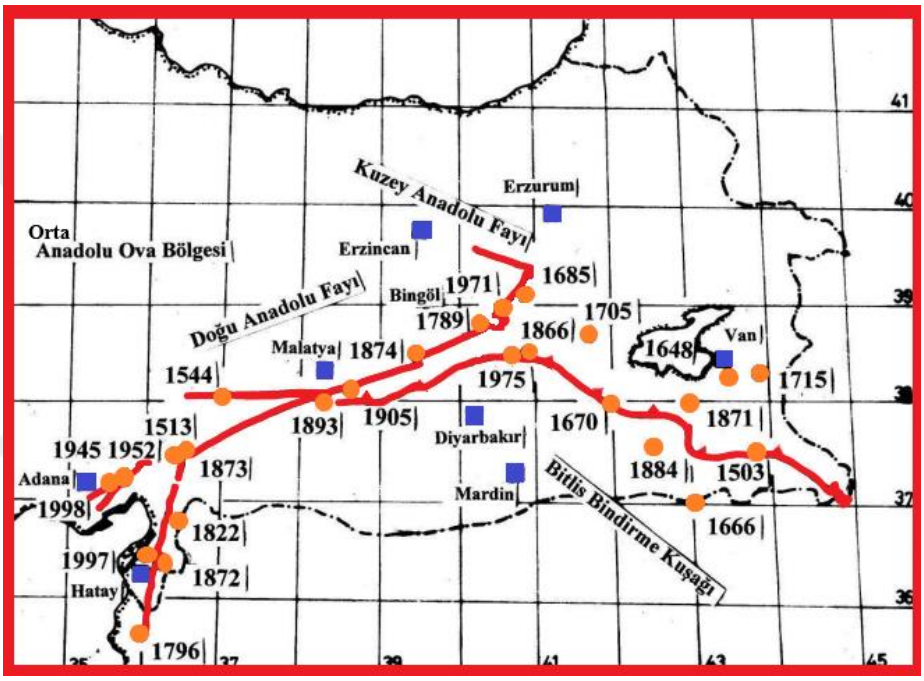
Aletsel dönem deprem kayıtları incelendiğinde, 1900-2022 yılları arasında büyüklüğü Mw ≥ 4 olan 209 adet deprem meydana geldiği belirlenmiştir (AFAD, 2022b) (Şekil 5). Dikkat çekici depremler yaşansa da fazla hasar meydana getirmemişlerdir. Bu durum bölgede enerji birikiminin devam ettiğini ve büyük bir deprem yaşanabileceği fikrini gündeme getirmektedir (Pampal ve Özmen, 2010).



Şekil 5. Hatay ve çevresinde meydana gelen M ≥ 4.0 aletsel dönem depremlerinin konumu (AFAD, 2022b)

1945 yılında büyüklüğü 6.0 olan bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremde 13 kişi yaşamını yitirmiş, Adana ile Kozanda hasar yapıcı izler bırakmış ve Ceyhan ile Misis

etrafındaki yerleşim yerlerinde 2500 ev yıkılmıştır. 1952 yılında şiddeti VII olarak ölçülen bir deprem daha yaşanmış ve çok sayıda yapı zarar görürken 10 kişi hayatını kaybetmiştir. Hatay'da 22 Ocak 1997 yılında ise Karasu segmentinin batı kolunun en güneyini kıran, 5.6 büyüklüğünde bir deprem yaşanmıştır. Deprem yüzey kırığı oluşturmamış ve Samandağı ilçesine yakın köylerde kaya düşmelerinin yaşanmasına sebep olmuştur. Adana'ya bağlı Ceyhan-Misis bölgesinde 27 Haziran 1998 yılında 6.2 büyüklüğünde bir deprem yaşanmıştır. Ceyhan nehri kıyısına paralel hat boyunca sıvılaşmaya neden olan deprem, bölgenin jeolojik ve topoğrafik özelliklerinden dolayı gerisinde ağır hasar bırakmıştır. Deprem, birçok binanın yıkılması ya da ağır hasar almasına ve çok sayıda insanın yaralanması neden olurken 145 kişinin hayatını kaybetmesiyle sonuçlanmıştır (Şekil 6) (Demirtaş ve Yılmaz, 1996; Korkmaz, 2006).



Şekil 6. 500 yıl boyunca gerçekleşen yıkıcı depremlerin Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca dağılımları (Demirtaş, 1998)

Karlıova'dan başlayan KAFZ, 1939-1942-1944-1957-1967 ve 1999 yılları arasında yaklaşık yedi tane büyük deprem üreterek enerjisinin büyük bir kısmını boşaltmış ve Marmara bölgesinin sınırına dayanmıştır. 1999 yılında yaşanan Gölcük depremi stresi iki yere transfer etmiştir bundan ilk etkilenen yer 1999'da Düzce olmuştur. Stres transferi yapılan bir diğer bölge ise İstanbul olup, burada büyük deprem yaşanması beklenmektedir (Görür vd 2020; Görür, 2022). Tüm bunlar yaşanırken DAFZ'nun güneybatı ucunu oluşturan ve çalışma alanını içine alan bölgede son yıllarda magnitüdü $M \geq 4.0$ olan depremler yaşanmaktadır. Bölgede meydana gelen tüm bu depremler ve fayların uzun yıllardır süren sessizliği önümüzdeki yüzyıl içerisinde fayların aktif hale gelerek tekrar şiddetli depremler oluşturabileceği ihtimalini kuvvetlendirmektedir (Demirtaş, 1998).

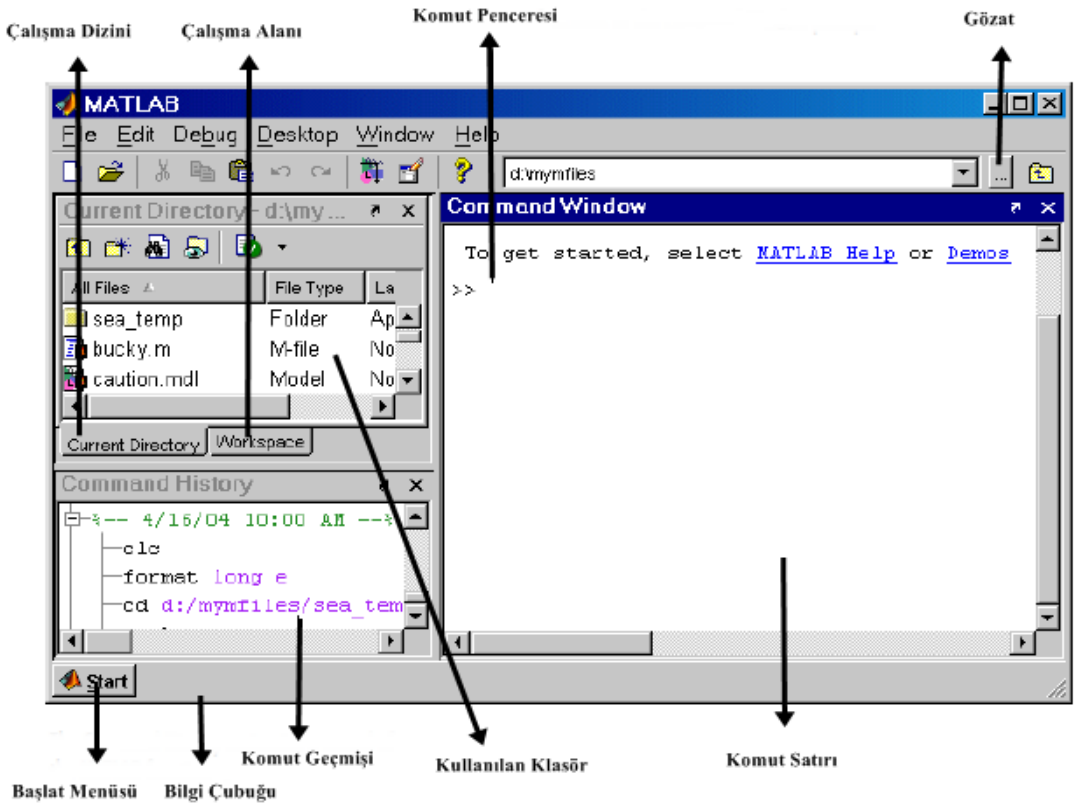
MATERYAL VE YÖNTEM

Matlab Programı

Matris Laboratuvarı'nın kısaltması olan MATLAB, MathWorks'ün baş matematikçisi, başkanı ve kurucu ortağı olan Prof. Dr. Cleve Moler tarafından geliştirilmiştir. Yazılımın ortaya çıkarılmasındaki amaç öğrencilerin Fortran yerine doğrusal analiz işlemlerini gerçekleştirebilmeleri için yeni bir platform ortaya çıkarmaktı. İlk resmi sürümü 1984 yılında yayınlanmıştır. İlk sürümünde Fortran dilinin kullanıldığı programın güncel versiyonun da C dili kullanılmaktadır (Mathworks, 2007).

Matlab sistemi beş ana bölümden (Ensari ve Özpolat, 2002; Uzunoğlu ve Onar, 2003; Aydın, 2012) meydana gelmektedir (Şekil 7):

1. Geliştirme ortamı:
2. Matlab Matematiksel Fonksiyon Kütüphanesi:
3. Matlab Dili:
4. Grafikler:
5. Matlab Dış Ara yüzleri/API:



Şekil 7. Matlab ekranı (Mathworks, 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

Mühendislik alanında çok yaygın olarak kullanılan program, temel hesaplama ve görselleştirme yapmaktan depremleri analiz etmeye, göllerde, okyanuslarda ve nehirlerde su akışını modellemeye, iklim değişikliğinin küresel mercan resifleri üzerindeki etkisini incelemeye kadar, yer bilimleriyle ilgili bir dizi uygulama için çok yaygın olarak kullanılmaktadır (SERC, 2022) .

Bu tez çalışmasında da Atatürk Üniversitesinde lisanslı olarak bulunan Matlab programı altında çalışan Zmap (Wiemer, 2001), Stressinverse (Vavrycuk 2014; 2020) ve Coulomb (Toda vd 2011) algoritmaları kullanılmıştır.

İstatistik Hesaplamalar

Depremlerin oluşum sıklığı ve büyüklüğü arasındaki ilişki Gutenberg ve Richter (1944) tarafından belirtilen bağıntı aracılığıyla aşağıdaki şekilde hesaplanabilir.

$$\log_{10}N(M) = a - b*M$$

Bu bağıntı bir depremin meydana gelme sıklığı ve büyüklüğü arasındaki ilişkiyi açıklar. Burada N(M), M'ye eşit veya daha büyük depremlerin kümülatif sayısını, M büyüklüğü, a- ve b- değerleri regresyon katsayılarını gösterir. Formüldeki a- değeri doğrunun Log N eksenini kestiği nokta olup, b- değeri ise deprem magnitüdleri ile deprem oluş sayılarının logaritmaları arasındaki ilişkiyi gösteren doğrunun eğimini vermektedir. a- değeri incelemesi yapılan bölgenin deprem etkinlik derecesinin göstergesi olup gözlem süresinin uzunluğu ve incelenen alanın büyüklüğüne göre değişiklik gösterir.

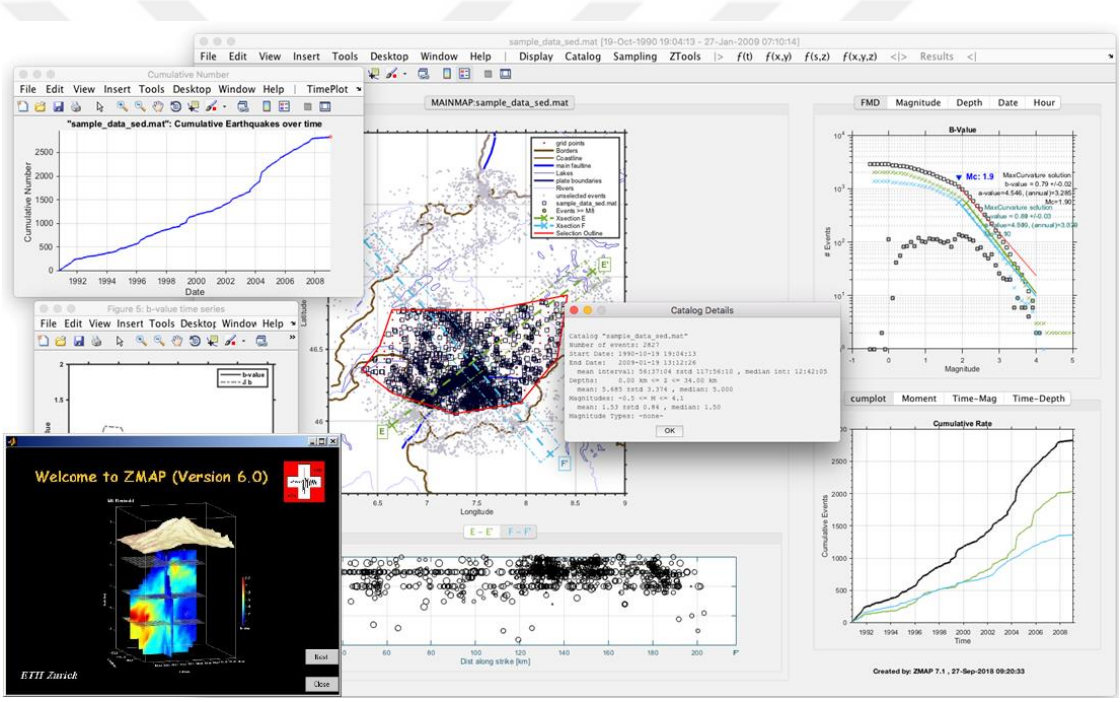
Bilgi ve iletişim teknolojisindeki gelişmeler ve sismograf istasyonlarının sayısının artması, teknolojinin ve yöntemlerin gelişmesi ile birlikte çok küçük depremlerinde sismometreler tarafından yüksek kalitede kaydedilmesini mümkün hale getirmiştir. Küçük depremlerinde kaydedilmesiyle oluşan yüksek veri sayısına sahip deprem kataloğu küçük bir tamlık büyüklüğüne sahip olacaktır. Böylece çalışma yapılan bölgenin sismik resmi daha iyi yakalanabilecektir. Daha yakın aralıklı istasyonların eklenmesi de deprem istasyonlarının daha küçük depremleri kaydetmesine ve dolayısıyla tamamlılık magnitüdü (Mc) değerinin düşmesine olanak tanır. Bir bölgedeki istasyon sayısı az olduğunda küçük depremleri bulmak zorlaşır ve Mc değeri yükselir (Wiemer ve Wyss 2000; Gardine, 2020; Öncel, 2020a,b; Chasanah ve Handoyo 2021).

Mc değeri belirli bir alandaki tüm depremleri güvenilir bir şekilde üzerine yerleştirdiğimiz minimum büyüklüğe denir. Bu değer bir deprem kataloğunun basit bir değerlendirmesi olup, deprem kataloğunun kalitesini belirlemenin istatistiksel bir yoludur (Gardine, 2020). Başka bir ifadeyle tanımlamak gerekirse bir deprem kataloğunda belirli bir

bölge üzerinde meydana gelen tüm depremlerin güvenilir bir şekilde kaydedildiği minimum büyüklüğü ifade eder ve uzay zaman hacmindeki depremlerin %100 'ünün tespit edildiği en düşük büyüklüğe denir (Mignan ve Woesoner, 2012). Mc değeri sadece bir sismogramın deprem olaylarını kaydetme yeteneğini göstermekle kalmaz, aynı zamanda depremsellik seviyesini ve Gutenberg-Richter yasası dağılımının b-değerini tahmin etmede kullanılan önemli bir parametredir (Chasanah ve Handoyo, 2021).

Zmap Yazılımı

Prof. Dr. Stefan Wiemer tarafından geliştirilen Zmap, ilk olarak 1994 yılında ortaya çıkarılmıştır. Zmap, MathWorks'ün ticari yazılım dili olan ve doğa bilimlerindeki araştırmacılar arasında yaygın olarak kullanılan Matlab platformunda yazılmıştır (Şekil 8). Matlab tarafından desteklenen platformlarda çalışmaktadır (Wiemer, 2001).



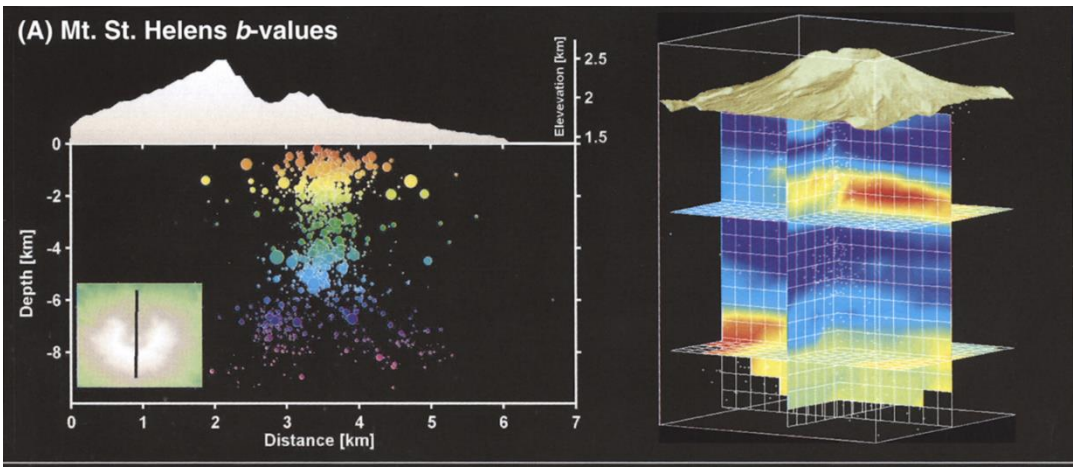
Şekil 8. Zmap programına ait örnek ara yüz görüntüsü (Wiemer, 2001)

Deprem katalogları sismolojinin en temel ürünleridir ve tektonik çalışmalar için tartışmasız en yararlı olanlarıdır. Zmap, grafik kullanıcı ara yüzü tarafından yönlendirilen ve sismologların katalog verilerini analiz etmelerine yardımcı olan bir programdır. Kullanıcının bir deprem kataloğunu birçok farklı açıdan incelemesine olanak tanır. Yalnızca geleneksel harita, kesit ve zaman dizisi parametrelerini değil, aynı zamanda olay boyutu ve mekanizması gibi birkaç başka parametrenin de incelenmesini sağlar (Wyss vd 2001).

Zmap, öncelikle katalog kalitesinin değerlendirilmesi ve belirli hipotezlerin ele alınması için uygun bir araştırma aracıdır. Zmap programının özellikleri ve program sayesinde yapılacak uygulamalar maddeler halinde aşağıda sıralanmıştır (Wyss vd 2001):

1. Katalog kalite değerlendirmesi ve veri araştırması;
2. Volkanik alanlarda, magma odalarının yakınında magmanın konumu hakkında bilgi edinebilmek için b- değerindeki değişiminin haritalandırılması; (Gutenberg ve Richter, 1944; Wiemer, 2001).
3. Büyük bir depremin neden olduğu deprem hızı değişikliklerinin tahmin edilmesini ve bir sismik ağın raporlama geçmişini araştırmak ve izlemek için kullanılmasında;
4. Gerilme alanının heterojenliğini ölçmek için bir örgü üzerinde gerilim tensörünün ters çözüm yöntemiyle bulunması;
5. Deprem magnitüd değerinin eksiksiz raporlanması ve haritalanması;
6. Bir depreme ait büyüklük, derinlik ve zaman histogramlarının hazırlanması;
7. Mevcut birkaç giriş formatı filtresinden birini veya özel olarak tasarlanmış bir filtreyi kullanarak verilerin içe aktarılması;
8. Aynı bölgeyi kapsayan iki katalogda aynı olayların tanımlanması. Aralarındaki büyüklük, derinlik, konum ve zamansal evrimdeki ortalama farkın grafik halinde elde edilmesi ve odak noktası kayma değerlerinin hesaplanması;
9. Olayların kümülatif sayısı, zaman-derinlik, zaman-büyüklük, kümülatif moment-zaman grafiklerinin hazırlanması ve hız değişikliklerinin hesaplaması;
10. Deprem haritalarının zamana, derinliğe veya büyüklüğe göre çizimi ile bir veya birden çok segmentli kesitlerin hazırlanması, topoğrafik dosyaların içe aktarılması
11. Olasılığa dayalı artçı şok tehlikesinin hesaplanması; Derinlik, zaman ve büyüklüğün bir fonksiyonu olarak maksimum olasılığı hesaplama, ağırlıklı en küçük kareler yöntemi kullanarak a- ile b- değerlerini tespit etme ve 3-B olarak haritalanmasını sağlama;
12. Frekans-Magnitüd dağılımın bir güç yasasından sapmasına dayalı olarak tamamlılık magnitüdünün (Mc) hesaplamasını yapar. Tamamlılık magnitüdünün zamanın veya derinliğin bir fonksiyonu olarak analiz edilmesi ve grafiksel gösterimi;
13. Michael (1984) veya Gephart (1990a; b) yaklaşımını kullanarak gerilme tensörü için en uygun ters çözüm yönteminin belirlenmesi, gerilim yöneliminin haritaları/kesitleri ve gerilim alanının varyansı/heterojenliği ile gerilme alanındaki zamansal değişim haritalarının hazırlanmasına imkân tanımaktadır (Wyss vd 2001).

Şekil 9'da St. Helens Dağı'na ait topoğrafik kesit görülmektedir. Hiposantr derinliğine göre renkler kodlanmıştır; sembol boyutu büyüklüğü gösterir. Sağda: 1987-1995 yılları arasındaki depremselliğe dayanan St. Helens Dağı b- değerlerinin 3-B görüntüsü yer almaktadır. Kırmızı renkler yüksek b değerlerini gösterir. Yatay düzlemler 3 km ve 8 km derinliklerde çizilmiştir (Wiemer, 2001).



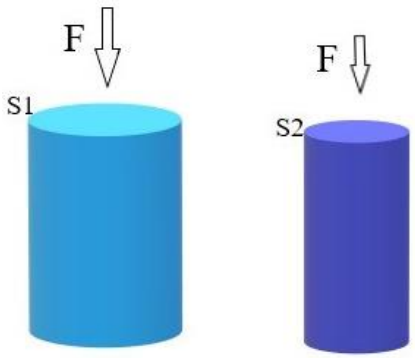
Şekil 9. St. Helens Dağı'nın enine kesitini gösteren örnek çalışma (Wiemer, 2001).

Sismisitedeki uzaysal ve zamansal değişimleri belirlemek ve değerlendirmek, Zmap'in birincil araştırma hedeflerinden biridir. Kullanıcılar, herhangi bir haritada incelenen parametrenin kaynağını (örneğin, bir frekans-büyüklük grafiği) etkileşimli olarak görüntüleyebilir. Kullanıcılar depremsellik hızı değişiklikleri, b- değerleri, p- değerleri, gerilim tensör değişimi gibi parametreleri haritalayabilir. Haritalar, genellikle düşük sismik alanları hariç tutan interaktif şekilde tanımlanmış bir sistem üzerinde hesaplanır. Zmap veri araştırmasını daha kolay ve verimli hale getirmeyi amaçlayan birçok standart ve gelişmiş sismolojik analiz aracını bir araya getirir. Farklı zaman dilimlerinin ve konumlarının frekans-büyüklük dağılımları ile gündüz ve gece arasındaki etkinliğini karşılaştırabilir, odak noktalarının fraktal boyutunu hesaplayabilir, kesitler oluşturabilir ve gerilim tensörünü ters çözüm yöntemiyle hesaplayabiliriz. Bu analiz araçlarını tek bir yazılım platformunda uygulama ve birleştirme yeteneği ile Zmap, kullanıcıların verilerini ayrıntılı olarak keşfetmelerine ve araştırmalarına yardımcı olmaktadır (Wiemer, 2001).

Gerilme Analizleri

Gerilme ve gerilme türleri

Birim alana etki eden kuvvete gerilme denir. Burada alan, fay gibi süreksizlik yüzeyleri, herhangi bir yapının sınırlarını oluşturan dış yüzey ve ya varsayımsal bir içsel yüzey olabilir. Bir cisim yüke maruz kaldığında sadece üzerine etki eden kuvvetin büyüklüğü değil kuvvetin etki etmiş olduğu yüzeyde dikkate alınmalıdır. Uygulanan kuvvet aynı kalmak şartıyla, kuvvet daha dar bir alana yoğunlaştığından yüzey küçüldükçe gerilme artar, yüzey büyüdükçe gerilme azalır (Şekil 10) (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

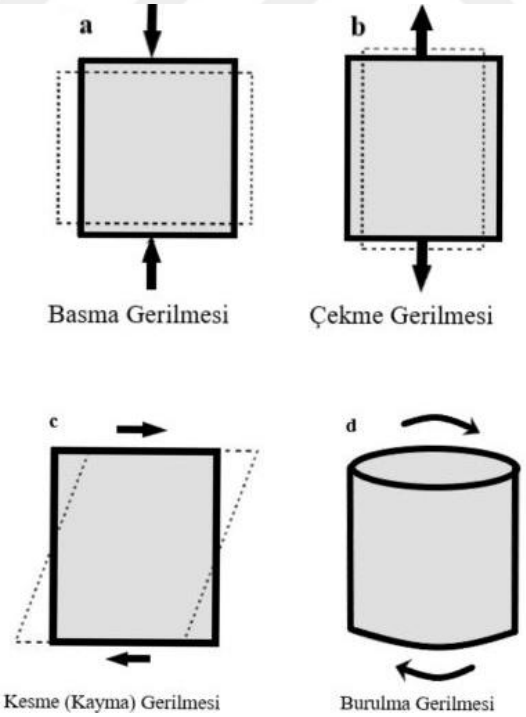


Şekil 10. Aynı miktardaki kuvvetlerin yüzey alanları farklı olan cisimlere uygulanması.

S2 yüzeyine etki eden gerilme, S1 yüzeyine etki eden gerilmeden daha büyüktür. Matematiksel olarak göstermek istediğimizde gerilme;

$$\text{Gerilme } (\sigma) = \lim_{\Delta A \to 0} \Delta F / \Delta A$$

şeklinde ifade edilebilmektedir. Burada bir alan içerisindeki ortalama gerilim alan gittikçe daralırken (0'a yaklaşırken) limit bir değer alır. Bu limit değerde bize o alandaki gerilimi, toplam kuvvetin toplam alana bölünmesiyle verir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f). Bir cisim yüke maruz kaldığında dört farklı türde gerilme oluşur. Bu gerilme türleri Şekil 11'de gösterilmiştir.



Şekil 11. Gerilme türleri (Tuncay, 2012)

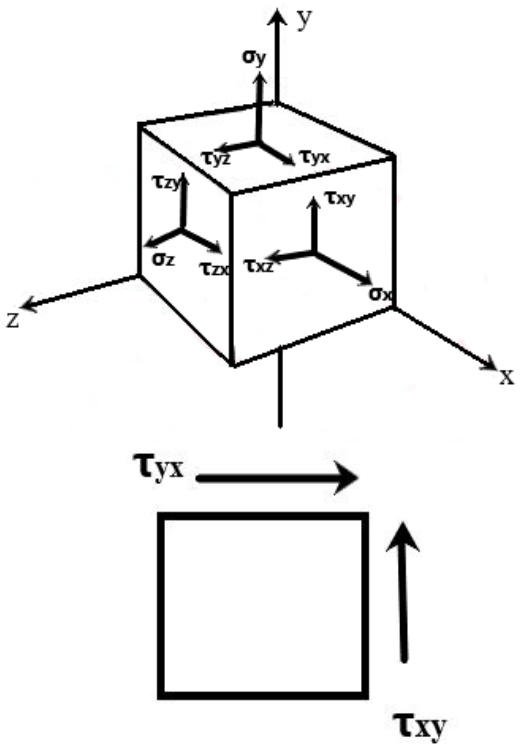
1. Çekme Gerilmesi: Cisme zıt yönlerde ve aynı doğrultuda birbirinden uzaklaşan kuvvetler uygulandığında ortaya çıkan gerilmedir. Kuvvet etki etmiş olduğu cisimde şekil değişimine neden olur ve uygulanan gerilim yönünde cismin boyunda

uzama meydana getirirken, eninde ise bir daralma oluşur. Çekme gerilmesi kaya mekaniğinde negatif (-) işaretli olarak alınır şekil 11b'de gösterilmektedir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

2. Basma Gerilmesi: Cisme zıt yönlerde ve aynı doğrultuda birbirine yaklaşan kuvvetler uygulandığında ortaya çıkan gerilmedir. Deformasyon gerilmesi olarak da bilinir. Kuvvet etki etmiş olduğu cisimde şekil değişimine neden olur. Cismin boyunda kısalma ve eninde genişlemeye sebep olur. Basma gerilmesi kaya mekaniğinde pozitif (+) işaretli olarak alınır şekil 11a'da gösterilmektedir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).
3. Kesme Gerilmesi: Cisim yüzeyine paralel, zıt yönlerde ve aynı doğrultuda etki eden kuvvetlerin oluşturduğu gerilmedir. Kayma ve ya makaslama gerilmesi olarak da bilinir. Cisimde şekil değişikliğine neden olur ve sağa doğru açısal bir yamulma görülür şekil 11c'de gösterilmektedir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).
4. Burulma Gerilmesi: Kuvvetler cismin içinde dönme oluşturacak şekilde farklı iki noktasından zıt yönlerde etki ettiğinde ortaya çıkan teğetsel gerilmeye denir şekil 11d'de gösterilmektedir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

Gerilme Bileşenleri

Çekme ve basma gerilmesindeki gibi eğer bir kuvvet etki ettiği yüzeye dik konumlanıyorsa buna normal gerilme (σ), kuvvet etki ettiği yüzeye paralel konumlanıyorsa buna kesme gerilmesi (τ) denir (Tuncay, 2012; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f). Yüzeye dik ve paralel olarak konumlanan bu bileşenleri görselleştirmek ve gerilmeyi matematiksel anlamda daha iyi ifade edebilmek için kartezyen koordinat sistemine yerleştirilmiş bir birim küp ele alınır ve bu birim küp üzerinden bileşenlerin tarifi yapılır (Şekil 12). Burada cismin her yerinde gerilmenin homojen ve yüzeyin tamamen dengede olduğu kabul edilmektedir. (Nalbant, 1996; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).



Şekil 12. Üst şekil birim küp üzerinde gerilme bileşenleridir (Nalbant, 1996'dan değiştirilerek alınmıştır). Alt şekil birbirine dik kesme gerilimi bileşenlerinin iki boyutta gösterimidir (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

Yüzeye dik konumlanan normal gerilimler; σ_x ,σ_y ,σ_z 'dir. Yüzeye paralel konumlanan kesme gerilimleri; τxy ,τxz, τyx, τyz, τzy, τzx 'dir. Kesme gerilmesindeki alt simgelerden ilki gerilmenin etki ettiği yüzeyi ikinci simge ise gerilmenin hangi yönde etki ettiğini gösterir. Örneğin τxy; buradaki kesme gerilimi +x düzleminde +y yönünde etki etmektedir (Nalbant, 1996; Alp, 2003; Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

Küpün altı yüzeyi vardır ve bunlardan her iki tanesi belli bir eksene dik konumlanmış doğrultuda bulunmaktadır. Hangi yüzey hangi eksene dik konumlanmış şekilde bulunuyorsa o eksenin adını almaktadır. Bu düzlemler + ve – değerler alır. Bunu belirlerken küpün orta noktası yani hacim merkezi temel alınır. Hacim merkezinin sağ tarafı (+x) düzlemi, sol tarafı (-x) düzlemini belirtir. Merkez noktasının üst tarafı (+y) düzlemi, alt tarafı (-y) düzlemini belirtir. Son olarak merkez noktasının ön yüzeyi (+z) düzlemi, arka yüzeyi (-z) düzlemini belirtmektedir. Gerilme tensörü matris görünümüne sahiptir ve tüm gerilme bileşenleri bir matris üzerinde Şekil 13'de gösterilmiştir.

$$[\sigma] = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{xy} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

Şekil 13. Gerilme bileşenlerinin matris ortamında gösterimi (Tuncay, 2012)

Bir noktadaki gerilme dokuz bileşen üzerinden değerlendirilir. Fakat gerilmenin altı bileşen üzerinden değerlendirilmesi yeterli olacaktır. Bunun nedeni aynı alt simgeye sahip olan kesme bileşenlerinin birbirine dik olacak şekilde konumlanmış olmasıdır. Cismin dengede kalabilmesi için birbirine dik etki eden gerilmelerin eşit büyüklüğe sahip olması gerekir. Bu durumda $\tau_{xy}= \tau_{yx}$, $\tau_{xz}=\tau_{zx}$ ve $\tau_{yz} = \tau_{zy}$ olur. Bu eşitlik bozulursa cismin dengede kalma durumuda bozulmuş olur ve cismin büyük değere sahip kesme gerilmesi yönünde dönmeye başladığı gözlemlenir. Normal gerilmeler (σ) + ve – değerlerle ifade edilir. Burada + değerler basma gerilmesini ifade ederken – değerler çekme gerilmesi için kullanılır. Kesme geriliminde ise bileşenin ait olduğu yüzey ile yöne bakılır. Bir bileşen + yüzey üzerinde + yönde ya da – yüzey üzerinde - yönde etki ediyorsa kesme gerilimi pozitif ($+\tau$) değer alır. Bir bileşen + yüzey üzerinde – yönde etki ediyorsa kesme gerilmesi negatif ($-\tau$) değer almaktadır. Sonuç olarak σ_x ,σ_y ,σ_z ve τ_{xy}, τ_{xz}, τ_{yz} bileşenleri biliniyorsa bir noktadaki gerilme durumu belirlenebilmektedir (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

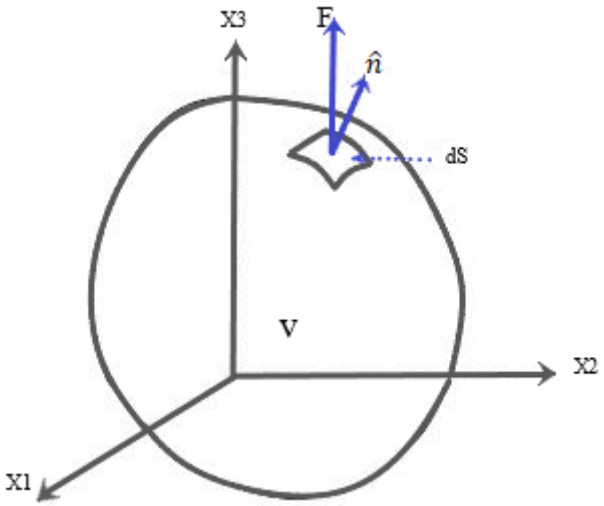
Gerilme Tensörü Hesaplaması

Gerilme tensörü, bir cismin yüzeyine etki eden gerilmeler olarak tanımlanır. Şekil 14'de gerilme tensörü kare matris şeklinde gösterilmektedir.

$$[\sigma] = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

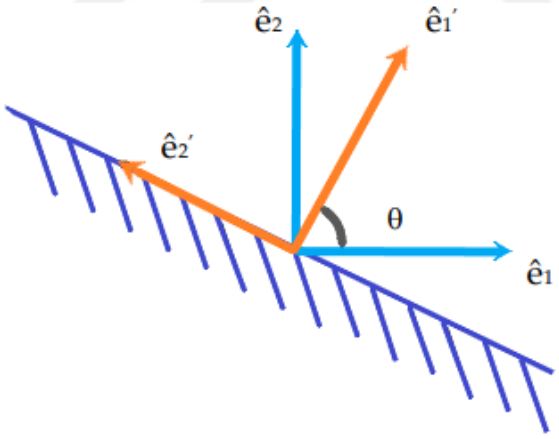
Şekil 14. Gerilme tensörü bileşenleri(Tuncay, 2012)

Bir cisim üzerine etkiyen iki farklı kuvvet bulunur. Bunlardan ilki cisim kuvveti olup, hacimle doğru orantılı olacak şekilde cismin içerisinde etkili olan kuvvettir. İkincisi yüzey kuvvetidir ve hacimle doğru orantılı olacak şekilde cismin yüzeyinde etkili olan kuvvettir. Şekil 15'de bir cisme etki eden yüzey kuvveti gösterilmiştir. Burada cisim V hacimli ve S yüzeylidir (Stein ve Wysession, 1991; Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Kılıç, 2003; Baykal, 2006; Yılmazer, 2009; Şen, 2010; Demirci, 2013).



Şekil 15. V hacimli cisme etki eden yüzey kuvveti. F: yüzey kuvveti, dS: birim alan, nˆ: birim alanın normal vektörü (Stein ve Wysession, 1991)

Yüzey kuvveti şekil 14'de verilen gerilme tensörüne gerilme eksenleri yönünde etki eder. Fakat tektonik birimlerin yüzeyine etki eden gerilme tensörü hesaplanmak istendiğinde asal gerilme eksenlerine döndürme işlemi uygulanarak yeni bir gerilme tensörü hesaplanması gerekir böylece döndürme işlemiyle yüzeyi etkileyen kuvvetler gerilme tensörü ile aynı yönde olmuş olacaktır (Stein ve Wysession, 1991; Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Kılıç, 2003; Baykal, 2006; Yılmazer, 2009; Şen, 2010 ve Demirci, 2013).



Şekil 16. Asal gerilme eksenlerinin döndürülmesi ile oluşturulan yeni koordinat sistemi (Ökeler 2003'ten değiştirilerek alınmıştır.)

Tüm döndürme işlemleri sonucunda gerilme tensörü yeni koordinat sistemine göre düzenlenmiş şekilde aşağıdaki formda ortaya çıkarılır (Ergin, 1999; Stein ve Wysession, 2002; Ökeler, 2003; Kılıç, 2003; Baykal, 2006; Yılmazer, 2009; Şen, 2010 ve Demirci, 2013).

$$\sigma' = \begin{bmatrix} \sigma 1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma 2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma 3 \end{bmatrix}$$

Döndürme işleminde kullanılan açılar Euler açıları olup gerilme tensörü, coğrafi koordinatların Euler denklemleri kullanılarak döndürülmesi sonucu bulunur. Fay düzlemi kendi normal vektörü (n) ile sembolize edilir ve fay düzlemi üzerinde oluşan kayma teğetsel gerilmeye paralel duruma gelir (Stein ve Wysession, 1991; Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Kılıç, 2003; Baykal, 2006; Yılmazer, 2009; Şen, 2010; Demirci, 2013).

Yapılan gerilme tensör analiz işlemi sonucunda üç asal gerilme ekseni olan ($\sigma 1$) en büyük sıkışma, ($\sigma 2$) orta sıkışma, ($\sigma 3$) en küçük sıkışma kullanılarak, R şekil (gerilme) oranı bulunmaktadır (Stein ve Wysession, 1991; Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Kılıç, 2003; Baykal, 2006; Yılmazer, 2009; Şen, 2010; Demirci, 2013). Gerilme oranı bir bölgede etkili olan tektonik rejimin belirlenmesini sağlamaktadır.

Gerilme oranı; $R=\frac{(\sigma 2-\sigma 1)}{(\sigma 3-\sigma 1)}$ formülü ile ifade edilmektedir.

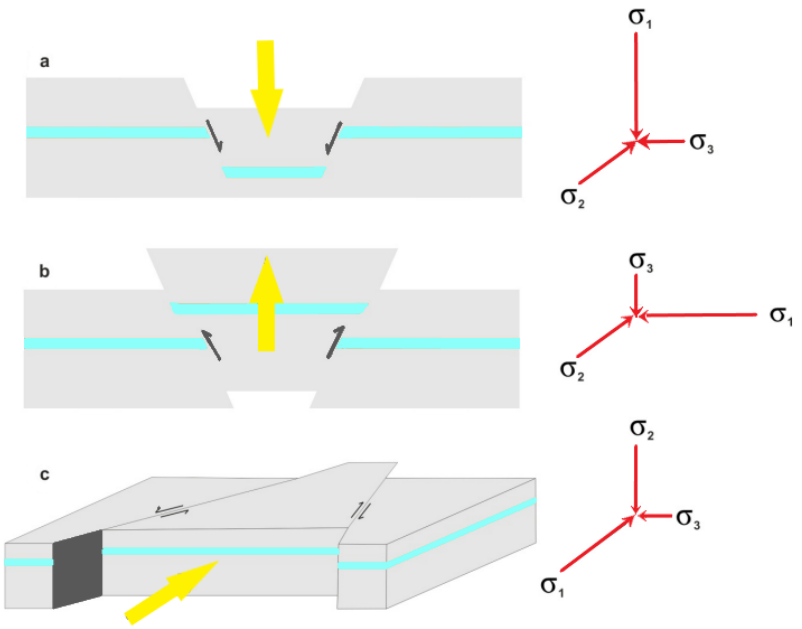
Gerilme oranı $0 < R < 1$ arasında değer almaktadır (Christova ve Tspanos, 2000). Eğer fay düzlemi geometrisi $R < 0$ veya $R > 1$ olursa, o zaman varsayılan asal gerilme yönleri muhtemelen fay üzerinde gözlemlenen kaymayı oluşturamaz. R değerine göre tektonik rejim sınıflaması Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2. Gerime Oranı (R) Değerine Göre Gerilme Rejiminin ve Faylanma Türünün Belirlenmesi (Christova ve Tsapanos, 2000)

Gerilme Oranı (R)	Rejim	
R= 0	**$\sigma 1 = \sigma 2$**	**→ Tek eksenli açılma rejimi**
R= 0.5	**$\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$**	**→ Tam makaslama rejimi**
R= 1	**$\sigma 2 = \sigma 3$**	**→ Tek eksenli sıkışma rejimi**

Faylanma Türü	İsim
R = 0.5	**Doğrultu atımlı faylanma**
R > 0.5	**Ters Faylanma**
R < 0.5	**Normal Faylanma**

Üç asal gerilme ekseni $\sigma 1, \sigma 2\ ve\ \sigma 3$'ün yatay veya düşeyde yer alması durumunda bölgedeki baskın faylanma türü belirlenebilir. $\sigma 1$ düşey $\sigma 2\ ve\ \sigma 3$ yatay yönde durması normal faylanma , $\sigma 3$ düşey $\sigma 1\ ve\ \sigma 2$ yatay yönde durması ters faylama ve son olarak $\sigma 2$ düşey $\sigma 1\ ve\ \sigma 3$ yatay yönde durması doğrultu atımlı faylanma türünü göstermektedir (Şekil 17) (Demirci, 2013).



Şekil 17. Asal gerilme eksenlerinin konumuna göre faylanma türleri. a. Normal fay b. Ters fay c. Doğrultu atımlı fay (Demirci, 2013'ten değiştirilerek alınmıştır)

Ayrıca asal gerilme eksenlerinin dalım açılarını kullanarak bir bölgede hâkim tektonik rejim ve genel faylanma doğrultuları belirlenebilir (Tablo 3) (Yılmazer, 2009).

Tablo 3. 'World Stress Map' Projesine Göre Üç Asal Gerilme Eksenin Dalım Değerlerine Göre Tektonik Rejim Sınıflaması (Yılmazer, 2009).

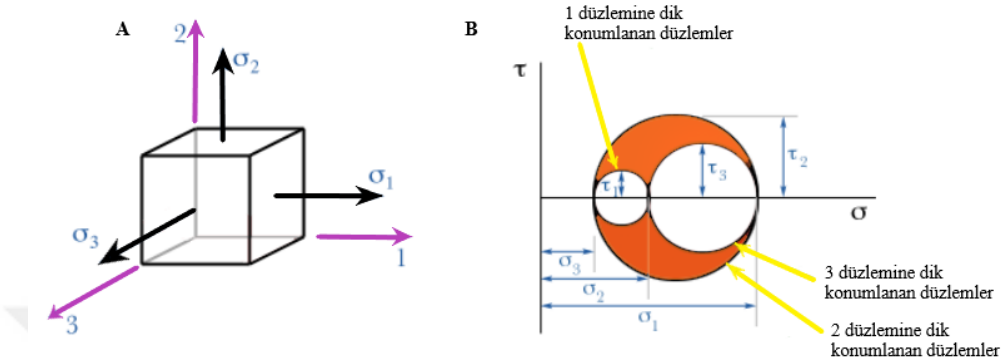
P/ σ1	B/ σ2	T/ σ3	Faylanma Rejimi	S_H -azimut
d > 52°		d < 35°	NF	σ2 azimutu
40° < d < 52°		d < 20°	NS	σ3 azimutu +90
d < 40°	d > 45°	d < 20°	SS	σ3 azimutu +90
d < 20	d > 45°	d < 40°	SS	σ1 azimutu
d < 20°		40° < d < 52°	TS	σ1 azimutu
d < 35°		d > 52°	TF	σ1 azimutu

NF: normal faylanma **NS:** doğrultu atım bileşenli normal faylanma **SS:** doğrultu atımlı faylanma **TS:** doğrultu atım bileşenli ters faylanma **TF:** ters faylanma

Asal Gerilme Eksenlerinin Mohr Çemberinde Gösterimi

Alman mühendis Otto Mohr tarafından ortaya çıkarılan, düzlemlerdeki gerilmelerin bir cisim üzerindeki herhangi bir noktada geometrik olarak gösterildiği şekle Mohr çemberi denir. Bir cisim üzerine etki eden kayma, çekme ve basma gerilmelerinin bileşkesinin hangi eksende etkin olduğunun bulunmasını, eğik yüzeylerdeki kayma gerilmeleri ve normal gerilmeleri veren formüllerin geometrik sistem üzerinde gösterilmesi Mohr çemberi yardımıyla yapılır (Korkut, 2017).

Gerilmeyi matematiksel olarak daha iyi ifade edebilmek için düzlemsel gerilme durumunu üç boyutlu kartezyen sistem üzerine yerleştirilen bir birim küpten yararlanarak anlatabiliriz (Şekil 18). Aynı şekilde üç boyutlu gerilmeyi tarif edebilmek için Mohr çemberinden de faydalanılmaktadır. Mohr çemberinde asal gerilmeleri çizerken sadece çemberin üzerinden değil çember içerisine düşen alandan da asal gerilme değerleri okunabilmektedir (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

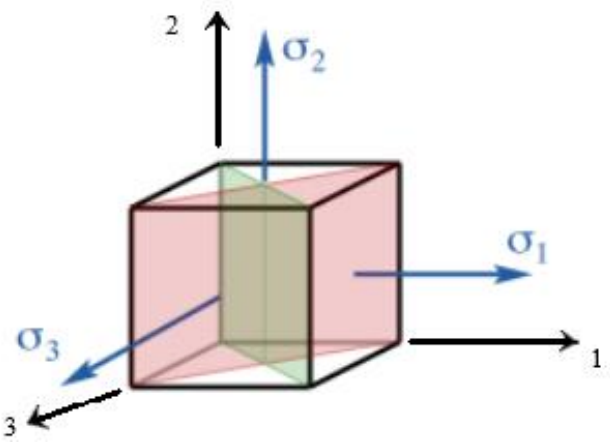


Şekil 18. a. Üç asal yönde çekme gerilimi etkisi altında bulunan birim küp b. Asal gerilmelerin Mohr çemberi üzerinde gösterimi ($\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$) (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f)

Mohr çemberinde eksenlerden biri normal gerilimi (σ) gösterirken diğer eksen kesme gerilimini (τ) göstermektedir. Çemberin gerilim eksenleriyle yaptığı kesim noktalarına bakarak asal gerilmeler çember üzerine yerleştirilir. En büyük asal gerilme σ_1 ile en küçük asal gerilme σ_3 arasına çemberin iç kısmına denk gelen σ_2 değeri yerleştirildiği için bu çember içerisine çizilen iki küçük daire ile gösterilir. Burada sadece normal gerilmelerin yerleştirilmesinin nedeni bütün kesme gerilmesinin sıfırlanmış olmasıdır. Birim küp içerisinde oluşacak en büyük kesme geriliminin değeri, Mohr çemberi üzerinde gerilim durumuna bağlı olarak çıkacak maksimum kesme gerilimi değeri hesaplanarak ortaya çıkarılabilir (Şekil 19 ve 20). τ_{max} değeri çemberin yarıçapına denk gelir böylece yarıçap değeri hesaplandığında maksimum kesme gerilimi değerine ulaşılmış olur. Çemberin çapı ise aşağıdaki denklem ile hesaplanmaktadır.

Çemberin yarıçapı = $\pm \frac{\sigma 1 - \sigma 3}{2} = \tau_{max}$ şeklinde bulunur.

Bu değerlerin $\pm$ tanımlanmasının nedeni çemberin hem üst hem alt orta noktasında maksimum kesme gerilmesinin bulunmasıdır. Bu maksimum kesme gerilimi σ_1 ve σ_3 'ün etki ettiği ama σ_2 'nin etki etmediği bir düzleme etki etmektedir. Bu durumda maksimum kesme geriliminin $\sigma 2$ doğrultusuna dik konumlanan düzlemlerde yer alacağını göstermektedir.



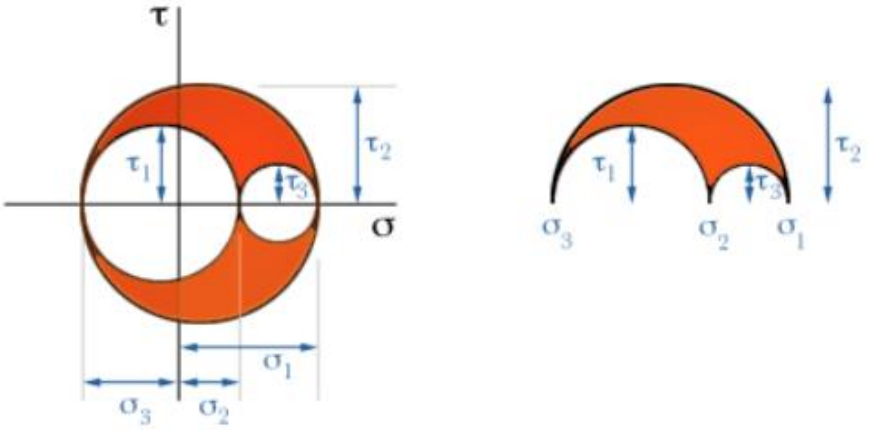
Şekil 19. τ_{max} etki ettiği yüzeyler (pembe ve yeşil ile gösterilmektedir). Maksimum kesme gerilim 2 yönüne dik konumlanmaktadır (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

Sonuç olarak 2 yönüne dik olan düzlemlerde yer aldığı için $\tau_{max} = \tau_2$ olarak ifade edilebilmektedir.

Buradan 1 ve 3 yönüne dik olan düzlemler için kesme gerilmesi değeri bulunur (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f).

$\rightarrow \tau_1 = \pm \frac{\sigma 2 - \sigma 3}{2}$ …….. 1 yönüne etki eden kesme gerilmesi değerinin verir.

$\rightarrow \tau_3 = \pm \frac{\sigma 1 - \sigma 2}{2}$ …….. 2 yönüne etki eden kesme gerilmesi değerini verir.



Şekil 20. Kesme gerilmelerinin mohr çemberi üzerinde gösterimi. Çemberin üst kısmı ile alt kısmı simetrik olduğu için bu şekilde de gösterimi yapılmaktadır (Çetin, 2013a, b, c, d, e, f)

Mohr-Coulomb Yenilme Kriteri

Zeminlerin kayma direncini tespit edebilmek için çok sayıda kırılma hipotezi bulunmaktadır. Coulomb (1776) ve Tresca (1864) kayma direncini matematiksel olarak ifade etmiş, Mohr (1900) ilk kırılma hipotezini ortaya çıkarmıştır. Bu hipotez en yaygın olarak kullanılan Mohr-Coulomb yenilme hipotezi olarak bilinmektedir. Bu hipoteze göre zeminlerde meydana gelen kayma direnci Coulomb sürtünme yasası ile açıklanmaktadır. Bu yasaya göre

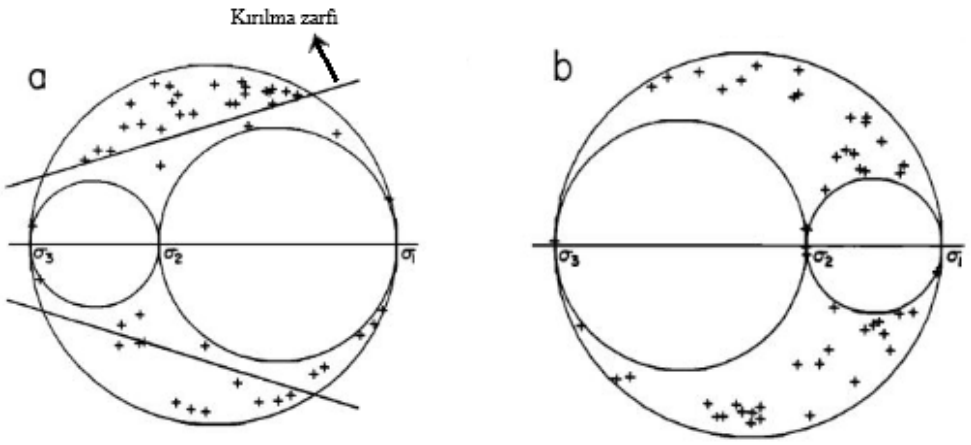
birbiri üzerinden kaydırılmaya çalışan iki zemin kütlesinin yüzey boyunca kayma hareketini gerçekleştirebilmesi için uygulanan T kesme kuvvetinin bloklar arasında oluşan sürtünme kuvvetini yenmesi şarttır. Mohr, malzemelerin yenilmesinin normal ve makaslama gerilmesinin en büyük değerinden ziyade bu gerilimlerin birleşimi ile olduğunu açıklamıştır. Malzeme üzerine uygulanan kayma gerilmesi kayma düzlemi üzerinde normal gerilmenin belli bir değerine ulaştığı anda yenilme olayı meydana gelmektedir (Nalbant, 1996; Keskin, 2007; Bayın, 2011; Tuncay, 2012; Geoteknik, 2021).

Birçok doğa biliminde kullanılan temel yöntemlerden biri de ters çözümdür. Jeofizik veri analizi farklı jeolojik modellerin oluşturulmasından ve bu modeller için hesaplanan teorik jeofizik verilerin gözlemlenen verilerle karşılaştırılmasından oluşur. Belirli model parametreleri için jeofizik verilerin sayısal modellemesine genellikle ileri problem denir ve ileriye dönük problem çözümü, belirli jeolojik yapılar için jeofiziksel verileri tahmin etmeyi sağlar. Gözlenen verilerden bazı fiziksel, jeofizik veya ilgili ortamın parametrelerini yeniden oluşturma yöntemine ters çözüm denir (Zhdanov, 2001). Başka bir değişle ters çözüm jeofiziksel verileri kullanarak bir yer altı modeli oluşturmak ve bu modelle ilgili olarak hem geometrik hem fiziksel parametrelerin kestirilmesidir (Şenkaya, 2019). Ters çözüm yaparken oluşturulan modele ait parametreler doğrudan belirlenirse bu duruma doğrusal ters çözüm ve işlem boyunca süren her döngüye yineleme denir. Gözlemsel veri sonuçları ile oluşturulan bir referans model kullanılarak elde edilen deneysel veri sonuçları arasındaki farkları en aza indirerek modeli iyileştirmeyi amaçlayan yinelemeli bir süreç olarak formüle edilir (Tekkeli, 2013; Yas ve Aşçı, 2017). Ters çözüm işlemi gerilme analizlerinde de yaygın olarak kullanılmaktadır.

Mohr daireleri herhangi bir gerilim tensörü uygulaması altında belirli bir düzlemde normal ve kayma gerilimlerinin büyüklüklerini gösteren geometrik yapılardır. Gerilme ters çözüm yöntemi sonucu elde edilen üç asal gerilim yönü ve R gerilme oranı kullanılarak bir Mohr diyagramı oluşturulur (Gephart ve Forsyth, 1984).

Michael (1987) faylanma için kırılma kriterini kullanma olasılığından bahsetmiştir. Bu yaklaşım, gerilme alanındaki iki düğüm düzleminin yönelimlerini analiz eden ve düğüm düzlemlerinden hangisinin daha kararsız ve dolayısıyla kayma faylanmasına daha duyarlı olduğunu bulan Lund ve Slunga (1999) tarafından daha da detaylandırılmıştır. Bu modellerde amaç gerilme tensör analiz sonuçlarının tutarlılığını uygun bir yenilme kriteri ile incelemektir. Mohr çemberi üç ana gerilme yönünden ve bir R değerinden oluşturulmaktadır. Uzaydaki tüm düzlemlerin kutupları noktalar halinde çizilir. Her kutbun konumu, ilgili düzlemdeki normal gerilme (r) ve kayma gerilmesi (τ)' yu ve her artı işareti, bir kutbun üç ana gerilme yönüne göre

bir fay düzlemine yönelimini göstermektedir. Şekil 21a'da dairenin sol üst kısmındaki yüksek kutup yoğunluğuna sahip alanın kenarı boyunca incelenerek basit bir varsayımsal kayma (yenilme) zarfı çizilmiştir (Gephart ve Forsyth, 1984).



Şekil 21. İki gerilme modeli için Mohr diyagramları (Gephart ve Forsyth, 1984)

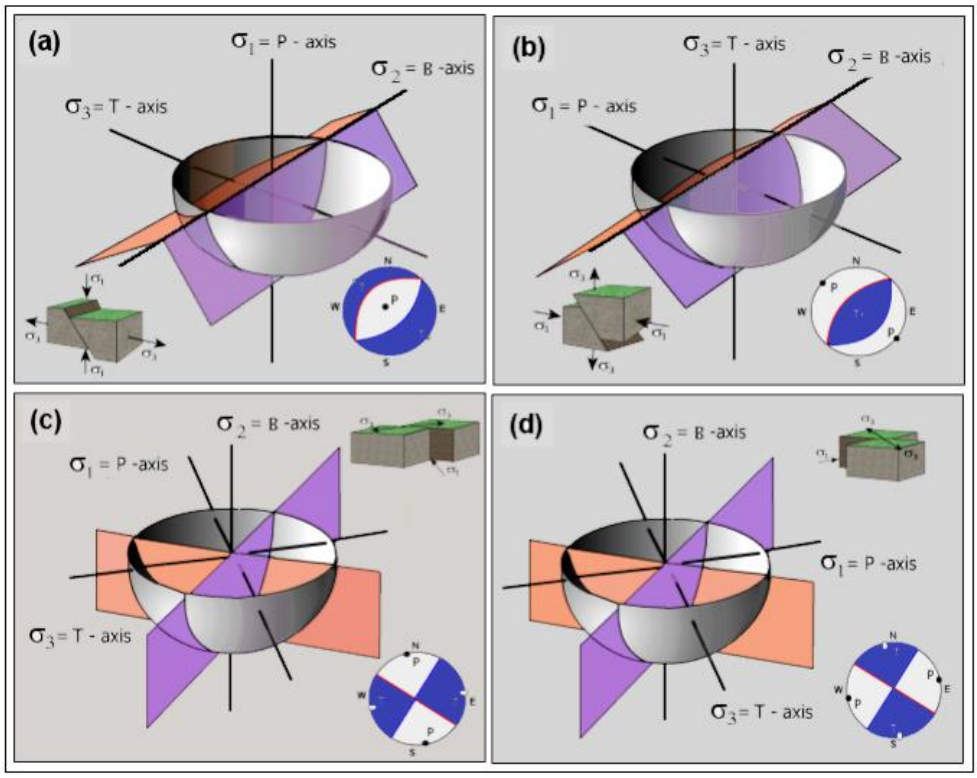
Gephart ve Forsyth (1984) tarafından sunulan Mohr diyagramı örneğinde siyah artılar ile gösterilen fay kutupları kırılma zarfının üzerinde ve ya üstünde yoğunlaştığında Mohr-Coulomb kırılma kriteri geçerlilik alanında olduğunu ve bununda kaymanın büyük olasılıkla yüksek kesme gerilimi ve düşük normal gerilim düzlemlerinde yani kutupların Mohr diyagramındaki büyük dairenin üst ve alt sol kenarına yakın çizilen düzlemlerde meydana geleceğini gösterir. Ayrıca ana gerilme yöneliminin ve büyüklülerinin çalışma alanındaki fayları yeniden etkinleştirmek için yeterli olacağının göstergesidir (Gephart ve Forsyth, 1984; Hachem ve Obaidi, 2018).

En iyi sonuç için fay düzlemine etki eden gerilmeler uygun bir kırılma kriteri ile tutarlılık sağlaması amacıyla incelenir. Uygun kırılma kriteri ile tutarlı olan fay düzlemleri büyük dairenin üst ve alt sol kenarına yakın çizilen kutuplara sahip olmalıdır. Şekil 21a'da fay düzlemlerinin dağılımı bu duruma yakındır. Fakat şekil 21b incelendiğinde kutupların çoğu diyagramın sağ tarafında nispeten küçük kayma gerilimi ve yüksek normal gerilime sahip fay düzlemleri ile gösterilmiştir. Fayların bu koşullar altında kayma olasılığı yoktur. Şekil 21b gerilmelerin muhtemelen iyi bir karakterizasyonu olmadığını gösterir.

Son olarak Mohr diyagramı fay düzlemlerinin mekânsal dağılımını temsil eder. Temel mekanik varsayım, uygulanan bir gerilim alanının, kayma gerilimlerinin sürtünme direncinin üstesinden gelmek için yeterince yüksek olduğu, uygun yönelimlere sahip önceden var olan fayları yeniden etkinleştirebileceğidir (Gephart ve Forsyth, 1984). Mohr diyagramında her bir fay veri noktası için normal gerilime karşı kayma geriliminin çizilmesi P-T diyagramlarının

yorumlanmasını geliştirmeye yardımcı olur. Ana gerilim yönelimleri göz önüne alındığında belirli fayların yeniden aktif duruma gelme olasılığını ölçmeye yardımcı olur (Zalohar ve Vrabec, 2007).

Gerilme bileşenleri ve P-T ekseni arasındaki ilişki Şekil 22'de gösterilmiştir.



Şekil 22. Asal gerilme eksenlerinin faylanma türüne göre konumu ve P-T eksenleri ile ilişkisi. (a) Normal faylanma, (b) Ters fay, (c) Sağ yönlü doğrultu atımlı fay, (d) Sol yönlü doğrultu atımlı faylanma (Yılmazer, 2009).

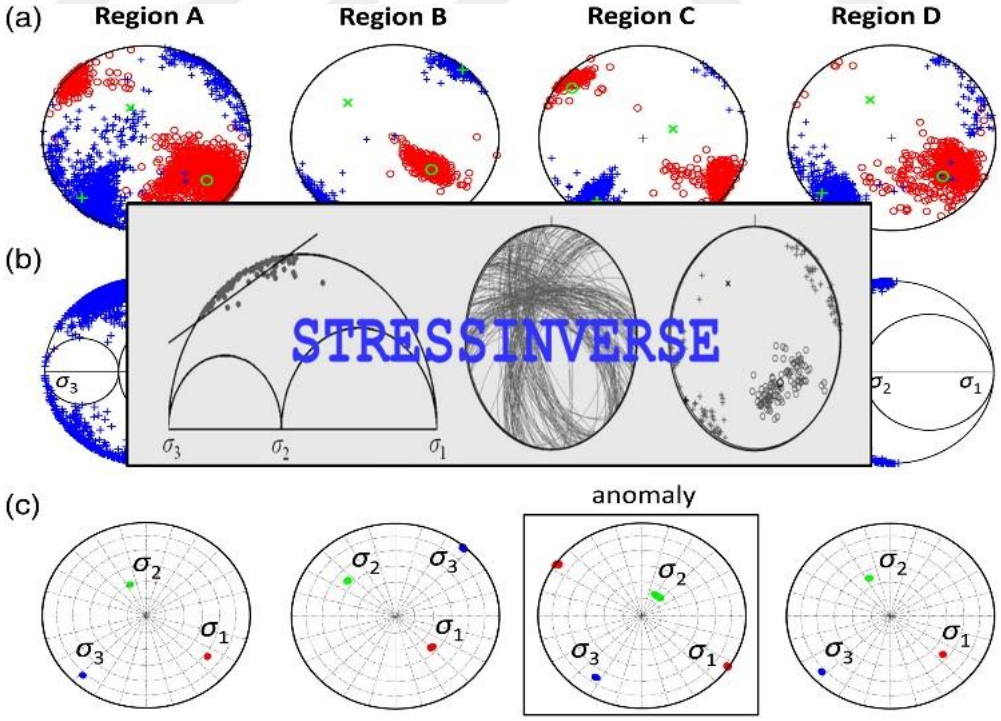
Stressinverse Yazılımı

Depremlerin odak mekanizması çözümlerini kullanarak bir bölgede etkili tektonik rejimi ortaya çıkarmak, yerel veya bölgesel gerilmeyi belirlemek mümkündür (Angelier, 1979; Gephart ve Forsyth, 1984; Michael, 1984; Gephart 1990a; b). Bunlar arasında en çok kullanılan yöntemlerden biri Michael (1984) ve Gephart ve Forsyth (1984) tarafından ortaya çıkarılmış olan gerilme tensör ters çözüm yöntemidir. Lund ve Slunga (1999) tarafından önerilen değişikliklerle geliştirilen yöntem oldukça hızlı ve doğrusal olup yinelemeli olarak çalışır (Vavrycuk, 2014; Carvalho vd 2020). Michael (1984) yöntemine göre fayların odak mekanizması verilerinin (doğrultu, eğim, atım vb.) iyi bilinmesi gerekir. Bu yöntemde fay oryantasyon verileri yanlış kullanılırsa gerilme tensör analiz sonuçlarının doğruluk oranı azalır. Michael (1984) yöntemi üzerine bir dizi sayısal test yapmış ve özellikle şekil oranı (R) değerinde bozulmalar tespit etmiştir. Bu durumdan dolayı sonuca güvenli bir şekilde ulaşmak

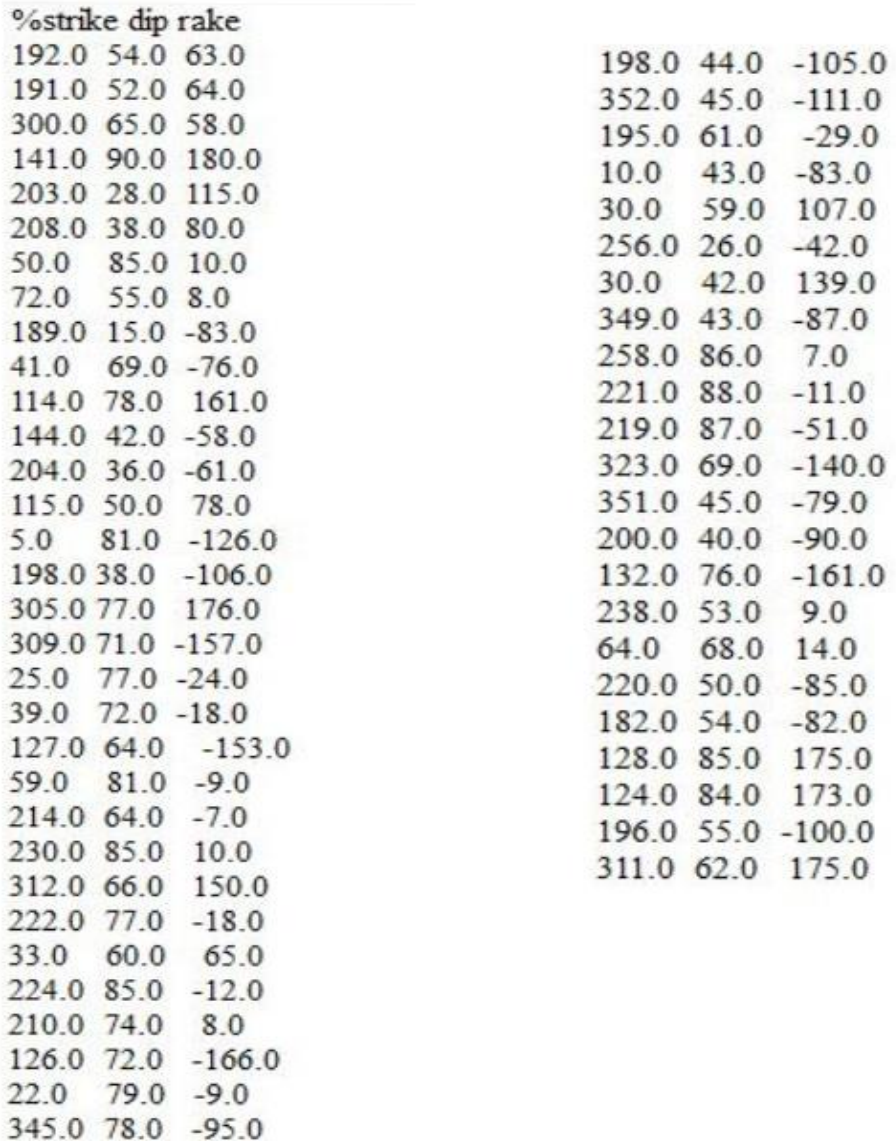
için düğüm düzlemlerinden fay düzlemleri seçilerek yeniden örnekleme yöntemi kullanılır (Delvaux ve Barth, 2010; Vavrycuk, 2014). Michael yöntemi herhangi bir kısıtlama yapılmadan ve fay düzlemlerinin oryantasyon verileri olmadan standart bir şekilde uygulanır. Ana gerilme eksenlerinin yönleri ve şekil oranı bulunup, bu veriler ters çözümü yapılmış tüm odak mekanizmaları için düğüm düzlemlerinin kararsızlığını değerlendirmede kullanılır. Fay düzlemleri daha kararsız olan düğüm düzlemleri olarak bilinmektedir. İlk yinelemede bulunan fay düzlemi verileri Michael metodu tekrar kullanılarak gerçekleştirilen ikinci yinelemede kullanılır. Gerilme güvenilir uygun değere yaklaşana kadar bu işlem devam ettirilir (Vavrycuk, 2014).

Bu çalışmada gerilme tensör analizi hesaplaması için Michael (1984) yöntemini temel alan Vavrycuk (2014) tarafından geliştirilen ve Matlab tabanında çalışan, Stressinverse programı kullanılmıştır (Şekil 23). Program sayesinde gerilim tensörünün dört ana bileşeni olan en büyük gerilme σ1, orta gerilme σ2, en küçük gerilme σ3 ve faylanma tipini karakterize eden şekil parametresi R değeri hesaplanabilmektedir.

Stressinverse programı (Vavrycuk, 2014) kullanılmaya başlamadan önce incelemesi yapılan bölgede meydana gelen depremlere ait odak mekanizması çözümleri (doğrultu, eğim, kayma) kullanılarak bir '.dat' dosyası oluşturulur (Şekil 24).



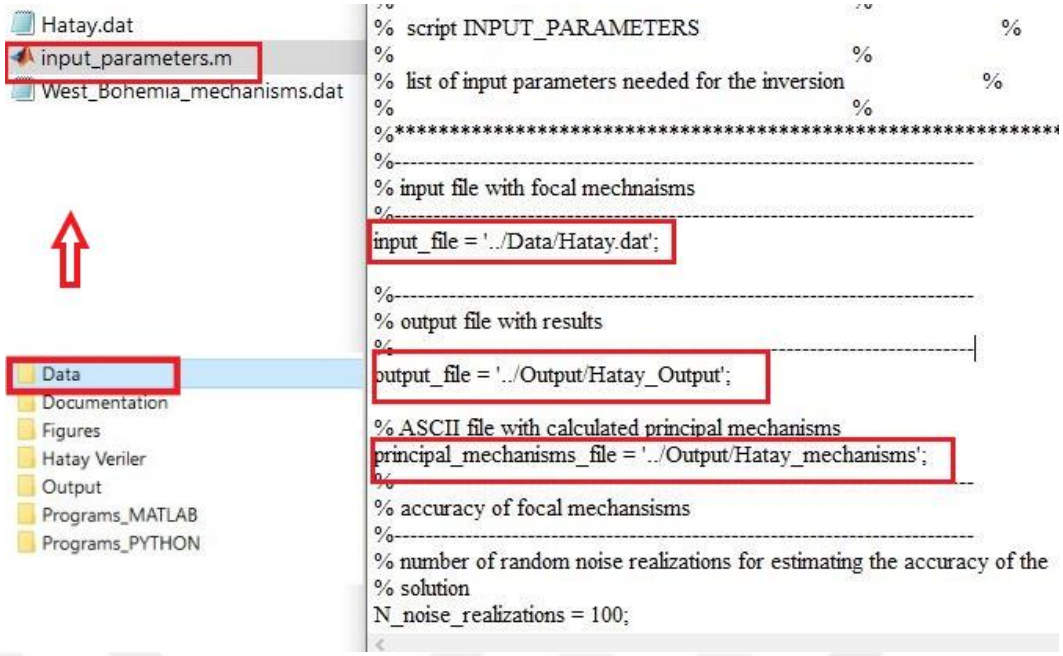
Şekil 23. Stressinverse 1.3 programı (Vavrycuk 2014; 2021)



```
%strike dip rake
192.0  54.0  63.0
191.0  52.0  64.0
300.0  65.0  58.0
141.0  90.0  180.0
203.0  28.0  115.0
208.0  38.0  80.0
50.0   85.0  10.0
72.0   55.0  8.0
189.0  15.0  -83.0
41.0   69.0  -76.0
114.0  78.0  161.0
144.0  42.0  -58.0
204.0  36.0  -61.0
115.0  50.0  78.0
5.0    81.0  -126.0
198.0  38.0  -106.0
305.0  77.0  176.0
309.0  71.0  -157.0
25.0   77.0  -24.0
39.0   72.0  -18.0
127.0  64.0  -153.0
59.0   81.0  -9.0
214.0  64.0  -7.0
230.0  85.0  10.0
312.0  66.0  150.0
222.0  77.0  -18.0
33.0   60.0  65.0
224.0  85.0  -12.0
210.0  74.0  8.0
126.0  72.0  -166.0
22.0   79.0  -9.0
345.0  78.0  -95.0
198.0  44.0  -105.0
352.0  45.0  -111.0
195.0  61.0  -29.0
10.0   43.0  -83.0
30.0   59.0  107.0
256.0  26.0  -42.0
30.0   42.0  139.0
349.0  43.0  -87.0
258.0  86.0  7.0
221.0  88.0  -11.0
219.0  87.0  -51.0
323.0  69.0  -140.0
351.0  45.0  -79.0
200.0  40.0  -90.0
132.0  76.0  -161.0
238.0  53.0  9.0
64.0   68.0  14.0
220.0  50.0  -85.0
182.0  54.0  -82.0
128.0  85.0  175.0
124.0  84.0  173.0
196.0  55.0  -100.0
311.0  62.0  175.0
```

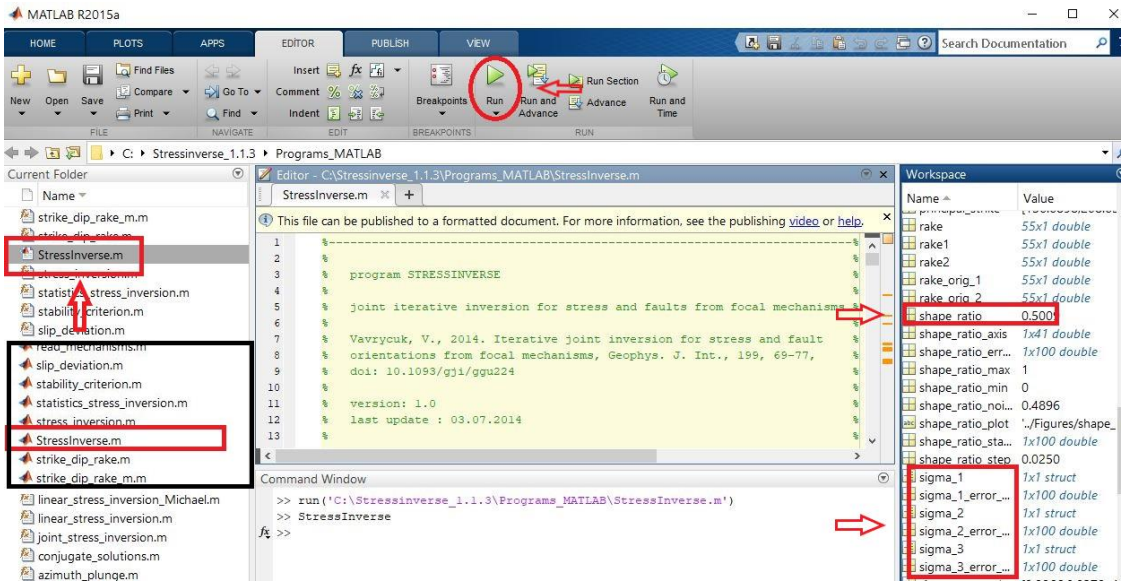
Şekil 24. Çalışma alanına ait depremlerin odak mekanizma çözümlerinden oluşturulan '.dat' dosyası

Oluşturulan bu dosya stressinverse programı içerisinde bulunan veri klasörüne kopyalandıktan sonra şekil 25'te görüldüğü gibi ' input_ parameters. m ' adlı komut dosyasında tanımlanır.

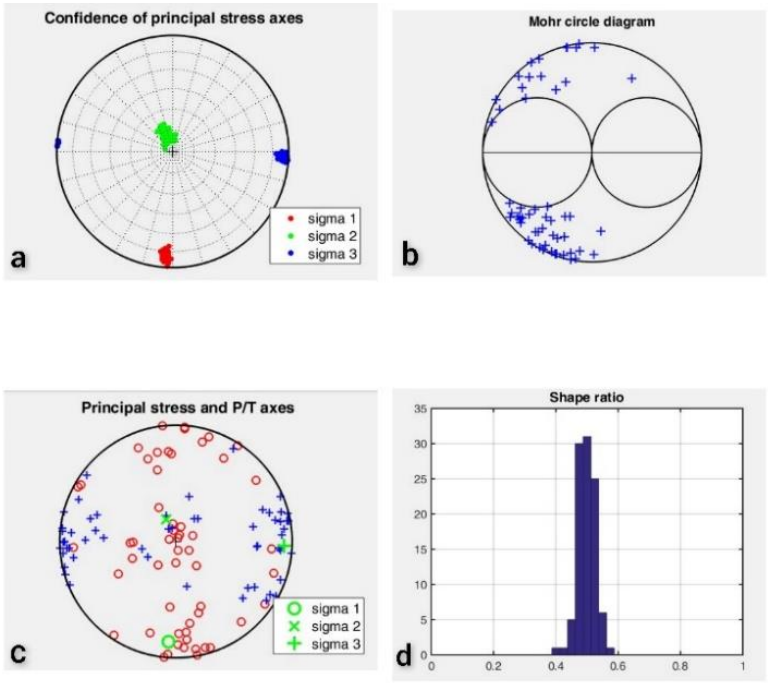


Şekil 25. Girdi doyasının input_parameters.m adlı komut dosyasına tanımlanması

Gerilme ters çözümü 'Programs_MATLAB' dizininde saklanan Stressinverse.m adlı bir komut dosyası tarafından çalıştırılır. Şekil 26'da komut dosyasını çalıştırdıktan sonra açılan matlab programının ana ekranı görülmektedir. Programı çalıştırıldıktan sonra sırasıyla asal gerilme eksenlerinin yönlerini, Mohr dairesi diyagramını, asal gerilme eksenleri ve P-T eksenlerinin yönlerini ve şekil oranını gösteren tablolar elde edilir. Ayrıca asal gerilme eksenleri σ1 ,σ2, σ3 azimut ve dalım değerleri ile şekil oranı (R) değeri sonuçlarına yine şekil 27'de gösterilen ekranın sağ bölümündeki alandan ulaşılmaktadır.



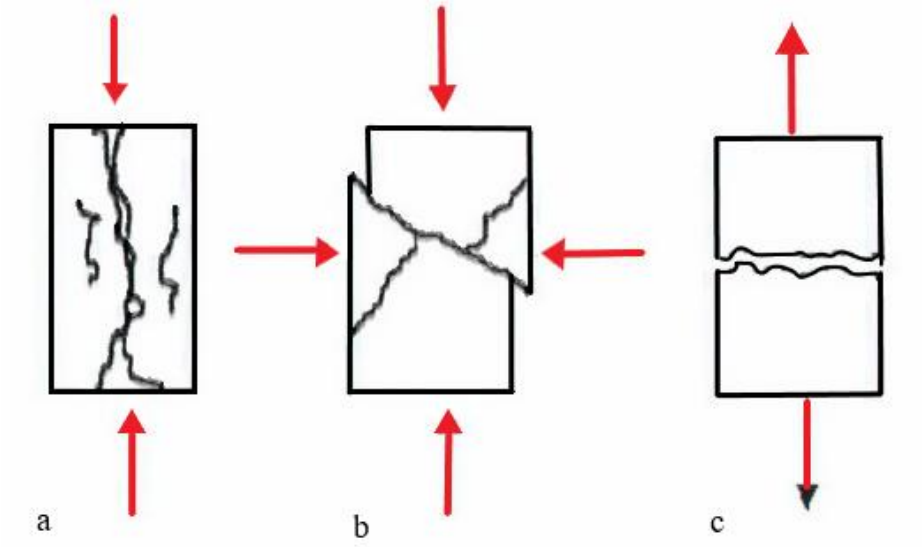
Şekil 26. Matlab ana ekran sayfasında stressinverse programının çalıştırılması



Şekil 27. Odak mekanizması çözümlerimden elde edilen gerilme tensör analiz sonuçlarını gösteren şekiller. **a)** asal gerilme eksenlerinin yönleri **b)** Mohr dairesi diyagramı **c)**asal gerilme eksenleri ile P-T eksenlerinin yönleri **d)** Şekil oranı (R) (Vavrycuk 2014)

Coulomb Gerilme Analizi

Coulomb kırılma kriterini daha iyi anlamak için öncelikle kayma kırılması ile kırılma olayının doğası ve özelliklerini kavramak oldukça önemlidir. Çeşitli kırılma türleri mevcuttur ve bunlar Şekil 28'de gösterilmektedir.



Şekil 28. Laboratuvar deneyleriyle elde edilen kırılma çeşitleri a) Basınç gerilmesi uygulandığında ortaya çıkan kırılma b) Çevre basıncı uygulandığında ortaya çıkan kırılma c) Çekme kuvveti uygulandığında ortaya çıkan kırılmadır ve yüzeyler birbirinden kayma olayı gerçekleşmeden ayrılır (Nalbant, 1996)

Şekil 28a'da tek yönlü basınç kuvveti silindirik kayaç örneğine alt ve üst noktalarından uygulandığında düzensiz boyuna kırılmalar meydana gelir. Şekil 28b'de kayaç örneğine çevre basıncı ($\sigma 2$) uygulandığında düzenli bir kırılma meydana gelir ve basınç kuvveti ($\sigma 1$) ile 45° 'den daha az bir açı yapan düzgün görünümlü tek kayma yüzeyi ortaya çıkar ve bu durum kayma kırılması olarak adlandırılır. Böylece kırılma yüzeyi boyunca kaymaya bağlı olarak yer değiştirme (atım) meydana gelir. Sonuç olarak yeryüzünde oluşan kırılma ve faylanmalarda kayma kırılması olayına benzemektedir (Nalbant, 1996; Alp, 2003). Şekil 28c'de kayaç örneğine çekme kuvveti uygulandığında yüzeyler birbirinden kayma olayı gerçekleşmeden ayrılır (Nalbant, 1996; Alp, 2003).

Deprem olduğunda yaşanan deformasyonun şekli ve kayaların direnci, deformasyonun hızıyla yakından ilgilidir. Çok hızlı deformasyon uzun mesafelerde kırılma, çok yavaş deformasyon ise dar alanda yamulma meydana getirir. Kayalar hızlı deformasyona kırılarak, yavaş deformasyona yamularak cevap verir. Her kaya cevabı değişik miktarlarda verir çünkü bu kayaçlar içerisindeki minerallerin sistemleri değişik çalışır. Örneğin granit, gabro ve bazalta oranla daha hızlı deforme olur (Şengör, 2017a; b).

Coulomb Kırılma Kriteri

Deprem kaotik bir kırılma olayıdır. Deprem yerin kilometrelerce derinliklerinde olduğundan ve kırılma yerin derinliklerinde gerçekleştiğinden dolayı kırılmanın ne zaman ya da nasıl olacağı hakkında kesin bir bilgi verilemez. Fakat hangi bölgelerde deprem olma ihtimalinin arttığı konusunda tahminler yapılabilir. Faylarda bir kırılma oluştuğunda deprem meydana gelir ve bu depremden yayılan enerji dalgalar halinde yayılarak hareket eder. Deprem olan bölgeye yakın ve üzerinde gerilme biriktirmiş kırılmaya yatkın bir fay varsa bu deprem sonucunda tetiklenebilir ve deprem üretebilir (Şengör, 2017a; b). Bu gerilme farklılığı ise yarı sonsuz uzaydaki dikdörtgen düzlemler üzerinde oluştuğu düşünülen yer değiştirme tekniği ile bulunabilir (Okada, 1992). Yakın bölgelerdeki depremlerin birbirlerini tetikleyebilmesi için o bölgede 0.5 barlık gerilme artışının olması gerektiği düşünülmektedir (King vd 1994). Türkiye gibi aktif bir kuşakta her depremin bir diğer depremi tetikleme potansiyeli bulunmaktadır (Şengör, 2017a; b; Şengör vd 2020).

Tektonik açıdan aktif bölgelerde gerilme bölgelerinin araştırılması neticesinde büyük bir tektonik aktivitenin etrafındaki zayıflık zonları üzerinde yarattığı etkinin araştırılması ve deprem olma ihtimali artan ya da azalan bölgelerin belirlenmesi için kullanılan en yaygın yöntemlerden biri Coulomb kırılma kriteridir (King vd 1994; Toda ve Stein, 2003; Toda vd 2005). Kırılma olayı Coulomb tarafından 1773 yılında açıklanmış ve formülize edilmiştir. Bu kırılma kriteri deprem olayını açıklamak için kayma gerilmesi (τ) kavramını kullanmaktadır.

Kayma gerilmesini azaltacak yönde etkiyen ve kırılmayı engellemeye çalışan kuvvet ise düzleme etkiyen normal kuvvet (σ) ile içsel sürtünme katsayısının çarpımıdır (Nalbant, 1996).

Bazı araştırmacılar (Hubbert ve Rubey, 1959) boşluk suyu basıncının (p) kırılmadaki önemini keşfetmiş ve ters faylanma örnekleri üzerinden açıklamaya çalışmışlardır. Boşluk suyu basıncının da bu formüle dâhil edilmesiyle Coulomb kırılma kriteri (gerilmesi) aşağıdaki bağıntıyla açıklanmıştır;

$$\rightarrow \sigma_f \geq S_0 = |\tau| - \mu\,(\ \sigma\text{-}p\ )$$

S_0: kohezyon

σ_f: Coulomb gerilmesi

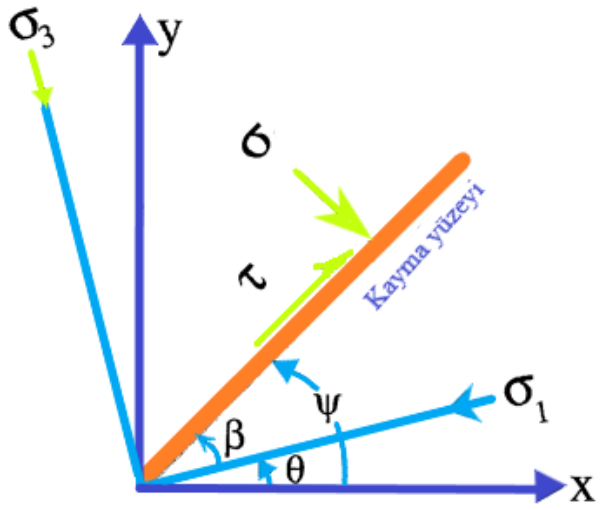
τ :yenilme düzleminde bulunan kayma gerilmesi,

μ :sürtünme katsayısı,

σ :normal gerilme,

p: boşluk suyu basıncı (gözenek sıvı basıncı) ifade etmektedir.

Coulomb gerilmesi, kohezyona eşit ve ya büyük olduğunda kırılma gerçekleşir. Boşluk suyu basıncı kayma yüzeyine etkiyen normal gerilmeyi azaltacak doğrultuda etki eder ve böylece kırılma kolaylaşır. τ' nun mutlak değerle ifade edilme nedeni bir düzlem üzerinde oluşan gerilme incelenirken kayma potansiyelinin sağ ya da sol yanal olup olmadığına bağlı olarak negatif ya da pozitif değerler almasından kaynaklanmaktadır (Şekil 29) (Nalbant, 1996; Alp, 2003; Budakoğlu, 2017).

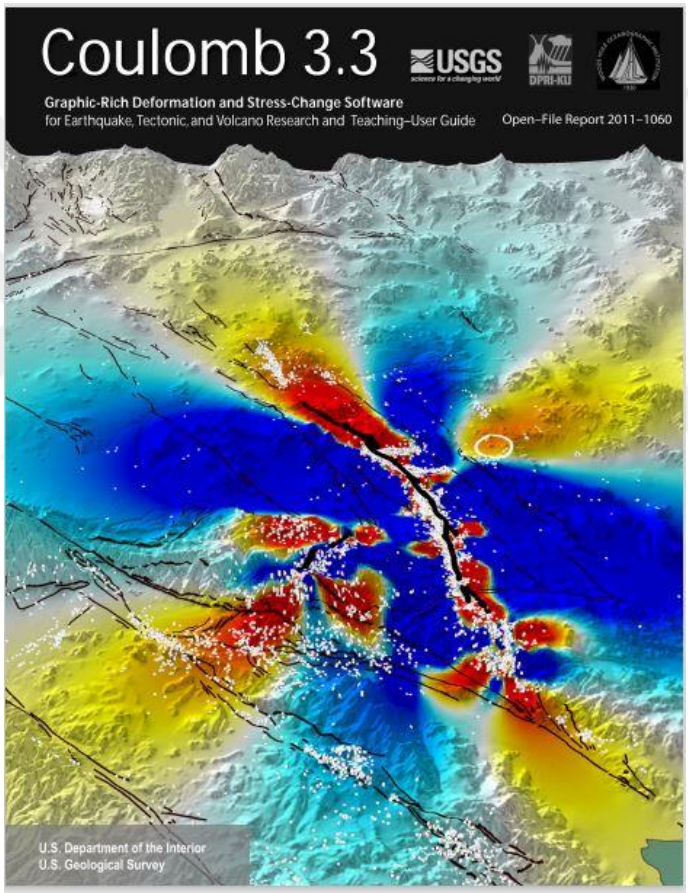


Şekil 29. Koordinat sisteminde optimum kayma yüzeyleri üzerinde Coulomb gerilmesinin hesaplanması. En büyük ve en küçük asal gerilme bileşenleri (σ1 ve σ3). Basma gerilmesi ve sağ yanal kayma gerilmesi kayma düzlemi üzerinde pozitif alınır (King vd 1994)

Sonuç olarak σ_f değeri pozitif bir yönde gerilme değişimi sergiliyorsa bu durum fayın kırılmaya yaklaştığını negatif yönde bir gerilme değişimi gösteriyorsa fayın kırılmadan uzaklaştığını gösterir (Nalbant, 1996).

Coulomb Yazılımı

Tektonik açıdan aktif bölgelerde yaşanan depremler sonucunda meydana gelen gerilme farklılıkları riskli alanların belirlenmesi için önemlidir. Bu amaçla Coulomb gerilme analizi en etkili araçlardan biri olarak yer bilimciler tarafından kullanılmaktadır. Coulomb gerilme değişimini hesaplamak için bu tez çalışmasında Coulomb 3.3 programı kullanılmıştır (Şekil 30) (Lin ve Stein, 2004; Toda vd 2005).



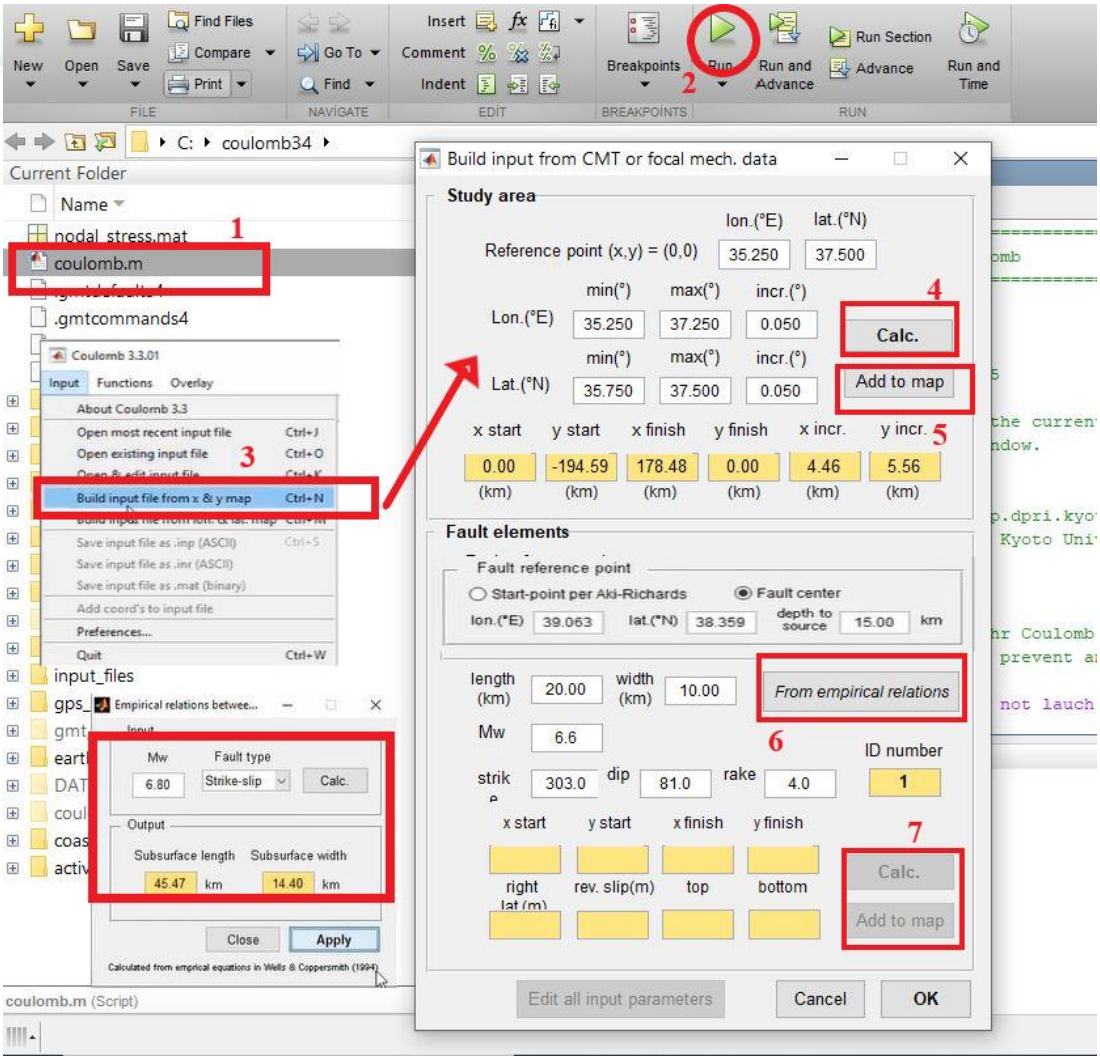
Şekil 30. Coulomb 3.3 program logosu (Toda vd 2011)

Coulomb'un temel özelliği giriş kolaylığı, hızlı etkileşimli modifikasyon ve sonuçların yüksek kalitede görselleştirilmesidir. Faylarda meydana gelen gerilme, magmatik intrüzyon ve dayk genişlemesi ya da daralmasının neden olduğu statik yer değiştirmeleri hesaplamak için tasarlanmıştır. Bir depremin yakındaki fayları nasıl etkilediği Coulomb programı kullanılarak çözümlenebilir. Doğrultu atımlı faylar, ters faylar, normal faylar veya fay kıvrımları ile ilişkili jeolojik deformasyonun görselleştirilmesi açısından faydalı bir uygulamadır. Okada (1992) tarafından geliştirilen yöntem sayesinde depremlerin kayma yüzeyi olarak modellemesi

sağlamıştır. Bu yönteme göre yarı sonsuz elastik bir ortamdaki tektonik birimler dikdörtgen şeklinde tasarlanabilmekte ve faylar üzerine talep edildiği şekilde kayma değerleri eklenerek, olay oluşumu somut hale getirilebilmektedir ba

Belirli bir fay üzerindeki Coulomb gerilme değişimi fay geometrisine, kayma miktarına ve sürtünme katsayısına bağlıdır (Alp, 2003; Tan vd 2010). Program Toda vd (2011) tarafından geliştirilmiştir ve MATLAB tabanında çalıştırılarak kullanılmaktadır. Coulomb 3.3 programını kullanmaya başlamak için öncelikle çalışma alanına ait depremlerin enlem, boylam, derinlik, büyüklük ve odak mekanizması çözümlerini içeren bir giriş dosyası oluşturulur.

Giriş dosyası hazırlandıktan sonra Matlab ile Coulomb 3.3 programı çalıştırılır. Şekil 31'de uygulanacak adımlar sırasıyla gösterilmektedir.

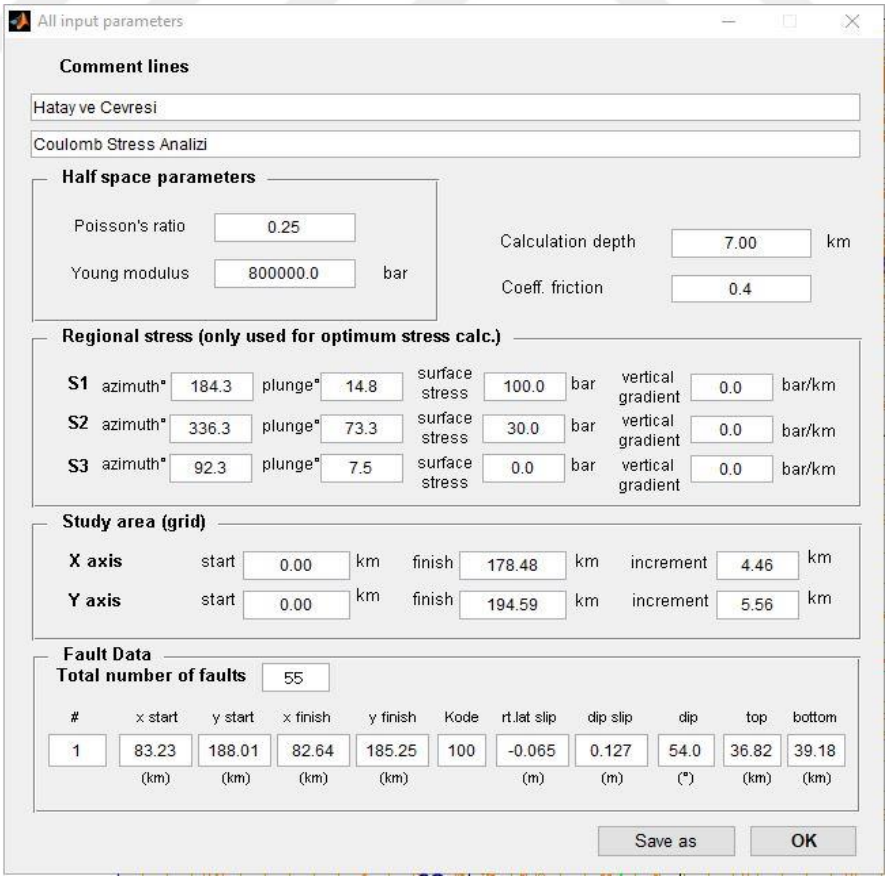


Şekil 31. Coulomb 3.3 programına Deprem kaynak parametre girişlerinin yapılması

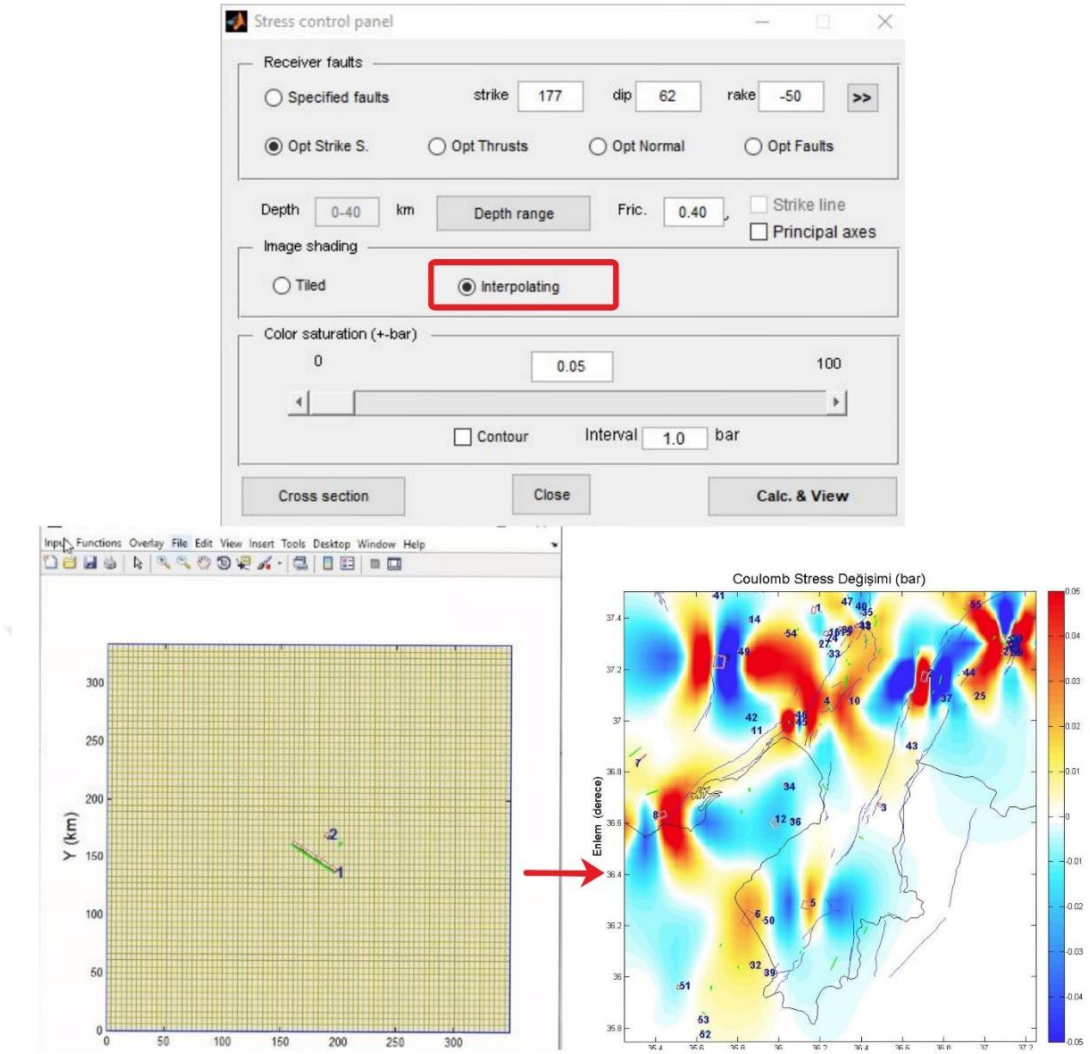
Program açıldıktan sonra 'input' segmentine giriş yapılır ve açılan pencereye boylam-enlem haritasını elde edebilmek için sırasıyla çalışma alanının enlem ve boylam değerleri girilir. Program gerekli hesaplamaları yaptıktan sonra enlem ve boylam değerleri harita üzerine

işlenmiş bir şekilde ortaya çıkar. Daha sonra ‘fault elements’ bölümüne hazırladığımız deprem kataloğundaki ilk depreme ait enlem, boylam, büyüklük, doğrultu, eğim ve kayma değerleri girilir. ’From empirical relations’ segmentine girildiğinde ortaya çıkan bölüme depremin büyüklüğü ve depremin türüne ait bilgiler girilir. Program otomatik olarak fayın yüzeydeki uzunluk ile genişliğini hesaplayıp, fay verilerine ekledikten sonra ilk deprem harita üzerine işlenmiş olur. Daha sonra katalogdaki her bir deprem verisinin tek tek programa girişi yapılır. Tüm depremlere ait veriler eklendikten sonra ‘edit all input parameters’ bölümüne giriş yapılır.

Açılan pencereye possion oranı ile içsel sürtünme katsayısının değeri girilir. Daha sonra Stressinverse programı sayesinde hesaplamış olduğumuz gerilme değerleri S1, S2 ve S3 azimut/dalım bilgileri entegre edilmektedir (Şekil 32). Sonrasında tüm fayların üzerine işlenmiş olduğu harita elde edilir. İstenirse bu harita üzerine şehir sınırları ya da aktif faylar çizdirilebilir. Bu işlemlerden sonra bölgedeki Coulomb gerilme değişimi hesaplanabilir. Açılan pencere üzerinde bölgesel gerilme değerleri kullanılarak hesaplama türü seçildikten sonra ‘interpolating’ kısmı seçilir (Şekil 33). Gerilme değişimini gösteren kırmızı ve mavi renklerin yoğunluğu basınç birimi değeri artırılarak ya da azaltılarak görsel açıdan daha iyi anlaşılır bir harita ortaya çıkarılabilir. Tüm bu basamaklardan sonra çalışma alanındaki gerilme değişimi modellenmiş ve haritalanmış olur.



Şekil 32. Deprem kaynak parametrelerinin ve asal gerilme eksenlerine ait azimut ve dalım değerlerinin Coulomb 3.3 programına tanıtılması



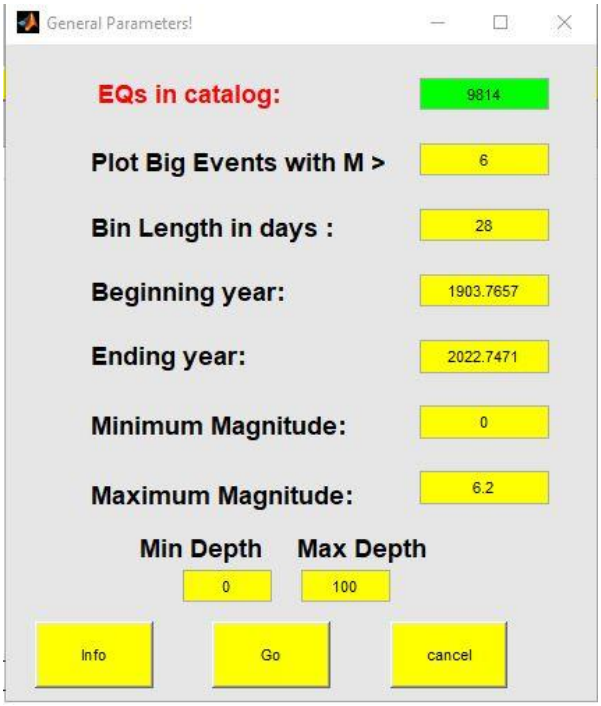
Şekil 33. Coulomb gerilme değişimini gösteren haritanın oluşturulması

ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

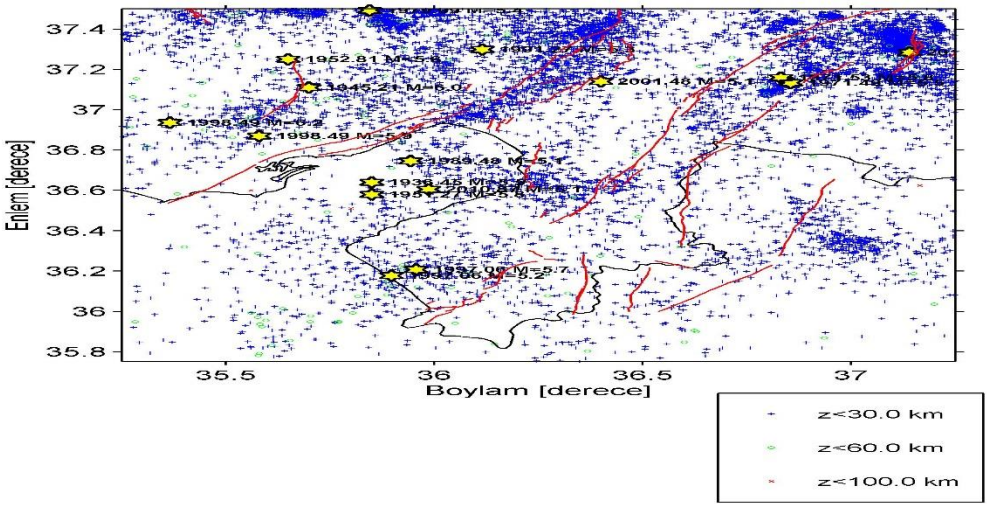
Zmap ile İstatistiksel Analizler

35.75°-37.50° K enlemleri ve 35.25°-37.25° D boylamları arasında kalan Hatay ve yakın çevresine ait 1903-2022 yılları arasında meydana gelen, büyüklüğü $1.0 \leq M \leq 6.2$ ve derinliği 0 -100 km arasında değişen, 9814 depreme ait veriler Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD, 2022c) deprem kataloğundan alınarak oluşturulmuştur (Şekil 34-36). Bu katalog ile araştırma alanına ait a-değeri, b-değeri, Mc değeri hesaplanmıştır. Zmap ile istatiksel hesaplamalar kapsamında çalışma alanına ait sismisite haritası, deprem oluş sayısı-derinlik, depremlerin yıllara göre dağılımı, deprem oluş sayısı-zaman, sismik moment-zaman gibi histogramlar Zmap yazılım paketi (Wiemer, 2001) ile oluşturulmuştur. Ayrıca b- değerinin bölgesel değişimi haritalanarak çalışma alanı içerisindeki gerilim durumu verileri ile olan ilişkisi yorumlanmıştır.

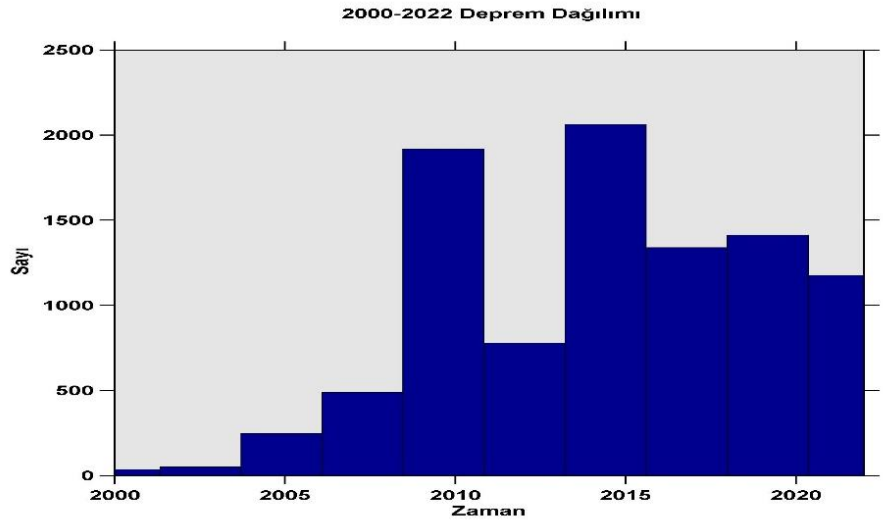
Burada a- sabiti bölgenin genel sismisite oranını tanımlarken, b- sabiti ise incelenen bölgenin tektonik karakteristiğine göre 0.5 ile 1.5 arasında bir değer alır (Gutenberg ve Richter,1944). Yüksek b- değerleri genellikle volkanik bölgelerdeki mağmanın varlığı ile ilişkilendirilir. ZMAP kullanarak, bir, iki ve üç boyutta b- değerindeki uzamsal değişimler araştırılabilir (Gutenberg ve Richter, 1944; Wiemer, 2001).



Şekil 34. Deprem katalog özelliklerinin ZMap programına girilmesi



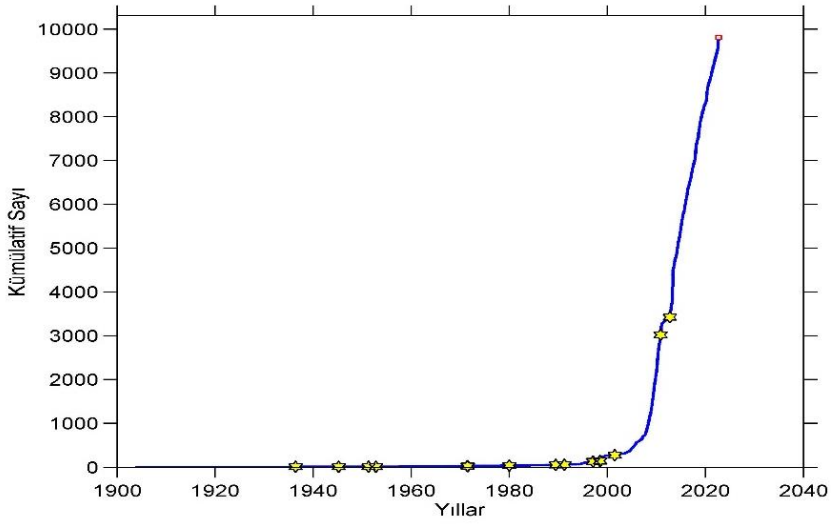
Şekil 35. Deprem kataloğundan elde edilen 9814 depremin çalışma alanı içerisindeki episantr dağılımı. Siyah çizgiler kıyı çizgisini belirtirken; kırmızı çizgiler tektonik birimleri (Emre vd 2013; 2018) temsil etmektedir. Çalışma alanında meydana gelen büyüklüğü M ≥ 5.0 olan depremler sarı yıldız ile gösterilmiştir



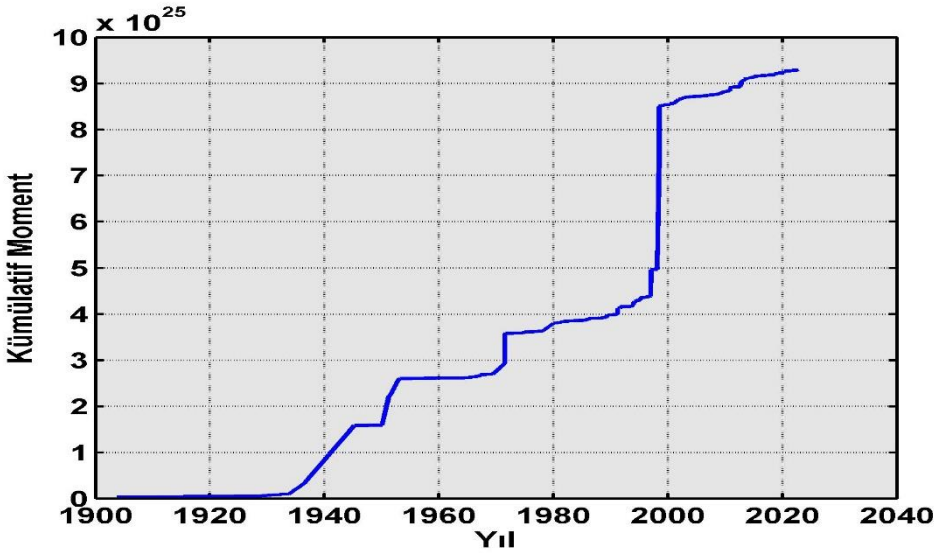
Şekil 36. Depremlerin 2000-2022 yılları arasındaki dağılımı

Depremlerin yıllara göre dağılımına bakıldığında 2000-2004 yılları arasında bir durağanlık görülmektedir. Daha sonra 2010 yılına kadar düzenli bir artış söz konusudur. Bu durumun çalışma alanı ve çevresindeki sismik kayıtçıların sayısı ve kalitesindeki artışa paralel olarak geliştiği söylenebilir. 2014 yılından günümüze olan grafikler incelendiğinde çalışma alanı ve çevresinde yıllık ortalama 1500 deprem meydana gelmektedir (Şekil 36).

1900-2022 yılları arasındaki kümülatif deprem sayısı ve kümülatif sismik moment karakteristiği izlendiğinde bölgedeki gözlem ağının 2000'li yıllarda efektif olarak çalışmaya başladığı görülmektedir (Şekil 37 ve 38).



Şekil 37. Kümülatif deprem sayısı-zaman grafiği

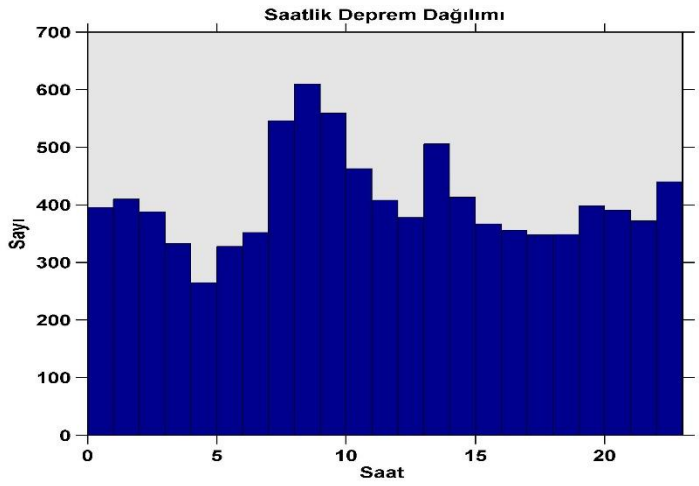


Şekil 38. Sismik moment-zaman ilişkisi

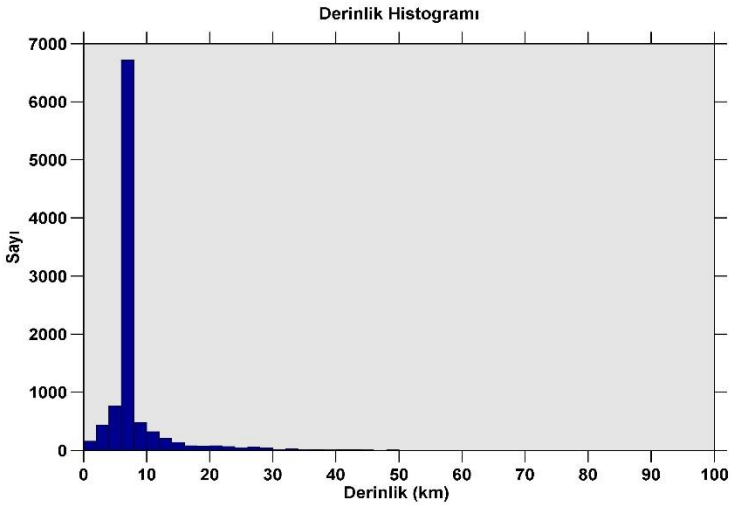
Şekil 39, bölgede gün içerisindeki saatlik olay sayısıdır. Saat sekiz ile on arasındaki göreceli artış verilerde patlatma gibi yapay etkilere karşı dikkat edilmesi gerektiğini göstermektedir.

Şekil 40'a ait histogram incelendiğinde çoğunlukla sismik etkinliğin 0-10 km arasında dağılım gösterdiği ve 30 km derinlikten sonraki deprem sayısında önemli bir azalma olduğu dikkat çekmektedir. İlgili grafikte deprem derinliklerinin önemli bir bölümünün derinliğinin 7.0 km'de görünmesi rapor edilen depremlerin derinliklerinin iyileştirilmesi gerektiğini göstermektedir. Deprem ajansları öncelikle depremin konumuna (enlem ve boylam) ulaşmak istediğinden derinlik değerleri çoğunlukla ilksel hesaplamalarda sabit olarak kabul edilebilmektedir. Bu durumun aşılması için re-lokasyon programları ile yeniden lokasyon yapılması yararlı olacaktır.

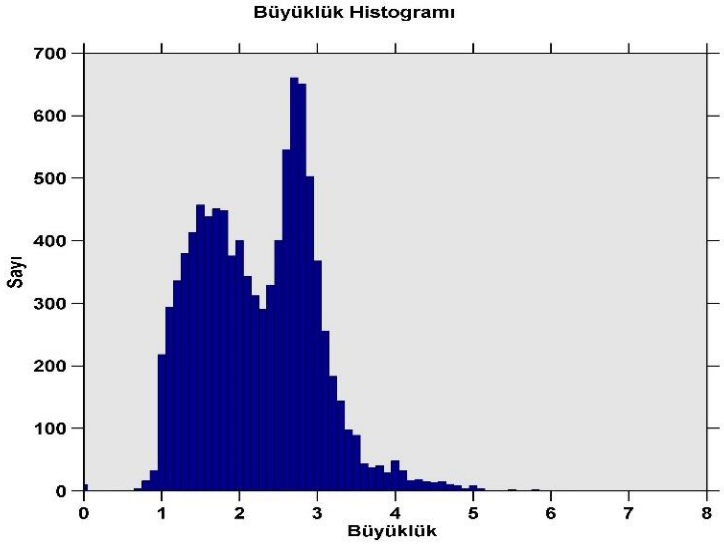
Şekil 41'de depremlerin $1.5 \leq M \leq 3.5$ aralığında yoğunlaştığı ve depremin büyüklüğü arttıkça deprem sayısının azaldığı açıkça görülmektedir. Tarihsel dönemdeki yıkıcı depremler dikkate alındığında çalışma alanında meydana gelen orta ve daha büyük magnitüdlü depremlerin azlığı dikkat çekicidir.



Şekil 39. Çalışma alanında gün içerisindeki saatlik olay sayısı histogramı

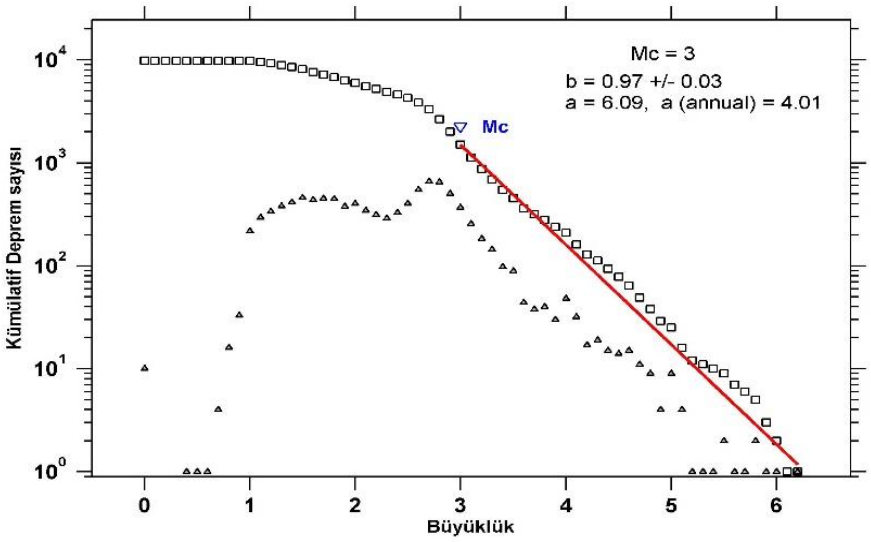


Şekil 40. Odak derinliği –deprem oluş sayısı histogramı



Şekil 41. Magnitüd-deprem oluş sayısı histogramı

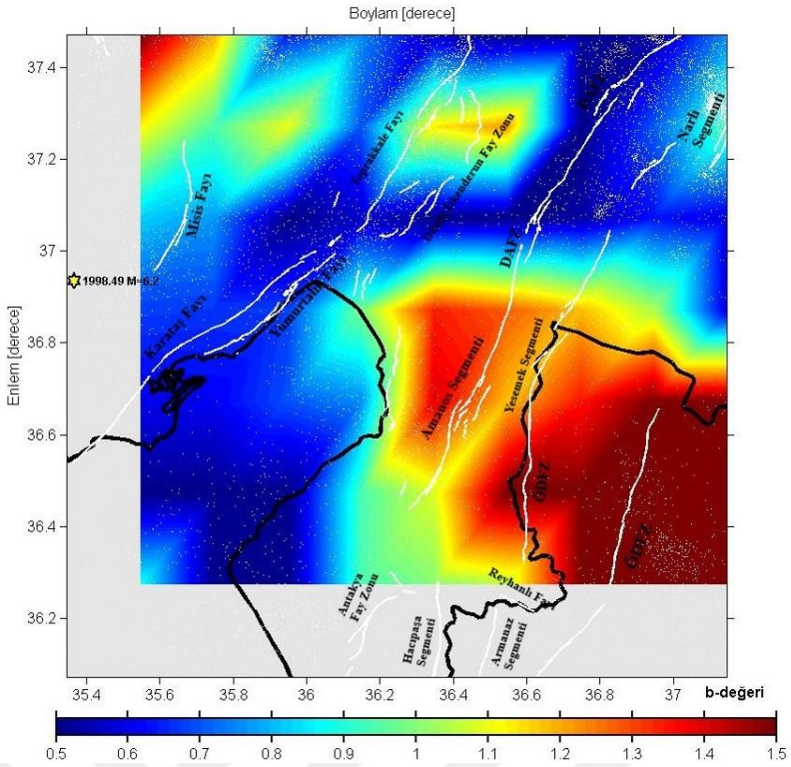
Gutenberg-Richter (1944) yasası ile deprem-büyüklük dağılımı oluşturulmuştur. Burada ayrık ve kümülatif veriler beraber değerlendirilmelidir. Ayrık veriler, verilerin tamamlılık magnitüdünün gerçekte nereden başladığını gösterir. Kümülatif veri, kümülatif büyüklük dağılımını gösterir ve b-değeri bu kümülatif değerlerden hesaplanır (Şekil 42). Deprem istatistiği kümülatif veriler üzerinden yapılır ve kümülatif veri istatistiğine dayalı olarak bu parametreler hesap edilmektedir. Regresyon çizgisinden deprem dağılımında sapma olmasının nedeni bu alanda birden fazla fay olması ya da daha uzun bir fay kırığının deprem etkisini gösterir. Tam tersi olarak noktaların regresyon doğrusu üzerinde olması ise küçük uzanımlı bir kırığın deprem etkisinden kaynaklanabilir (Öncel, 2020a, b; 2021).



Şekil 42. Bölgedeki frekans-büyüklük dağılımının (FMD) ilişkisi. Δ: ayrık veri □:kümülatif veri. Mc=3.0, b-değeri =0.97 ve a- değeri=6.09 olarak hesaplanmıştır.

Bölgenin tektonizması ve depremselliği ile yakından ilişkili olan b- değeri gerilme ile ters orantılı olarak değişiklik gösterir (Gutenberg ve Richter, 1944; Wiemer ve Wyss, 1997; Öztürk, 2017; 2019). Dünyada sismik aktif bölgeler için ortalama b- değeri 1 olarak kabul edilebilir (Frohlich ve Davis, 1993). Ancak farklı sismik bölgelerde bu değerin 2.0 ile 3.0 arasında değişim gösterdiği ortaya konulmuştur (Utsu, 1971). Bölgede etkin olan faylanma türü ile b-değeri arasında bir ilişki söz konusudur. Yapılan analiz sonucunda elde edilen b-değeri normal faylanmalar için (~1.1), doğrultu atımlı faylanmalar için (~0.9) ve son olarak ters faylanmalar için (~0.7) olarak hesaplandığını rapor eden çalışmalar bulunmaktadır (Schorlemmer vd 2005; Kalafat 2013; 2016). Kayalardaki sıvılar içerisindeki gözenek basıncı değişimi, jeotermal alanlardaki ısı değişimi gibi bazı durumlar b- değerinin yer içerisindeki fiziksel parametrelerden etkilendiği göstermektedir (Eyidoğan, 2020). Heterojenite derecesinin düşük olması, dalma-batma tektoniğinin neden olduğu yüksek yamulma, magnütüdü büyük olan az sayıdaki depremin neden olduğu yüksek gerilme düşük b-değerine neden olurken; çatlak yoğunluğunun fazlalığı yani yüksek heterojenite derecesi, ısı akısının yüksek derecelerde olması, magnitüdü düşük çok sayıda depremin meydana gelmesi b- değerinin yükselmesine neden olduğunu ifade eden çalışmalar mevcuttur (Öncel ve Wilson, 2002; Polat vd 2008; Öztürk, 2009; Bayrak ve Bayrak 2012; Öztürk ve Sarı 2017).

Şekil 43'de yüksek b- değerini kapsayan alanlar mavi, düşük b-değerleri kapsayan alanlar kırmızı renk ile gösterilmiştir. b- değeri genellikle 0.5-1.5 arasında değişim gösterir ve ortalama b-değeri 0.97 bulunmuştur (Şekil 43). Gerilme ile b- değeri arasında bir ilişki söz konusudur. Bölgenin güneydoğusunda ve KB ve GD ucunda b- değeri 1.1-1.5 arasında değişmektedir. Bu da gerilimin azaldığı yerleri işaret etmektedir. Kuzeye gidildikçe b-değerinde küçük artışlar gözlemlense de GGB-KKD arasında bu değer 0.5-0.9 arasında değişmekte ve bölgedeki gerilimin arttığı yerleri işaret etmektedir (Şekil 43).

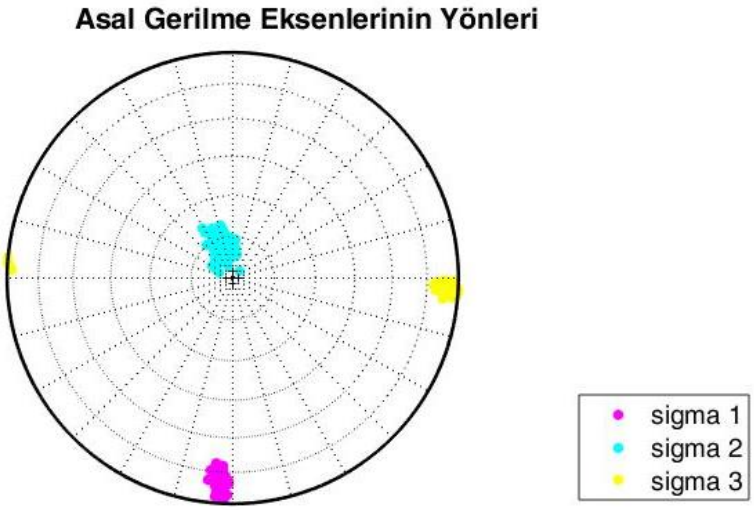


Şekil 43. Çalışma alanı b- değerinin bölgesel değişimi. Haritadaki beyaz çizgiler bölgede bulunan fayları, siyah çizgi ise kıyı hattını göstermektedir. Siyah çizgiler kıyı çizgisini belirtirken; beyaz çizgiler tektonik birimleri (Emre vd 2013; 2018) temsil etmektedir.

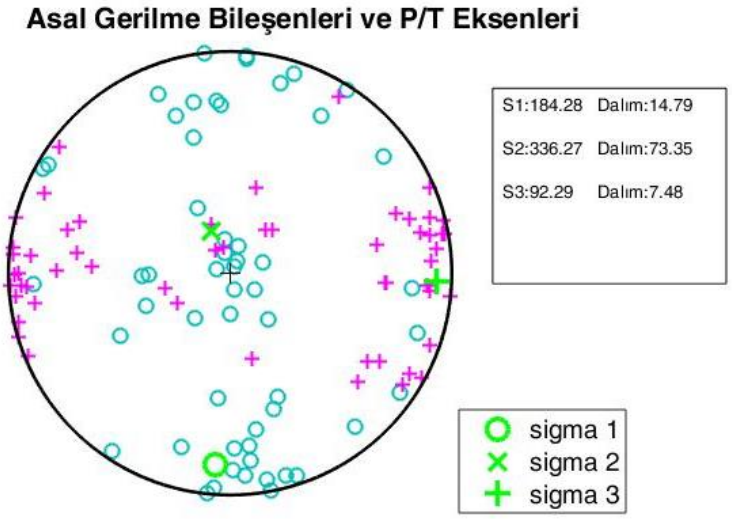
Gerilme Tensör Sonuçları

Hatay ve çevresinin güncel tektoniğini araştırmak amacıyla 1967-2022 yılları arasında 35.75° -37.50° kuzey enlemleri ve 35.25°-37.25° doğu boylamları arasında kalan bölgede meydana gelen büyüklükleri M ≥ 4.0 olan 55 depreme ait odak mekanizması çözümlerinden gerilme tensörü hesaplanmıştır. Depremlerin odak mekanizması çözümleri için farklı kaynaklardan yararlanılmıştır (Över vd 2001; Tan vd 2008; Cambaz ve Mutlu, 2016; AFAD 2022d; CMT 2022). Gerilme analizi hesaplamalarında Stressinverse programı ile gerilim tensörünün dört ana bileşeni olan en büyük gerilme ekseni σ1, orta gerilme ekseni σ2, en küçük gerilme ekseni σ3 ve faylanma tipini karakterize eden şekil parametresi R değeri hesaplanmıştır (Şekil 44 ve 47). Gerilme analizinden; σ1, σ2 ve σ3 asal gerilme eksenlerinin azimut/dalım değerleri sırasıyla (184.28°/14.79°), (336.27°/73.35°) ve (92.29°/7.48°) olarak hesaplanmıştır. Bölgede genel olarak doğrultu atımlı faylar hâkim durumdadır (Emre vd 2013; 2018). Bu çıkarım en büyük gerilme ekseni σ1 hemen hemen KD-GB doğrultusunda, en küçük gerilme ekseni σ3 KB-GD doğrultusunda ve her iki gerilme eksenin de yataya yakın konumda olması ve orta gerilme ekseni σ2 K-G doğrultusunda düşey konumda olması ile hesaplanan değerlerden de izlenebilir. Elde edilen bulgular Tablo 3'de verilen SS değerlerine yani doğrultu atımlı rejime karşılık gelmektedir. Gerilme oranı R değeri yaklaşık 0.50 olarak hesaplanmıştır

ve bölgede genel olarak makaslama sisteminin etkili olduğu bir tektonik rejimin varlığını bu bulgu desteklemektedir (Şekil 44).



Şekil 44. Ana gerilme eksenlerinin yönleri

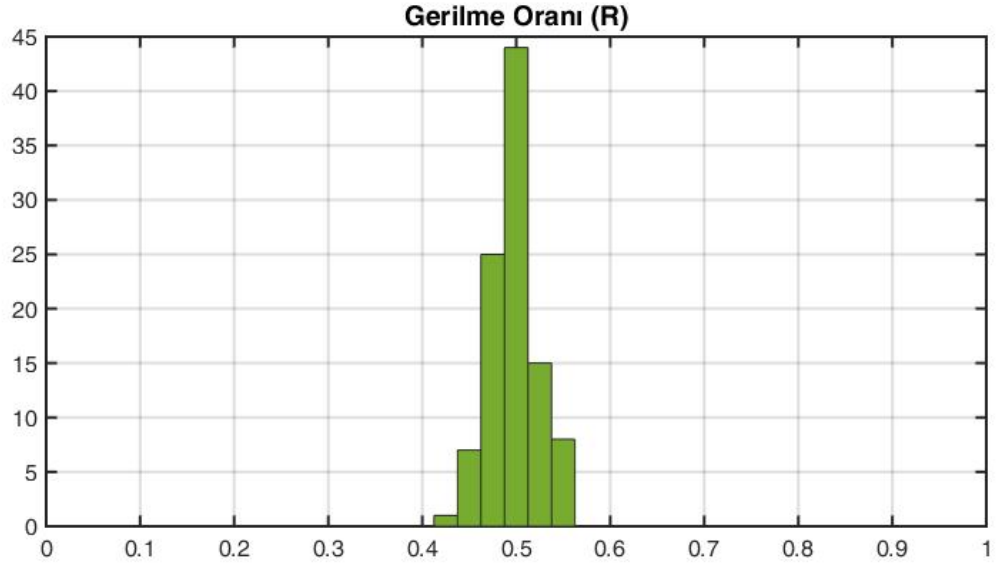


Şekil 45. Ana gerilme eksenlerinin yönleri, P (mavi daireler) ve T (mor artılar) eksenleri

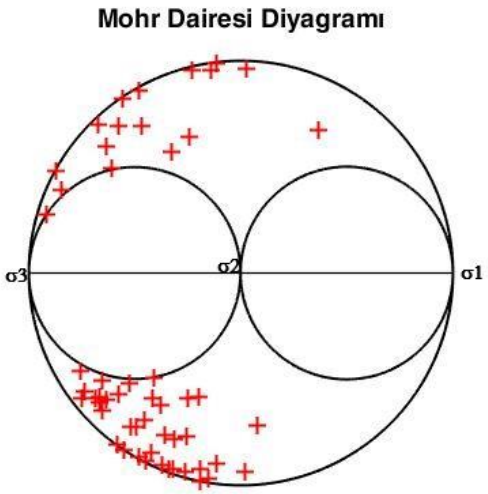
P ekseni sıkışma, T ekseni açılma eksenidir. Şekil 45'de P eksenin konumuna bakarak bölgede KD-GB yönünde sıkışma ve T eksenin konumuna bakarak KB-GD yönünde açılma olduğu söylenebilir. P eksenin σ1, B eksenin σ2 ve T eksenin σ3 ile uyumlu olması beklenir (Yılmazer, 2009). Şekil 45'de P-T eksenleri ile asal gerilmelerin uyumlu olduğu görülmektedir.

Yinelemeli ters çözüm ile asal gerilmelerin doğru yönleri ve şekil ora değeri hesaplanarak fay düzlemleri tanımlanabilmektedir (Şekil 46) (Vavrycuk, 2014). Şekil 47'de üç ana gerilim yönü ve R gerilme oranı değeri kullanılarak Mohr diyagramı oluşturulmuştur. Fay düzlemlerinin Mohr-Coulomb yenilme kriterinin geçerlilik alanında yoğunlaştığı görülmektedir. Bu durum kaymanın büyük olasılıkla yüksek kesme gerilimi ve düşük normal gerilim düzlemlerinde, yani kutupları (kırmızı artılar) Mohr diyagramındaki büyük dairenin üst

ve alt sol kenarlarına yakın çizilen düzlemlerde meydana geleceğini gösterir. Mohr dairesinde elde edilen daire konumları da şekil faktörünün 0.5 olduğunu ve doğrultu atımlı rejimi desteklemektedir (Şekil 46 ve 47).



Şekil 46. Bölgesel gerilme oranı (R) histogramı



Şekil 47. Fay düzlemlerinin Mohr dairesi üzerinde gösterimi

Coulomb Gerilme Analizleri

Bir deprem meydana geldikten sonra çevre fayları tetikleyerek kendisinden sonra gerçekleşebilecek depremlerin oluş zamanını daha erkene çekebilir ya da oluş zamanını geciktirebilir. Deprem oluşan bölgede daha önce gerçekleşen depremler ile öncü deprem, ana şok ve artçı şok arasındaki ilişkiyi kontrol eden gerilme dağılımı bulunmaktadır. Bölgeler arası gerilme dağılımı ve gerilme değişimini inceleyerek büyük bir depremin çevre faylar üzerindeki

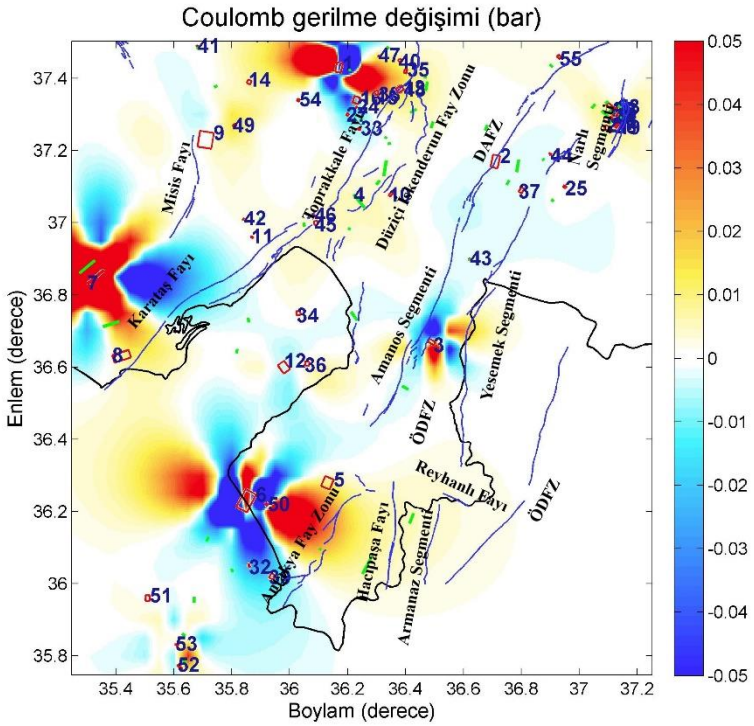
etkisini araştırmak deprem olma ihtimali artan ve ya azalan alanları ortaya çıkarabilmek için Coulomb gerilme analizinden yararlanılır (Anadolu-Kılıç ve Kalyoncuoğlu, 2015; Sünbül ve Sünbül, 2018). Bu amaç kapsamında Hatay ve çevresinin güncel gerilme değişimini hesaplamak için 1967-2022 yılları arasında 35.75°-37.50° kuzey enlemleri ve 35.25°-37.25° doğu boylamları arasında kalan bölgede meydana gelen büyüklüğü $M \geq 4.0$ olan 55 depreme ait odak mekanizması çözümlerinden Coulomb gerilme değişimi hesaplanmıştır. Depremlerin yarattığı gerilme değişimlerinin doğruluğu kullanılan kaynak parametrelerin doğruluğu ile orantılıdır. Depremlere ait elde edilen kaynak parametreleri ne kadar doğru olursa statik gerilme değişimi sonuçları da o kadar doğru çıkar (Çakır vd 2003). Çalışmada kullanılan kaynak parametreleri titizlikle oluşturulmuştur ve depremlere ait odak mekanizması çözümleri için farklı kaynaklardan yararlanılmıştır (Tablo 4) (Över vd 2001; Tan vd 2008; Cambaz ve Mutlu, 2016; AFAD 2022d; CMT, 2022). Coulomb gerilme değişimi hesaplamaları için Toda vd (2011) tarafından geliştirilen Coulomb 3.3 programından yararlanılmıştır. Yapılan çalışmada 0 km, 10 km, 20 km, 30 km ve 40 km derinlikler alınarak Coulomb gerilme değişimleri haritalanmıştır (Şekil 48-53). Poisson oranı 0.25 ve sürtünme katsayısı (μ) ise 0.4 (Harris ve Simpson, 1998) olarak kabul edilmiştir. Gerilme dağılımları basınç birimi olan bar cinsinden bulunur ve deprem olduğunda gerçekleşmesi muhtemel potansiyel kırılma ve gerilme bölgelerini işaret etmektedir. Oluşturulan Coulomb gerilme değişimi haritalarında kırmızı renk gerilmenin arttığı alanları, mavi renk ise gerilmenin azaldığı alanları göstermektedir (Lin ve Stein, 2004).

Tablo 4. Coulomb Gerilme Analizlerinde Kullanılan Depremlerin Listesi (Över vd 2001; Tan vd 2008; Cambaz ve Mutlu, 2016; AFAD, 2022d; CMT, 2022).

No	Tarih	Enl.	Boy.	Der.	M	Doğ.	Eğ.	Kay.	Referans
1	07/04/1967	37.43	36.17	38.0	5.0	192	54	63	Över 2001
2	11/07/1971	37.17	36.71	9.0	5.2	191	52	64	Över 2001
3	01/01/1975	36.67	36.49	35.0	4.8	300	65	58	Över 2001
4	29/12/1979	37.06	36.24	15.0	5.4	141	90	180	CMT 2022
5	24/06/1989	36.28	36.13	15.0	5.1	203	28	115	Över 2001
6	22/01/1997	36.23	35.85	33.0	5.5	208	38	80	Över 2001
7	27/06/1998	36.85	35.33	47.0	5.5	50	85	10	Tan 2007
8	04/07/1998	36.63	35.42	15.0	5.4	72	55	8	CMT 2022
9	25/06/2001	37.23	35.71	15.0	5.4	189	15	-83	CMT 2022
10	17/01/2009	37.087	36.36	13.9	4.6	41	69	-76	Cambaz ve Mutlu 2016
11	04/06/2009	36.96	35.88	29.1	4.1	114	78	161	AFAD 2022d
12	14/11/2010	36.60	35.99	24.1	5.1	144	42	-58	AFAD 2022d
13	16/11/2010	37.37	36.39	21.2	4.7	204	36	-61	AFAD 2022d
14	29/06/2011	37.39	35.87	26.2	4.4	115	50	78	AFAD 2022d
15	07/09/2011	37.35	36.31	7.3	4.2	5	81	-126	AFAD 2022d
16	22/07/2012	37.34	36.23	19.2	4.8	198	38	-106	CMT 2022
17	08/09/2012	37.29	37.1	21.7	4.3	305	77	176	AFAD 2022d

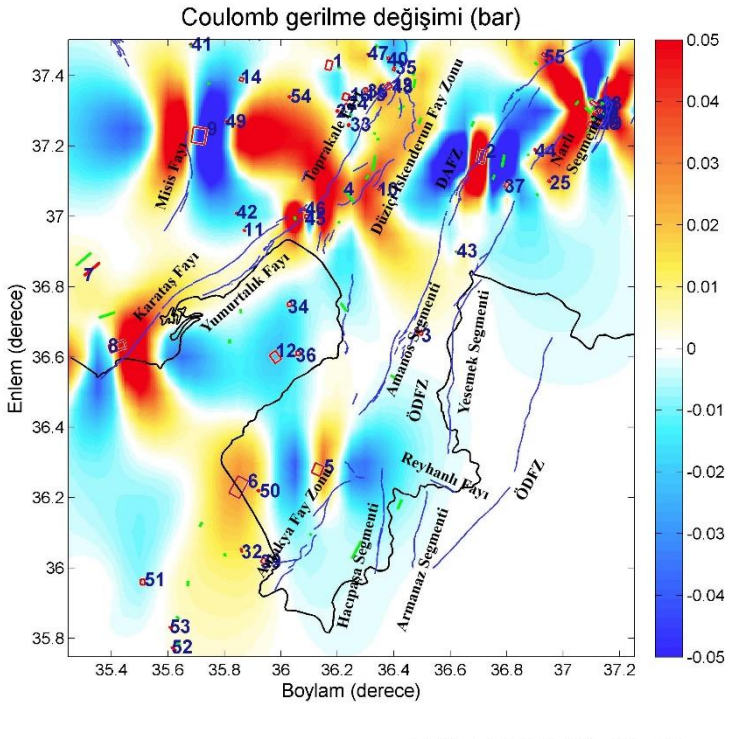
Tablo 4. (Devamı)

18	19/09/2012	37.32	37.12	8.1	5.1	309	71	-157	Cambaz ve Mutlu 2016
19	16/10/2012	37.28	37.15	13.3	4.6	25	77	-24	AFAD 2022d
20	16/10/2012	37.27	37.13	29.0	4.6	39	72	-18	AFAD 2022d
21	13/11/2012	37.27	37.10	14.8	4.9	127	64	-153	Cambaz ve Mutlu 2016
22	14/11/2012	37.30	37.12	27.7	4.4	59	81	-9	AFAD 2022d
23	18/11/2012	37.33	37.13	27.9	4.0	214	64	-7	AFAD 2022d
24	12/12/2012	37.33	36.24	20.1	4.1	230	85	10	AFAD 2022d
25	12/02/2013	37.11	36.95	12.9	4.2	312	66	150	AFAD 2022d
26	04/04/2013	37.32	37.12	8.9	4.1	222	77	-18	AFAD 2022d
27	14/04/2013	37.31	36.21	20.0	4.0	33	60	65	AFAD 2022d
28	19/04/2013	37.32	37.12	8.2	4.0	224	85	-12	AFAD 2022d
29	25/04/2013	37.31	37.11	12.0	4.4	210	74	8	AFAD 2022d
30	01/05/2013	37.30	37.11	13.3	4.4	126	72	-166	AFAD 2022d
31	06/05/2013	37.30	37.13	12.4	4.3	22	79	-9	AFAD 2022d
32	26/07/2013	36.06	35.87	25.7	4.3	345	78	-95	AFAD 2022d
33	10/01/2014	37.26	36.24	8.31	4.0	198	44	-105	AFAD 2022d
34	14/02/2014	36.75	36.03	15.6	4.5	352	45	-111	AFAD 2022d
35	22/02/2014	37.43	36.40	11.5	4.4	195	61	-29	AFAD 2022d
36	09/06/2014	36.61	36.06	20.5	4.5	10	43	-83	AFAD 2022d
37	08/01/2015	37.09	36.81	8.0	4.6	30	59	107	AFAD 2022d
38	22/01/2015	37.37	36.31	7.8	4.3	256	26	-42	AFAD 2022d
39	10/02/2015	36.02	35.95	20.8	4.6	30	42	139	AFAD 2022d
40	28/03/2015	37.45	36.39	14.6	4.1	349	43	-87	AFAD 2022d
41	23/08/2015	37.50	35.69	9.8	4.0	258	86	7	AFAD 2022d
42	31/03/2016	37.02	35.84	28.3	4.1	221	88	-11	AFAD 2022d
43	23/04/2016	36.91	36.62	6.6	4.0	219	87	-51	AFAD 2022d
44	16/09/2016	37.20	36.90	7.2	4.0	323	69	-140	AFAD 2022d
45	25/02/2017	37.01	36.10	3.7	4.4	351	45	-79	AFAD 2022d
46	31/07/2018	37.02	36.08	10.0	4.1	200	40	-90	AFAD 2022d
47	04/08/2018	37.46	36.31	15.3	4.3	132	76	-161	AFAD 2022d
48	19/08/2018	37.38	36.38	10.53	4.8	238	53	9	AFAD 2022d
49	02/02/2019	37.27	35.82	33.0	4.3	64	68	14	AFAD 2022d
50	20/02/2019	36.23	35.93	25.7	4.0	220	50	-85	AFAD 2022d
51	03/04/2020	35.97	35.52	19.7	4.7	182	54	-82	AFAD 2022d
52	15/04/2020	35.78	35.63	24.9	4.7	128	85	175	AFAD 2022d
53	15/04/2020	35.83	35.61	36.8	4.4	124	84	173	AFAD 2022d
54	02/06/2020	37.34	36.04	29.0	4.0	196	55	-100	AFAD 2022d
55	26/07/2022	37.47	36.94	7.0	4.4	311	62	175	AFAD 2022d

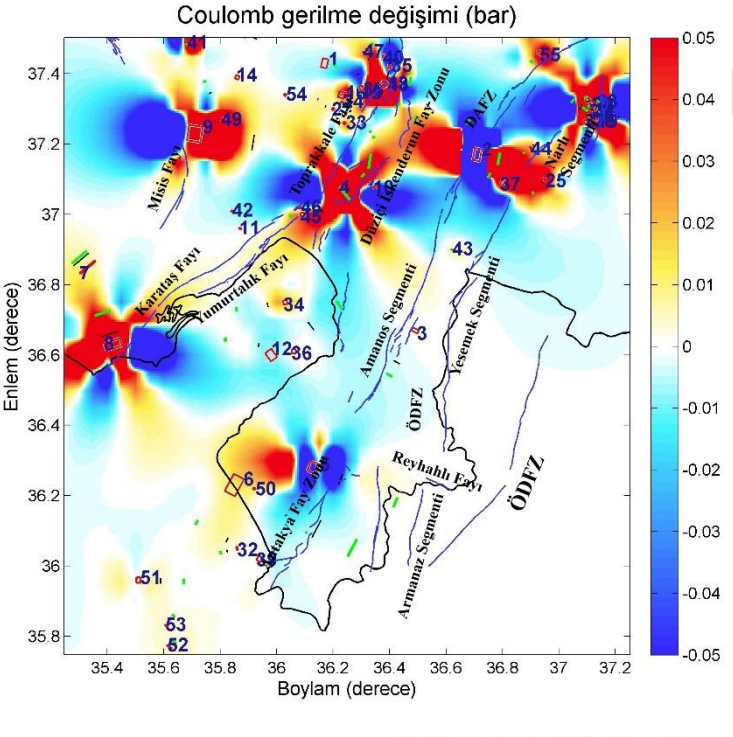


Şekil 48. 0-40 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişim haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.

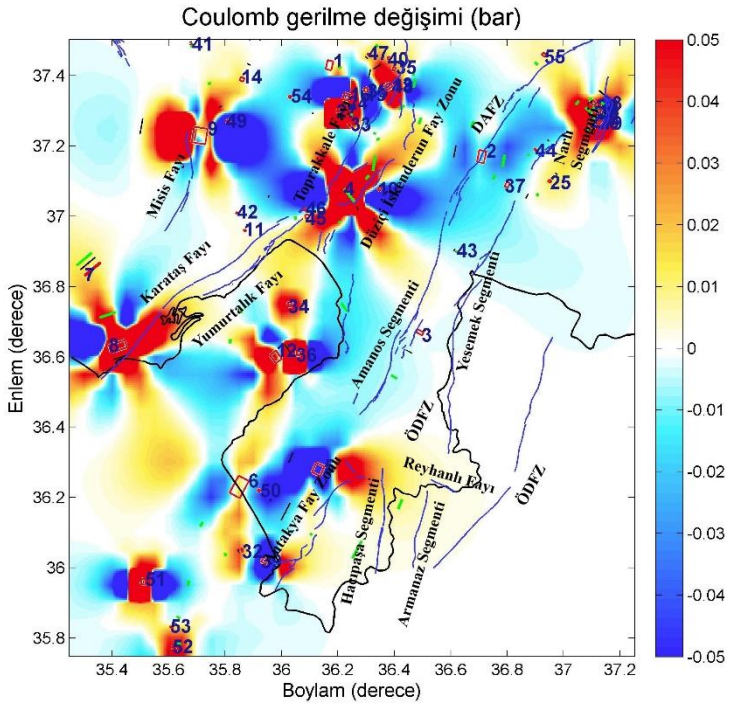
Şekil 48'de çalışma alanında 0-40 km derinlik aralığındaki deprem dağılımları incelendiğinde bölgenin kuzeyinde gerilme oranında D-B yönlü artış, batısında Karataş fayı yakınlarında KD-GB ve KB-GD yönlü 0.04 bar üzerinde artış görülmektedir. Oluşturulan modelde çalışma alanının güneybatısında Amanos fayı civarında KB-GD yönlü gerilme artışı söz konusudur. Haritada görülen mavi alanlar bölgede azalan gerilme değişimini göstermektedir. Bölgedeki güncel Coulomb gerilme durumunun anlaşılabilmesi amacıyla 0-40 km arasında 10 km derinlik aralıkları alınarak Coulomb gerilme değişimi modellenmiş ve haritalanmıştır. 0-20 km arasında bölgenin kuzey ve batısındaki faylar üzerinde KD-GB ile KB-GD yönlerinde artan derinlik ile beraber yoğun bir gerilme artışı görülürken (Şekil 49-51) , D-B yönünde genel olarak gerilme değişiminde azalma söz konusudur. 30-40 km derinlik arasında bölgenin güneybatısında D-B yönünde gerilme artışı gözlenmiştir (Şekil 52-53). Çalışma alanının kuzeyinde artan derinlikle beraber 0.04 bar üzerindeki gerilme artışı, azalma eğilimi göstermektedir. Böylece kuzeyde sığ derinliklerde gerilmenin yüksek olduğu ve deprem riskinin arttığı görülürken, GGB yönünde derinlik arttıkça gerilmede de artışlar yaşandığı gözlemlenmiştir.



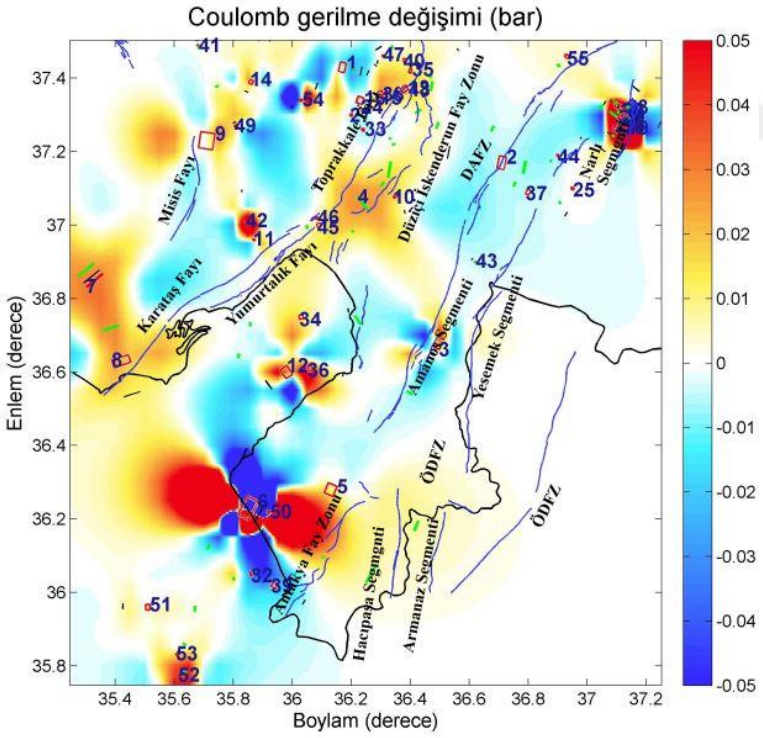
Şekil 49. Çalışma bölgesinde 0 km (yüzey) hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.



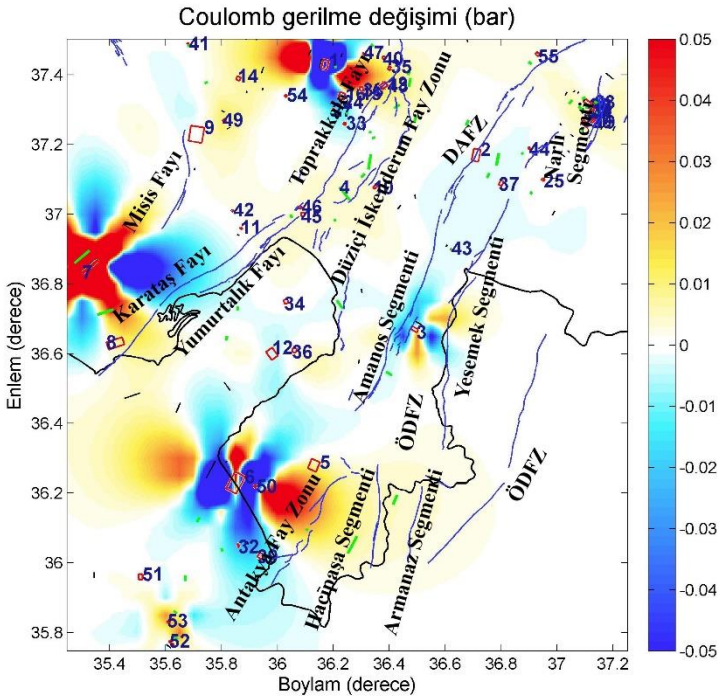
Şekil 50. Çalışma bölgesinde 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.



Şekil 51. Çalışma bölgesinde 20 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.

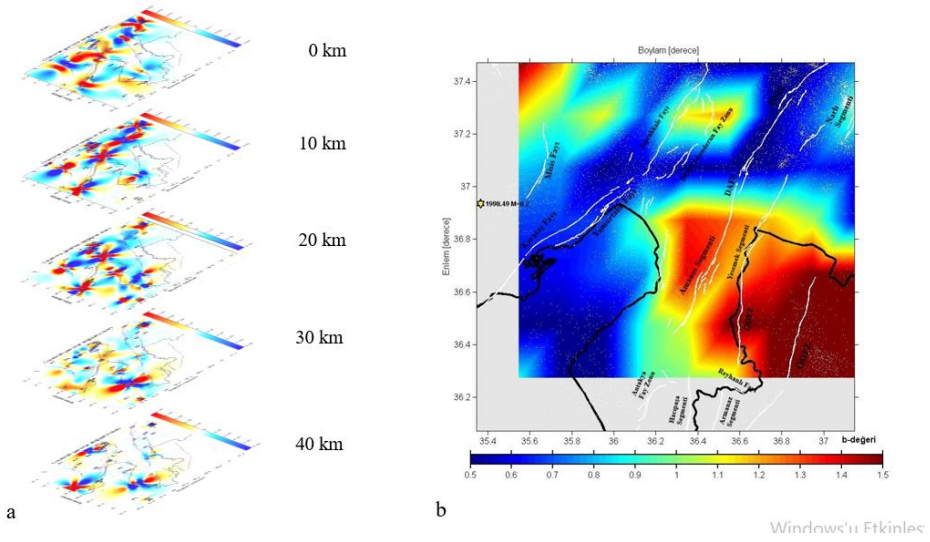


Şekil 52. Çalışma bölgesinde 30 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.



Şekil 53. Çalışma bölgesinde 40 km derinlik için hesaplanan Coulomb gerilme değişimi haritası. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.

Gutenberg-Richter (1944) bağıntısı kullanılarak hesaplanan b- değeri, bölgedeki depremselliği ortaya koyan önemli parametrelerden bir tanesidir. Düşük b- değerinin gözlemlendiği mavi alanlar ile yüksek Coulomb gerilme artışı gözlemlenen kırmızı alanlar birbiri ile uyumluluk göstermektedir ve gerilme artışına işaret etmektedir. Yüksek b- değerinin gözlemlendiği kırmızı alanlar ile gerilmenin azalma gösterdiği mavi alanlara sahip Coulomb gerilme değişimi haritasının birbirleriyle uyumlu olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 54).



Şekil 54. a) 0-10-20-30 ve 40 km derinlikte hesaplana Coulomb gerilme değişimi haritası. b) Çalışma alanına ait b- değerinin bölgesel değişimini gösteren harita. Fay bilgileri Emre vd (2013; 2018) ve MTA (2022)' den derlenmiştir.

SONUÇLAR

Bu tez çalışmasında ilk olarak Afet ve Acil Durum Yönetimi tarafından rapor edilen 1903-2022 yılları arasında meydana gelmiş 9814 deprem için ZMAP yazılımı kullanılarak temel istatistiksel analizler yapılmıştır. Katalogdaki deprem dağılımının Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından rapor edilen tektonik birimler ile uyum içinde olduğu gözlenmektedir. Depremlerin yıllara göre dağılımı izlendiğinde istasyon dağılımının ve sayısının güncellenmesiyle 2010 yılından itibaren sismik ağın efektif olarak çalışmaya başladığı görülmektedir. Depremlerin büyük çoğunluğunun ilksel değer olan 7.0 km'de yoğunlaşması deprem kataloğunun yeniden konumlandırma ile iyileştirilerek ileri analiz yapılması gerekliliğini göstermektedir. Hatay ve yakın çevresi için b- değeri 0.97 +/- 0.03 ve a-değeri 6.09 olarak bulunmuştur. Bölgedeki depremlerin episantr dağılımı ile b-değeri dağılım haritasının uyumlu olduğu görülmektedir. Ortalama b-değeri Hatay ve yakın çevresinin orta ile büyük deprem potansiyeline sahip bir bölge olduğunu göstermektedir. Düşük a- değeri, düşük bir sismik frekans seviyesini gösterir. Çalışma alanı için bulunan ortalama a- değerinin 6.09 olması bölgenin nispeten yüksek bir depremselliğe sahip olduğunu göstermektedir. Bölgesel b-değeri dağılımı incelendiğinde; çalışma alanının KB ve GD ucunda b- değeri 1.1-1.5 arasında değişmektedir. Bu da gerilimin azaldığı yerleri işaret etmektedir. Kuzeye gidildikçe b-değerinde küçük artışlar gözlemlense de GGB-KKD arasında bu değer 0.5-0.9 arasında değişmekte ve bölgedeki gerilimin arttığı yerleri işaret etmektedir.

Tez çalışmasının ikinci bölümünde Stressinverse ve Coulomb 3.3 yazılımları yardımıyla bölgedeki fay kinematik özelliklerini anlamak ve gerilim değişimlerini hesaplayarak güncel tektoniğini araştırmak amacıyla 1967-2022 yılları arasında 35.75° -37.50° kuzey enlemleri ve 35.25°-37.25° doğu boylamları arasında kalan bölgede meydana gelen büyüklükleri $M \geq 4.0$ olan 55 depreme ait farklı ajanslar ve çalışmalarda rapor edilen verilerden derlenen odak mekanizması çözümlerinden yararlanılmıştır. En büyük gerilme ekseni, orta gerilme ekseni, en küçük gerilme ekseni sırasıyla ~ $184.3^{\circ}/14.8^{\circ}$, ~ $336.3^{\circ}/73.4^{\circ}$ ve ~ $92.3^{\circ}/7.5^{\circ}$ ve gerilme oranı ~ 0.5 olarak hesaplanmıştır. Stres tensör sonuçları çalışma alanının KD-GB yönlü sıkışma ve KB-GD yönlü açılma etkisi altında olduğunu ve bölgenin doğrultu atımlı faylar ile yönetildiğini göstermektedir.

0-40 km arası dikkate alınarak yapılan Coulomb analizleri Karataş fayının GB'sı; Toprakkale Fayının KD'su; Amanos ve Yesemek segmentlerinin bir kısmı ile Antakya Fay Zonunda 0.1 bar'a varan gerilme artışları olduğunu göstermektedir. 0 km yatay Coulomb

kesitinde Karataş fayının GB'sı, Misis fayının KB ucu; Düziçi-İskenderun Fay Zonu, Narlı segmenti, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun bir kısmında (37.1 K, 36.6 D) gerilmenin arttığı gözlenmektedir. 10 km yatay Coulomb kesitinde Misis fayındaki stres durumu tersine dönerken Doğu Anadolu Fay Zonundaki (37.1 K, 36.6 D) stresin sona erdiği görülmektedir. 20 km yatay Coulomb kesitinde Misis fayındaki ve Antakya Fay Zonundaki gerilmenin durumu tekrar tersine dönerken İskenderun Körfezinin içinde gerilme artışları ortaya çıkmıştır. 30 km yatay Coulomb kesitinde gerilmelerin diğer sığ yatay kesitlere göre azaldığı gözlenirken Narlı segmentinde ve Antakya Fay Zonunun KKB'sı yönünde yaklaşık 45° açı ile gerilmelerin arttığı gözlenmektedir. 40 km yatay Coulomb kesitinde Karataş Fayının GB'sı ile Misis fayının GB ucu ve Antakya Fay zonunda gerilim artışı söz konusudur. Hesaplanan Coulomb gerilmeleri incelendiğinde ve Hatayın tarihsel deprem etkinliği göz önüne alındığında gerilme değerlerinin gelecekte ortaya çıkabilecek depremlerde açığa çıkacak değerlerden daha küçük olabileceği düşünülmektedir. Bu durum aletsel deprem kataloglarında bölgenin gerçek gerilme durumunu temsil edecek depremlerin olmamasından kaynaklanmaktadır. Özellikle bölgedeki reolojik koşullar, tarihsel deprem kataloğu ve depremlerin tekrarlama aralığı göz önüne alınlığında; aletsel deprem kataloğu uzun vadede güncellendikçe gerçeğe yakın değerlerin hesaplanması mümkün olacaktır. Tüm bu koşullar irdelendiğinde sismik boşluk olarak kabul edilen Hatay ve yakın çevresinde bölgedeki sismik tehlikenin yüksek olduğu unutulmamalıdır. Özellikle çalışma alanında yapılacak deprem-zemin-yapı ilişkisine yönelik çalışmaların arttırılması ve yeni yerleşime açılacak alanların bu tehlikeler gözetilerek tasarlanması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

AFAD, 2018. Türkiye Deprem Tehlike Haritası. https://www.afad.gov.tr/turkiye-deprem-tehlike-haritasi (01.10.2022).

AFAD, 2022a. Tarihsel Dönem Deprem Kayıtları. https://deprem.afad.gov.tr/event-historical (20.09.2022).

AFAD, 2022b. Aletsel Dönem Deprem Kayıtları. https://deprem.afad.gov.tr/event-instrumental (20.09.2022).

AFAD, 2022c. Deprem Kataloğu. https://deprem.afad.gov.tr/event-catalog (20.09.2022).

AFAD, 2022d. Deprem Odak Mekanizması Kataloğu. https://deprem.afad.gov.tr/event-focal-mechanism (20.09.2022).

Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ.E., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ.H., Hakyemez, H.Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. ve diğerleri, 2011, 1:1.250.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara-Türkiye. http://yerbilimleri.mta.gov.tr/referans.aspx (20.09.2022).

Akgün, E., İncegöz, M. ve Manap, H.S., 2021. Aktif Tektonikte Uzaktan Algılama Uygulamaları: Doğu Anadolu Fay Zonu'ndan Bir Örnek. Çukurova Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, 36 (2), 473-482.

Akkoyunlu, M.F., 2021. Tarihsel Depremler Ve Kullanılan Yöntemler. Avrupa Bilim ve Teknoloji Dergisi, (21), 587-590.

Alkan vd. 2021. Coulomb stress change before and after 24.01.2020 Sivrice (Elazig) Earthquake (Mw=6.8) on the East Anatolian Fault Zone. ARABIAN JOURNAL OF GEOSCIENCES, vol.14, no.23.

Alkan, H. ve Bayrak, E., 2022. Van Gölü bölgesi için Coulomb gerilme değişimi ve büyüklük-frekans dağılımı. Madem Tetkik ve Arama Dergisi, 168, 141-156.

Allen, C.R., 1969. Active Faulting in Northern Turkey. Division of Geological Sciences, Technology, 32.

Alp, H., 2003. 2000-2002 Yıllarında Afyon Sultandağ Bölgesinde Meydana Gelen Büyük Depremlerin Etkileşimi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Altunel, E., Meghraoui, M., Karabacak, V., Akyüz, S. H., Ferry, M., Yalçıner, Ç., ve Munschy, M. 2009. Archaeological sites (tell and road) offset by the Dead Sea Fault in the Amik Basin, southern Turkey. Geophysical Journal International, 179 (3), 1313-1329.

Ambraseys, N. N. ve Barazangi, M., 1989. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: implications for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B4), 4007-4013.

Anadolu-Kılıç, N. C. ve Kalyoncuoğlu Ü. Y., 2015. İzmir İli ve Çevresi İçin Coulomb Gerilme Değişimi ve Depremselliğin Bölgesel Dağılımı. 3. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Süleyman Demirel Üniversitesi, İzmir.

Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56(3-4), T17-T26.

Arık, F.Ş., 1992. Selçuklular Zamanında Anadolu'da Meydana Gelen Depremler . Tarih Araştırmaları Dergisi, 16 (27), 13-32.

Arpat, E., ve Şaroğlu, F., 1972. Doğu Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler. MTA Dergisi, 78, 33-39.

Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18 (1), 91-101.

Atasoy, A., & Özşahin, E., 2013. Yükseltiye bağlı olarak nüfus değişir mi ? Hatay Örneği. Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi, 8 (26), 93-108.

Aydın, C., 2012. Yeni Başlayanlar İçin Yardımcı Matlab Ders Notları. Yıldız Teknik Üniversitesi, http://yucelkocyigit.cbu.edu.tr/YildizMATLAB.pdf (02.02.2021).

Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7(3), 663-684.

Bayın, A., 2011. Konsolidasyonlu –Drenajlı Üç Eksenli Basınç Deneyi ile Kalıcı Kayma Direncinin Belirlenmesi. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Baykal, M., 2006. Seferihisar – Urla Bölgesi'nin Güncel Depremselliği ve Gerilme Tensör Analizi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Bayrak, Y., & Bayrak, E. 2012. An evaluation of earthquake hazard potential for different regions in Western Anatolia using the historical and instrumental earthquake data. Pure and applied geophysics, 169(10), 1859-1873.

Bayrak, E., Yılmaz, Ş., Softa, M., Türker, T., & Bayrak, Y. (2015). Earthquake hazard analysis for East Anatolian fault zone, Turkey. Natural Hazards, *76*(2), 1063-1077.

Bayrak, E., Özer, Ç. ve Perk, Ş., 2020. Erzurum ve Çevresi İçin Gerilme Tensör ve Coulomb Analizleri. Türk Deprem Araştırma Dergisi, 2 (1), 101-114.

Belgüzar, İ., 2017. Antakya (Hatay)-Kahramanmaraş Arasındaki Karasu Grabeninin Volkan Topografyası. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey–a synthesis. Geodinamica acta, 14(1-3), 3-30.

Budakoğlu, E., 2017. Güney Pasifik Okyanusu Bismark Levhalarındaki Büyük Depremlerin Kırılma ve Gerilme Analizleri ve Anadolu Jeodinamiği ile Karşılaştırılması. Doktora Tezi. Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sakarya.

Cambaz, M. D., ve Mutlu, A. K. 2016. Regional moment tensor inversion for earthquakes in Turkey and its surroundings: 2008–2015. Seismological Research Letters, 87(5), 1082-1090.

Carvalho, J. M., Barros, L. V., Zahradník, J., Von Huelsen, M. G., & Ferreira, V. M., 2020. Earthquake relocation, focal mechanism and stress field determination in central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 97, 102411.

Chasanah, U. and Handoyo, E., 2021. Determination the Magnitude of Completeness, b-Value and a-Value for Seismicity Analysis in East Java, Indonesia. In Journal of Physics: Conference Series (Vol. 1805, No. 1, p. 012009). IOP Publishing.

Christova, C. and Tsapanos, T., 2000. 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.

CMT 2022 (The Global Centroid Moment Tensor Kataloğu). https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html (20.09.2022).

Coulomb, C., 1773. Test on the applications of the rules of maxima and minima to some problems of statics related to architecture. Mem. Math. Phys, 7, 343-382.

Coulomb, C. A. 1776. "Essai sur une application des regles des Maximis et Minimis a quelques problemes de Statique relatifs a l'Architecture." Memoirs Academie Royal Pres. Division Say. 7, Paris, France (in French).

Çakır, Z., Barka, A. ve Akyüz, S., 2003. Coulomb Gerilme Etkileşimleri ve 1999 Marmara Depremleri. İTÜ Dergisi, (2) 4, 99-111.

Çalışkan, C., 2002. 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 Depremlerinin Kaynak Parametrelerinin Çözümler. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Çetin, A., 2013a. Düzlemsel gerilim için Mohr çemberi. https://muhendishane.org/kutuphane/malzemelerin-mekanik-davranisi/duzlemsel-gerilim-icin-mohr-cemberi/ (09.10.2022).

Çetin, A., 2013b. Bir Noktadaki Gerilim 1. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=hqVukfhRmfM (12.10.2022).

Çetin, A., 2013c. Bir Noktadaki Gerilim 2. Youtube, https://www.youtube.com/@muhendishane/videos (12.10.2022).

Çetin, A., 2013d. Gerilim ve Gerinimin Matematiksel İfadeleri. Youtube, https://www.youtube.com/@muhendishane/videos (13.10.2022).

Çetin, A., 2013e.Youtube, Üç Boyutlu Gerilim İçim Mohr Dairesi. https://www.youtube.com/watch?v=v9WLIv38Iuw (13.10.2022).

Çetin, A., 2013f. Gerilim Tensörü .Youtube. https://www.youtube.com/watch?v=06U-Y7beN30&t=315s (15.10.2022).

Delvaux, D., & Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. Tectonophysics, 482(1-4), 105-128.

Demirci, A., 2013. Simav (Kütahya) Fayı'nın Sismisitesi ve Sismotektonik Özellikleri. Doktora Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Çanakkale.

Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996. Sismisitedeki Uzun Süreli Değişim Ve Güncel Sismisiteyi Esas Alarak Deprem Tahminine Bir Yaklaşım. Türkiye'nin Sismotektoniği, Ed: Ramazan Demirtaş ve Rüçhan Yılmaz. T.C. Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, Ankara, 1-91.

Demirtaş, R., 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis, 22 Ocak 1997 Hatay depremleri: Doğu Anadolu Fayı yakın bir deprem serisinin hazırlık evresinde mi ?. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı.

Demirtaş, R., 2019. 04 Nisan 2019 Sivrice (Elazığ) Depremi (Mw 5.2) ve Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Gelecek Deprem Potansiyeli. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi (AFAD).

Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroglu, F. A. M. C., & Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 1-36.

Duman, T. Y. ve Emre, Ö., 2013. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics. Geological Society, London, Special Publications, 372 (1), 495-529.

Duman, T. Y., 2017. Türkiye Sismotektonik Haritası Ölçek 1:500.000. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 69 s., Ankara, Türkiye.

Duman, T. Y., Çan, T., Emre, Ö., Kadirioğlu, F., Başarır Baştürk, N., Kılıç, T., ... & Kurt, A. İ., 2018. Seismotectonic database of Turkey. Bulletin of Earthquake Engineering, 16 (8), 3277-3316.

Ekin, Ü. 2007. 1822 Halep-Antakya Depremi ve Bölgeye Etkileri. Türk Kültürü İncelemeleri Dergisi, (17), 29-50.

Emre, Ö., Duman, T.Y. ve Olgun, Ş., 2012.1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. Antakya (NJ 37-13) Paftası, Seri No:39, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.

Emre Ö., Duman T. Y., Özalp S., Elmaci H., Olgun Ş., Şaroglu F., 2013. 1/1.250.000 scaled Turkey active fault map, General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication. Erişim adresi: http://www.mta.gov.tr/ (last accessed June 2018)

Emre Ö., Duman T. Y., Özalp S., Saroglu F., Olgun Ş., Elmaci H., Can T., 2018. Active fault database of Turkey, Bulletin of Earthquake Engineering 16, 3229-3275.

Ensari, T. ve Özpolat K., 2002. 'Matlab' Kullanım Kılavuzu. İstanbul Üniversitesi Bilgisayar Mühendisliği Bölümü, https://web.itu.edu.tr/kents/matlab.pdf (03.02.2021).

Eren, Y., 2009. Neotektonik Ders Notları. Selçuk Üniversitesi Mühendislik- Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, http://www.yasareren.com/yasareren/neotektonik.htm (12.10.2022).

Ergin, M., 1999. Klikya Bölgesinin Güncel Sismisitesi ve Güncel Sismotektoniği. Doktora Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Eyidoğan, H., 2020. Manisa Akhisar Civarındaki Deprem Aktivitesi ile Gutenberg-Richter Parametrelerinin Zamansal ve Mekânsal Özelliklerinin İncelenmesi. Türk Deprem Araştırma Dergisi, 2 (2), 138-159.

Frohlich, C. and Davis, S. D., 1993. Teleseismic b values; or, much ado about 1.0. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B1), 631-644.

Gardine, L., 2020. What is Magnitude of Completeness?. Alaska Earthquake Center, https://earthquake.alaska.edu/what-magnitude-completeness (18.11.2022).

Garfunkel, Z. ve Ben-Avraham, Z., 1996. The structure of the Dead Sea basin. Tectonophysics, 266(1-4), 155-176.

Geoteknik, 2021. Mohr-Coulomb Kırılma Teorisi / Yenilme (Göçme) Zarfı. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=ei4QM3OWtso (13.10.2020).

Gephart, J. W. ve Forsyth, D. W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B11), 9305-9320.

Gephart, J. W., 1990a. Stress and the direction of slip on fault planes. Tectonics, 9(4), 845-858.

Gephart, J. W., 1990b. FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. Computers & Geosciences, 16(7), 953-989.

Görür, N., Sucuoğlu H. ve Akkar, S., 2020. Türkiye'den Geçen Fay Hatları Nasıl Riskler Barındırıyor?. Youtube Habertürk TV., https://www.youtube.com/watch?v=_Wf9_7CRtAI (20.10.2022)

Görür, N., 2022. Korkutan Marmara Depremi Yaklaştı mı?. Youtube Habertürk TV, https://www.youtube.com/watch?v=cQzDwpzAXv4 (20.10.2022)

Gutenberg, B. ve Richter, C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological society of America, 34(4), 185-188.

Gülen, L., Aykut, B. ve Toksöz, M.N., 1987. Kıtaların Çarpışması ve İlgili Kompleks Deformasyon: Maraş Üçlü Eklemi ve Çevre Yapıları. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 14, 319-336.

Gündüz, A., Özer, C., Pamir, H., Korkmaz, H., Öztürk, J., Tanıyıcı, Ş., Eren, V., Bulut, Y., Çetin, B., Arı, B., Atay, E., Çoruh, H., Temiz, M., Bozkurt, N., Beyazıt, N., Oğuz, O., Kaya, S., Şahin, K., Özşahin, E., Aydın, A., Bom, A., Karataş, A., Karakaya, S., 2011, Hatay İli. T.C. Hatay Valiliği, Hatay-Türkiye.

Hachem, A. E. & Obaidi, M. R., 2018. Finite strain of the Tertiary rocks and their relation to tectonic deformation at Al-Tib Anticline in Missan governorate, Southeastern part of Iraq. Iraqi Journal of Science, 1074-1085.

Harris, R. A., & Simpson, R. W., 1998. Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B10), 24439-24451.

Hatay Valiliği, 2022. Sosyal ve Coğrafi Durum. http://www.hatay.gov.tr/sosyal-ve-cografi-durum (01.12.2022).

Hempton, M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. Tectonics, 6(6), 687-705.

Hubbert, M. K., & Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faultingi. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. GSA Bulletin, 70 (2), 115-166.

İRAP., 2022. Hatay İl Afet Risk Azaltma Planı (İRAP). T.C. Hatay Valiliği İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, Hatay. https://hatay.afad.gov.tr/kurumlar/hatay.afad/HATAY-I%CC%87RAP-2022.pdf (01.10.2022).

Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, 77(1), 185-264.

Jackson, J., & McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophysical Journal International, 93(1), 45-73.

Kalafat, D., 2013. Türkiye Deprem Verisinin İstatistiksel Açıdan Değerlendirilmesi. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 25 (1), 55-83.

Kalafat, D., 2016. Statistical Evaluation of Turkey Earthquake Data (1900-2015): A Case study. Eastern Anatolian Journal of Science, 2 (1), 14-36.

Karabacak, V., 2007. Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi. Doktora Tezi, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Eskişehir.

Karakuş, K., & Taner, G., 1994. Samandağ formasyonunun (Antakya havzası) yaşi ve molluska faunasına bağlı paleoekolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 37(2), 87-109.

Kavuzlu, M., 2006. Altınözü (Antakya) ve Yakın Civarının Tektano-Stratigrafisi. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Kayabalı, K., & Akın, M., 2003. Seismic hazard map of Turkey using the deterministic approach. Engineering Geology, 69(1-2), 127-137.

Keskin, İ., 2007. Zemin Mekaniği Zeminlerde Kayma Direnci Kavramı, Yenilme Teorileri. Karabük Üniversitesi, Karabük.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA dergisi, 66(20).

Kılıç, G., 2003. Doğu Anadolu Bölgesi Depremlerinin Sismik Moment ve Gerilme Tensör Analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

King, G. C., Stein, R. S. ve Lin, J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(3), 935-953.

Korkmaz, H., 2006. Antakya'da Zemin Özellikleri ve Deprem Etkisi Arasındaki İlişki. Coğrafi Bilimler Dergisi, 4 (2), 49-66.

Korkut, S., 2017. Mohr Çemberi. https://www.serdarkorkut.com/2017/05/11/mohr-cemberi/ (10.10.2022).

Lin, J. & Stein, R. S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109 (B2).

Lom, N., 2011. Antakya ve Çevresindeki Aktif Fayların Araştırılması ve Haritalanması. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Lund, B. ve Slunga, R., 1999. Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Ölfus in southwest Iceland. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B7), 14947-14964.

Lyberis, N., 1988. Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba. Tectonophysics, 153 (1-4), 209-220.

Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. ve Gündogdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. Tectonophysics, 204 (1-2), 1-15.

Mathworks, 2007. Getting Started with MATLAB® 7. https://web.itu.edu.tr/guneshasa/cfd/matlab.pdf (03.05.2022).

McKenzie, D. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226(5242), 239-243.

McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal International, 30(2), 109-185.

McKenzie, D., 1976. The East Anatolian Fault: a major structure in eastern Turkey. Earth and Planetary Science Letters, 29 (1), 189-193.

McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal International, 55(1), 217-254.

Michael, A. J., 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89 (B13), 11517-11526.

Michael, A. J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92 (B1), 357-368.

Mignan, A., & Woessner, J., 2012. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, 1-45.

Mohr, O. (1900). Welche Umstande Bedinge die Elastizitatsgrenze und den Bruch eines Materiales? Zeitschrift des Vereines Deutscher Ingeniure.

MTA, 2015. Hatay ili Jeolojik Özellikleri. https://docplayer.biz.tr/132528-Maden-tetkik-ve-arama-genel-mudurlugu-dogu-akdeniz-bolge-mudurlugu-hatay-ili-jeolojik-ozellikleri.html (21.05.2022).

MTA, 2022. Yenilenmiş Diri Fay Haritaları. https://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/yenilenmis-diri-fay-haritalari (02.11.22).

Nalbant, S. S., 1996. Depremlerin Oluşturduğu Deformasyon ve Gerilme Alanlarının Modellenmesi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the seismological society of America, 82(2), 1018-1040.

Okay, S., 2001.Kıbrıs Yayı ve Çevresinin Yapısal ve Tektonik Özellikleri. Yükse Lisans Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Osmanşahin, İ., Ekşi, F. ve Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği. Deprem Araştırma Bülteni, 52, 5-41.

Ökeler, A., 2003. Klikya Bölgesi'nin Güncel Depremselliği ve Gerilme Analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Önalan, M. (1986). Amanos Dağlarındaki Alt Paleozoik Çökellerinin Çökelme Ortamları ve Bölgenin Paleocoğrafik Evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 29, 49 – 63.

Öncel, A. O., & Wilson, T. H., 2002. Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(1), 339-349.

Öncel, A. O., 2020a. Sismotektonik. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=fEYU20Gy7x8&list=PLaIgsoEYNrBdVnH1Hz8a62K2XZIVuxYfk (25.10.2022)

Öncel, A. O., 2020b. İstatistiksel Sismoloji. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=qOVKS8tvgVE&list=PLaIgsoEYNrBe9SLwytMg8lk3MSZ5ew0gc (25.10.2022)

Öncel, A. O., 2021. İleri Sismoloji. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=Tnwe0f8BMx0&list=PLaIgsoEYNrBdoJlqv_uWY4gUgHMtDduyb (27.10.2022)

Över, S., Ünlügenç, U.C. Ve Özden, S., 2001. Hatay Bölgesinde Etkin Gerilme Durumları. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23(2001), 1-14.

Över, S., Kavak, K. Ş., Bellier, O. ve Özden, S., 2004. Is the Amik Basin (SE Turkey) a triple-junction area? Analyses of Spot xs imagery and seismicity. International Journal of Remote Sensing, 25(19), 3857-3872.

Özer, Ç., 2019. Determination of 3-D crustal seismic velocity structure beneath Hatay and surroundings. Journal of the Faculty of Engineering and Architecture of Gazi University, 34(4), 2215-2227.

Özşahin, E., 2010. Antakya'da (Hatay) Yer Seçiminin Jeomorfolojik Özellikleri ve Doğal Risk Açısından Değerlendirilmesi. Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, (13) 23, 1-16.

Öztürk, S., 2019. Orta Anadolu Bölgesi ve Civarındaki Depremselliğin Bölge-Zaman-Magnitüd Analizleri ve Güncel Deprem Potansiyeli. Türk Deprem Araştırma Dergisi, 1 (2), 148-166.

Öztürk, S., 2017. Elazığ Depremleri İçin Gutenberg-Richter b-Değeri ve Fraktal Boyut Dc-Değerinin İstatistiksel Bir Analizi. 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Eskişehir.

Öztürk, S., 2009. Deprem Tehlikesi ve Artçı Şok Olasılığı Değerlendirme Yöntemlerinin Türkiye'deki Depremlere Bir Uygulaması. Doktora Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Öztürk, S. ve Sarı, M., 2017. Güncel Sismik Durgunluğun Bölgesel ve Zamana Bağlı Analizleri: Elazığ-Türkiye. 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir.

Pampal, S. Ve Özmen, B., 2010. Hatay İlinin Depremselliği, Deprem Tehlikesi ve Riskleri. Hatay İlinin Depremselliği, Deprem Tehlikesi ve Riskleri Konferansı, Hatay.

Perinçek, D. ve Çemen, I., 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. Tectonophysics, 172(3-4), 331-340.

Perk, Ş. ve Özer, Ç., 2019. Investigation of Soil Properties based on Accelerometer Stations using Earthquake Recording: The Case Study of Hatay, Turkey. Turkish Journal of Earthquake Research, 1 (2), 167-179.

Polat, O., Gök, E., & Yilmaz, D. 2008. Earthquake hazard of the Aegean extension region ((West Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 17(3), 593-614.

Schmidt, M. 1965. Large Redshifts of Five Quasi-Stellar Sources. The Astrophysical Journal, 141, 1295.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. Nature, 437(7058), 539-542.

Selçuk, H. 1985. Kızıldağ-Keldağ-Hatay dolayının jeolojisi ve jeodinamik evrimi. MTA Rapor, (7787).

Sezgin, N., 2003. Doğu Anadolu'nun Sismotektonik Özellikleri. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Sezgin, N., Pınar A. ve Utkucu M., 2002. Maraş Üçlü Eklem Bölgesinde Günümüzde Etkili Olan Tektonik Rejim. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi, 15 (1), 43-55.

Stein, S. ve Wysession, M., 1991. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. University of California, 512 s., Los Angeles, US.

Sünbül, F. ve Sünbül A. B., 2018. Deprem Etkileşimlerinde Coulomb Gerilme Kriteri Değerlendirmesi; Doğu Anadolu Fay Hattı, 8(2), 523-535.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., & Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA. Rap, 394.

Şaroglu, F., Emre, Ö., & Kuşçu, I., 1992. The east Anatolian fault zone of Turkey. MTA general directorate, A, Turkey.

SERC, 2022. Teaching with Data, Simulations and Model submitted by Lisa Kempler. shttps://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/data_models/toolsheets/MATLAB.html. (08.12.2022)

Şen, A. T., 2010. Deprem Mekanizma Çözümleri ve Gerilme Tensörü Analizi ile Marmara Bölgesinin Sismotektonik Özelliklerinin İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Şenalp, M., Tetiker, S., & Şentürk, M., 2021. Güneydoğu Türkiye'deki Paleozoyik İstiflerinin Sekans Stratigrafisi, Sedimantolojisi ve Hidrokarbon Potansiyeli. Türkiye Jeoloji Bülteni, 64 (2), 1-56.

Şengör, A. M. C., 1979. Geometry and Kinematics of Continental Deformation in Zones of Collision: Examples From Central Europe and Eastern Mediterranean (Doctoral dissertation, State University of New York at Albany, College of Science and Mathematics, Department of Geological Sciences).

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75(3-4), 181-241.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis' in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, 1, 75.

Şengör, A. M. C., Çakır, Z., Konca A. Ö.,, Zabcı C. ve Emre Ö., 2020. Türkiye'de hangi Fay Hatları Aktif ?. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=N5SRj8z9qkE&t=1749s

Şengör, A.C., 2017a. Türkiye'deki En Riskli Deprem Bölgeleri. Youtube, https://www.youtube.com/watch?v=HQElPsSRITs (01.12.2022)

Şengör, A.C., 2017b. Denizi'nde Gerçekleşen Deprem ve Deprem Kuşağı. Youtube , https://www.youtube.com/watch?v=fbiB1JrPyx8 (08.12.2022)

Şenkaya, M., 2019. Jeofizikte Ters Çözüm . https://docplayer.biz.tr/203041816-Jeofizikte-ters-cozum.html. (05.12.2022)

Tamtaş, B. D., Yalçınkaya, E. ve Görgün., 2021. Moment Tensor Analysis and Stress Analysis of Microearthquakes Occurred Between Ganos Fault and Tekirdag Basin. Türk Deprem Araştırma Dergisi, 3 (2), 167-192.

Tan, A. ve Eyidoğan, H., 2019. The Kinematics of the East Anatolian Fault Zone, Eastern Turkey and Seismotectonic Implications. International Journal of Engineering and Applied Sciences, 11(4), 494-506.

Tan, O., Tapırdamaz, M. C., Ergintav, S., Inan, S., Iravul, Y., Saatcilar, R., ... & Koçyiğit, A.,2010. Bala (Ankara) earthquakes: Implications for shallow crustal deformation in central Anatolian section of the Anatolian platelet (Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 19(4), 449-471.

Tan, O., Tapırdamaz, M.C. ve Yörük A., 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17 (2008), 404-418.

Tarı, U., Tüysüz, O., Genç, C., Lom, N. ve Tekeşin, Ö., 2011. Hatay Grabeni'nin evrimi Güneydoğu Türkiye : Yapısal ve Morfolojik Bulgular. İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Tekeşin, Ö., 2011. Hatay (Antakya) – Samandağ Arasındaki Neotektonik Dönem Yapılarının Araştırılması. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Tekkeli, A. N., 2013. Genetik ve Parçacık Sürüsü Algoritmaları ile Gravite Anomalilerinin Modellenmesi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. İstanbul.

Toda, S. & Stein, R., 2003. Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B12).

Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt, S. B., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110 (B5).

Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V. & Lin, J., 2011. Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide. US Geological Survey open-file report, 1060 (2011), 63.

Toprak, V., Rojay, B. ve Heimann, A., 2002. Hatay Grabeninin Neotektonik Evrimi ve Ölü Deniz Fay Kuşağı İle İlişkisi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Ankara.

Tresca, H. E., 1864: Memoire sur l'ecoulement des corps solides soumis a de fortes pressions, Gauthier-Villars, Paris.

Tuncay, E., 2012. Kayaç Mekaniği Ders Notları. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Ders Notları, Ankara.

Utsu, T., 1971. Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time, and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence. J. Faculty of Science, Hokkaido Univ. Ser. 7 (Geophysics), 3 (5), 379-441.

Uzunoğlu, M. ve Onar Ö. Ç., 2003. Her Yönüyle Matlab (Genişletilmiş 2. Baskı). Türkmen Kitapevi, 758 s., İstanbul, Türkiye.

Üsküplü, S., 2012. Hatay İli ve Yakın Çevresi İçin Deprem Senaryolarının CBS İçerisinde Hazırlanması ve Bu Senaryoların Tarihsel Depremler İle Karşılaştırılması. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Vavrycuk, V., 2014. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. Geophysical Journal International, 199 (1), 69-77.

Vavrycuk, V., 2020. Stressinverse User Guide Version 1.1.3. https://www.ig.cas.cz/stress-inverse/ (20.05.2022).

Vavrycuk, V., Adamová, P., Doubravová, J., & Ren, Y., 2021. Mapping stress and fluids on faults by nonshear earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(2).

Wiemer, S. ve Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B7), 15115-15128.

Wiemer, S., & Wyss, M., 2000. 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.

Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. Seismological Research Letters, 72(3), 373-382.

Wyss, M., Wiemer S. ve Zuniga, R., 2001. ZMAP A Tool For Analyses of Seısmıcıty Patterns. Typıcal Applıcations and Uses: A Cook Book. Seismicity catalogs evaluation and detection of artificial anomalies.

Yalçın, N., 1980. Amanosların Litolojik Karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun Tektonik Evrimindeki Anlamı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 23, 21-30.

Yalçın, H., 2012.Türkiye ve Kafkasların Depremselliği Deprem Tehlikesinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sakarya.

Yas, T. ve Aşçı, M., 2017. Doğal Kaynaklı Potansiyel Alanların Birleşik Ters Çözümü. Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi, 16(1), 27-50.

Yıldırım, M. ve Gökaşan E., 2013. Mühendisler Jeoloji Bilgileri (Genişletilmiş İkinci Baskı). Yıldız Teknik Üniversitesi Yayınları, 169 s., İstanbul, Türkiye.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O. ve Yiğitbaş E., 1988. Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği (TPJD) Bülteni, 1, 52-72.

Yılmazer, M., 2009. Türkiye'de 3-Bileşenli Kuvvetli Yer Hareketi ve Geniş Bantlı Deprem Kayıtlarından Faylanma Mekanizmalarının Belirlenmesi ve Sismotektonik Yorumları. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yolsal, S., 2008. Girit-Kıbrıs Yayları ve Ölü Deniz Fay Zonu Çevresinde Oluşan Depremlerin Kaynak Mekanizması Parametreleri, Kayma Dağılımları ve Tarihsel Tsunami Simülasyonları. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Zalohar, J. ve Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. Journal of structural Geology, 29(11), 1798-1810.

Zhdanov, M. S., 2001. Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems. https://books.google.com.tr/books?hl=tr&lr=&id=tHtDETv7VCoC&oi=fnd&pg=PP1&dq=geophysical+inversion&ots=naq43NVQhP&sig=bHEexZaNzrFsE5lT3UzcAbBK1go&redir_esc=y#v=onepage&q=geophysical%20inversion&f=false (09.10.2022).

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı:	Nurdan ÖZCAN TEKİN
Doğum tarihi:	
Doğum Yeri:	
Uyruğu:	
Adres:	
Tel:	
E-mail:	
Eğitim	
Lise:	Erzincan Mustafa Doğan Anadolu Lisesi
Lisans:	Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği
Yüksek lisans:	Atatürk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Doktora:	
Yabancı Dil Bilgisi	
İngilizce:	Orta seviye (B1)
Üye Olunan Mesleki Kuruluşlar	
Tezden Üretilmiş Yayınlar	