

ÖNSÖZ

Yer içinde meydana gelen doğal olaylar (depremler) sismolojinin önemli bir araştırma konusudur. Depremler, yer içinin fiziksel yapısını ve gözle göremediğimiz kısımlarının özelliklerini anlamamızı sağlayan olaylardır.

Derinlerde (400 km ve daha derin) meydana gelen depremlerin geçmişten beri oluşum mekanizmaları, dinamik özellikleri ve yer içindeki etkileri yer bilimleri içinde önemli bir soruyu oluşturmaktadır. Yer içi konveksiyon akımlarının etkisi ile levhaların hareketleri ve levhaların birbirlerine göre konumları çeşitli jeolojik yapıları (okyanus ortası sırtlar ve çukurlar gibi) meydana getirmektedir. Dalma – batma (subduction zones) bölgeleri, levhaların çarpışması sonucu derin depremlerin en çok meydana geldiği bölgelerdir.

Bu çalışmayı bana önererek yer içinin yapısını, levha hareketlerini ve depremlerin oluşum mekanizmalarını daha iyi anlamamı sağlayan, bilimsel faaliyetlerin nasıl yapılacağını öğreten ve her konuda benden yardım ve bilgilerini esirgemeyen, tüm çalışmalarımda desteğini gördüğüm çok değerli hocam Prof. Dr. Ali PINAR'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Bir hocadan çok arkadaş olarak ilgi gösterdiğiniz için daha fazlasını hak ediyorsunuz. Benden desteğini esirgemeyen ve elinden gelen tüm yardımı yapan sayın Araş. Gör. Dr. Eşref YALÇINKAYA' ya, Araş. Gör. Dr. Nihan SEZGİN' e ve canım arkadaşım Jeofizik Müh. Pınar BÖLÜKBAŞI' na da teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca, tüm yaşamım ve tezim boyunca benden ellerinden gelen hiçbir desteği esirgemeyen ve hep yanımda olan aileme teşekkürü bir borç bilirim. Bu çalışmamı sevgili anneme armağan ediyorum.

Haziran 2004

Serkan ÖZÇELİK

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	vii
ÖZET.....	viii
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	2
2.1. GENEL BAKIŞ	2
2.2. LEVHA TEKTONİĞİ VE DALMA – BATMA BÖLGELERİ	4
3. MALZEME VE YÖNTEM	8
3.1. TEMEL KAVRAMLAR	8
3.1.1. Sismik Kaynak Bileşenleri.....	8
3.1.2. Yer Değiştirme	8
3.1.3. Sismik Moment Tensör.....	9
3.1.3.1. Deviatorik Moment Tensör	11
3.1.4 Zaman Ortamında Çözümleme	13
4. BULGULAR.....	18
4.1. VERİLER VE ÇÖZÜMLEME	18
4.2. ZAMAN ORTAMINDA KAYNAK PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI	20
4.2.1. 21 Temmuz 1994 DOĞU RUSYA – KUZEYDOĞU ÇİN SINIRI Depremi	21
4.2.2. 23 Ağustos 1995 MARIANA ADALARI Depremi	25
4.2.3. 20 Ağustos 1998 BONIN Depremi.....	27
4.2.4. 19 Ağustos 2002 FIJI – TONGA Depremleri.....	30

5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	39
6. KAYNAKLAR	42
7. ÖZGEÇMİŞ.....	47

ŞEKİL LİSTESİ

- Şekil 2.1.** Litosfer levhasının şematik gösterimi. Çeşitli levha sınırları gösterilmektedir, ok lar yer değiştirmeyi ve levhaların hareketlerini göstermektedir. Harfler ile belirtilen yapılar birbirlerine göre, A-B, okyanus ortası çukur (trench) ; B-C, B-D, B-F, okyanus ortası sırt (ridge); B-E, sağ yönlü geçiş (transform) bölümünü oluşturan okyanus ortası sırt, D-E, sağ yönlü geçiş (transform) bölümünü oluşturan okyanus ortası sırt; E-F, sol yönlü geçiş ve okyanus ortası çukur [12]. 3
- Şekil 2.2.1.** Yer yüzündeki başlıca levha sınırları (USGS)..... 5
- Şekil 2.2.2.** 1971 – 2003 yılları arasında $M_w \geq 5.0$ dünyada meydana gelmiş depremlerin uzaysal dağılımları. Odak dağılımlarının levha sınırlarında yoğunlaştığı görülmektedir. 6
- Şekil 2.2.3.** Çeşitli dalma – batma bölgelerinde Wadati – Benioff zonunun eğriliğinin değişimi [18]. A. New Habrides, B. Kermadec, C. Izu – Bonin, D. Tonga, E. Kurile- Kamchatka, F. Mariana. 7
- Şekil 3.1.** (a) Sismik kaynak bileşenleri, doğrultu (ϕ),eğim (δ), atım veya kayma yönü (λ), $\bar{D}$ yer değiştirme [21]; (b) farklı kayma yönlerine göre faylanma tiplerine örnekler [24]. 9
- Şekil 3.2.** Sismik moment tensörünü oluşturan dokuz olası kuvvet çifti [21, 26]. 13
- Şekil 4.1.** Çalışmada kullanılan depremlerin meydana geldiği yerler. Numaralar ile gösterilen depremlerin açıklaması Tablo 3.1 de verilmektedir..... 19
- Şekil 4.2.** 21 Temmuz 1994 Doğu Rusya sınırı depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir..... 24
- Şekil 4.3.** 23 Ağustos 1995 Marina depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga

şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.....	27
Şekil 4.4. 1973 – 2004 yılları arasında Izu-Bonin bölgesinde meydana gelmiş $M_w \geq 5.0$ depremlerin uzaysal dağılımı (Veriler neic.usgs.gov veri bankasından derlenmiştir).....	28
Şekil 4.5. 20 Ağustos 1998 Bonin depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.....	30
Şekil 4.6. 19 Ağustos 2002 Fiji – Tonga depremlerinin CMT çözümleri ve odak yerleri gösterilmektedir. A birinci depremi, B yedi dakika sonra meydana gelen depremi göstermektedir.....	31
Şekil 4.7. Fiji Bölgesi ve çevresinde oluşmuş okyanus ortası çukur, sırtlar ve transform faylar [38].....	32
Şekil 4.8. Güneybatı Pasifik bölgesinde levha, okyanus, ada-yayı arasındaki ilişkinin dik kesit gösterimi ve Fiji bölgesinin karşılıklı zıt yönlü iki dalma-batma zonu arasındaki görünümü [38'den derlenmiştir].....	33
Şekil 4.9. Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelmiş $M_w > 4.5$ depremlerin uzaysal dağılımları gösterilmektedir. A-B derinlik kesiti, 650 - 700 km derinliklerinde deprem odak dağılımları batıya doğru yatay bir şerit halinde devam etmektedir. Sarı : 0 – 70 km, turuncu : 71 – 300 km, kırmızı : 301 – 800 km [43'den derlenmiştir].....	34
Şekil 4.10. Fiji –Tonga bölgesinde meydana gelen birinci depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.....	36

Şekil 4.11. Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen ikinci depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir..... 38

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1. Dipol çifti tanımlayan moment tensörler ve karşılık gelen kaynak türleri [3].	14
Tablo 4.1 Çalışmada modellenmesi yapılan depremlerin listesi. Numaralar ile verilen depremlerin yerleri Şekil 3.1’ de gösterilmektedir. Değerler USGS’den alınmıştır.	18
Tablo 4.2. Green’s Fonksiyonu hesaplanması için kullanılan kabuk yapısı.	21
Tablo 4.3. 1976 – 2004 yılları arasında Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin sınırında meydana gelen depremlerin listesi ($M_w > 5.0$ ve $h > 400$ km, CMT çözümleri ve parametreler http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html adresinden elde edilmiştir).	23
Tablo 4.4. 21 Temmuz 1994 Depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.....	24
Tablo 4.5. 23 Ağustos 1995 Mariana depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.....	26
Tablo 4.6. 20 Ağustos 1998 Izu- Bonin Depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.....	29
Tablo 4.7. 20 Ağustos 2002 Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen ilk depremin (11:01 UTC) kaynak parametreleri, (a) ve (b) Tablo 2. de açıklanmıştır.	35
Tablo 4.8. 20 Ağustos 2002 Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen ikinci depremin (11:08 UTC) kaynak parametreleri, (a) ve (b) Tablo 2. de açıklanmıştır.	37

ÖZET

DERİN DEPREMLERİN (400-670 km) OLUŞUM MEKANİZMALARININ DALGA ŞEKLİ TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİYLE ARAŞTIRILMASI

Bu çalışmada Kikuchi ve Kanamori [3] tarafından geliştirilen tele – sismik veriler ile dalga şekli ters çözüm tekniği kullanılarak, dalma – batma (subduction zones) bölgelerinde meydana gelmiş beş adet derin ($h \geq 400$ km) ve büyük ($M_w \geq 7.0$) depremin oluşum mekanizmaları araştırılmış ve kaynak parametreleri hesaplanmıştır.

Deprem kayıtları IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) veri merkezinden alınmış. İstasyonların kaynağa uzaklıkları P dalgaları için $30^\circ - 90^\circ$, SH dalgaları için ise $40^\circ - 70^\circ$ arasında seçilmiştir. İstasyonlara varış zamanları önce P ve S dalgaları için hazırlanan zaman tablosu kullanılmış, bölgesel yapıların etkileri ve yer içi ile etkileşimi en az düzeye indirmek için birkaç saniyelik küçük değişiklikler yapılmıştır. Yer yapısının yanal heterojenitesi de her bir istasyon için hesaba katılmıştır. Green's fonksiyonu için derin kabuk yapısı hazırlanmıştır.

400 km den daha derinde ve $M_w \geq 7.0$ olan beş adet derin ve büyük depremin oluşum mekanizmaları araştırılarak elde edilen odak mekanizması çözümleri ve kaynak parametreleri elde edilmiştir. Derin depremler, sığ depremler ile benzer özellikler gösterebildikleri gibi, derinlerdeki süreksizliklerden etkilendiklerinden dolayı farklı özellikler gösterebilmektedir. Genel olarak derin depremlerin artçı şok etkinliği az olmasına rağmen, 23 Ağustos 1995 Mariana depreminde olduğu gibi yüksek artçı şok etkinliğine de sahip olabilmektedir. Mariana depremi hariç, ters çözüm çalışması yapılan diğer depremler birden fazla şokla meydana gelmiştir. Dalma – batma bölgeleri soğuk ve sıcak katman olarak ikiye ayrılmaktadır. Soğuk katmanlar yüksek artçı şok etkinliğine, yüksek kırılma hızına ve yüksek sismik etkinliğe sahiptir. Sıcak katmanlar ise düşük artçı şok etkinliğine düşük kırılma hızına ve düşük sismik etkinliğe sahip olmaktadır.

Derin depremlerin kaynak özellikleri dalan levhanın sıcaklık ile çeşitlilik göstermektedir. 410 – 660 km meydana gelen kimyasal süreksizliklerde dalan litosfer parçasının sismik etkinliğinde önemli rol oynamaktadır. Derin depremlerin sismolojik gözlemler ile değerlendirilmesi, yer içi yapısının daha iyi bir şekilde anlaşılmasını ve fiziksel özelliklerinin ortaya çıkarılabilmesini sağlamaktadır.

Hesaplanan parametreler ve elde edilen odak mekanizması çözümleri ile 400 km den daha derinlerde meydana gelen depremlerin kaynak özellikleri araştırılmaya çalışılmıştır. Farklı dalma – batma bölgelerinde meydana gelmiş derin ve beş büyük

deprem seçilerek bu çalışmada kullanılmıştır. Birden fazla şokla meydana gelen deprem karmaşık (komplex) depremler olarak adlandırılmaktadır. 19 Ağustos 2002’de Fiji – Tonga bölgesinde yaklaşık yedi dakika ara ile iki adet derin ve büyük deprem meydana gelmiştir. Dalma – batma bölgelerinde meydana gelen depremler genel olarak karmaşık kaynak özelliklerine sahip olmaktadır. Bu karmaşıklık, birden fazla şoktan (alt olaydan) oluşmaları, bazen yüksek artçı şok etkinliğine sahip olma özelliklerini belirtmektedir.

Derin depremler, sığ depremlerle benzer özellikler göstermesine rağmen, tam olarak anlaşılamamış olma özelliklerini korumaktadırlar.

SUMMARY

AN INVESTIGATION ON THE SOURCE PROCESS OF DEEP EARTHQUAKES (400 – 670 KM) USING A WAVEFORM INVERSION METHOD

We have investigated the source process of five deep subduction region earthquakes using teleseismic data and the waveform inversion technique developed by Kikuchi and Kanamori [3].

The data was retrieved from IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) data center including the stations at epicentral distances of P and SH between 30° - 90°, 40° - 70°, respectively. The travel times at the P and S waves were taken from travel time tables and slight modification were done to remove the effect of the heterogeneities. This structural heterogeneities for each station was encountered. Deep crustal structure was used in calculating the Green's functions.

The source parameters and focal mechanisms of five deep $M_w > 7.0$ earthquakes occurred at depths larger than 400 km are retrieved. Although the deep earthquakes show some similarities with the shallow events, they show some specific differences, as well. Usually, the aftershock activity is low, but in some cases such as the 23 August 1995 Mariana earthquake the aftershock activity could be high. All the events analysed in this study, except the Mariana one, are multiple events.

The subduction regions are mainly divided into two; namely, the cold and hot regions. The cold region show high aftershock activity, high rupture velocity, and high seismic activity. The hot regions, on the other hand, show low aftershock activity, low rupture velocity, and low seismic activity.

The source properties at the deep earthquakes are function of temperature. The chemical discontinuities at 410 – 660 km depth range play an important role in the seismic activity at the subducting lithosphere. The evaluation at the deep earthquakes using the seismology methods provides better means understanding the deeper parts of the Earth as well as their physical properties.

1. GİRİŞ

Bu çalışmada, 400 km'den daha derinlerde meydana gelen büyük ($M_w > 7.0$) depremlerin oluşum mekanizmaları dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak araştırılmıştır.

Derin ve büyük depremler, yaklaşan (çarpışma) levha sınırlarında oluşan dalma – batma bölgelerinde meydana gelmektedir. Pasifik levhasının bulunduğu bölge incelendiğinde, yerkürede derin ve büyük depremlerin en çok meydana geldiği bölgelerden biri olduğu anlaşılmaktadır. 400 km den daha derinlerde ve $M_w \geq 7.0$ olan, Pasifik Levha'sında meydana gelmiş depremlerden beş tanesi seçilerek, oluşum mekanizmalarını incelemek ve kaynak parametrelerini hesaplamak için dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Ters çözüm sonrası elde edilen sonuçlar bulgular kısmında verilmiştir.

Derin depremler ile ilgili yapılmış çalışmalar araştırılarak, dalma – batma bölgeleri ve meydana gelmiş depremler incelenerek bilgi ve malzeme toplanmıştır. Seçilen depremlerden daha önce elde edilen sonuçlar ile elde ettiğimiz sonuçlar karşılaştırılarak yorum ve değerlendirmeler yapılmıştır.

Çalışmada kullanılan tele – sismik cisim dalgaları ile dalga şekli ters çözüm yöntemi ile değerlendirme ve çözümlemeler yapıp, seçilen depremlerin kaynak parametreleri ve odak mekanizması çözümleri elde edilmiştir. Kullanılan yöntem için ters çözüm aşamasında kullanılacak parametreler belirlenmiştir. Örneğin; Green's fonksiyonu için derin bir kabuk yapısı hazırlanmış, her bir deprem için ortalama bir kırılma hızı seçilmiştir.

Bu çalışma, elde edilen ters çözüm sonuçları ile dalma – batma bölgelerinde meydana gelen depremlerin kaynak mekanizmaları hakkında bilgi edinmek ve sismotektonik açıdan değerlendirmek amacı ile yapılmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. GENEL BAKIŞ

Yerküre’de derin depremlerin (> 400 km) en çok meydana geldiği bölgeler, dalma-batma (subduction zone) bölgeleridir. Dalma-batma bölgeleri yakınlaşan (convergence) levha sınırlarında oluşmaktadır. Yakınlaşan levha sınırlarında, levhalar birbirine doğru hareket etmekte ve çarpışmaktadır [1].

Yakınlaşan levha türleri, okyanus-okyanus, kıta-okyanus, kıta-kıta olabilir. Birbirine yakınlaşan levhaların ikisi de okyanus kabuğundan oluşmuşsa, levhalardan biri diğerinin altına dalar. Dalan levha aşağıya doğru eğilmekte, okyanus çukurunun dış kısmını oluşturmaktadır. Levhalardan biri diğerinin altına dalarken, dalan litosferin üst kısmında sık, orta derinlikte ve derin depremlerden oluşan Benioff deprem kuşağı oluşmaktadır (Şekil 2.1.) [2]. Depremlerin odak derinliklerinin 670 km derinliğe kadar ulaşması kırılğan levhanın bu derinliğe kadar ulaştığına işaret etmektedir [2].

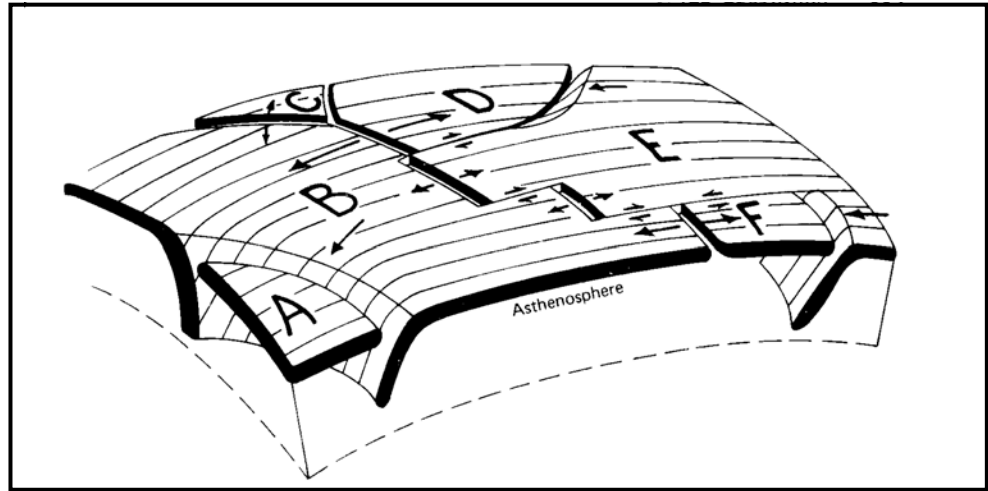
400 km den daha derinde meydana gelen depremler, zaman ortamında incelenmeye çalışılmış, kaynak parametreleri ve oluşum mekanizmaları Kikuchi ve Kanamori [3], tarafından geliştirilen tele-sismik cisim dalgalarının dalga şekli ters çözüm yöntemi ile araştırılmıştır.

Cisim dalgalarının zaman ortamında değerlendirilmesi, kaynak kırılma işlemi ile faylanma mekanizmasından ayrıntılı bir şekilde bilgi edinilmesini sağlamaktadır [3, 4].

Yaklaşık 80 yıl önce derin depremlerin belirlenmesinden itibaren, 100 km den daha derinlerdeki depremlerin faylanma mekanizmalarının açıklanabilmesi, sismoloji içinde çok önemli bir konu olduğu ortaya çıkmıştır [5]. Sismolojik gözlemler derin depremlerin kaynak mekanizmalarını anlamak için çok önemlidir. 400 km den daha

derin depremler için bir çok sismolojik çalışma sonucu, derin depremlerin sığ depremlerle benzer özellikler gösterdikleri sonucuna varılmıştır [6].

Dalma – batma bölgelerindeki derin depremlerin kaynak özellikleri, sıcaklık (termal etki), basınç ve çeşitli süreksizlikler (ör; düşük hız zonları) sonucu farklılıklar göstermektedir ve buda bir çok çalışma ile desteklenmektedir. Derin depremlerin oluşum mekanizmaları, sığ depremler gibi benzer özellikler göstermelerine rağmen, çeşitli etkiler sonucu farklılıklar göstermektedirler. Dalma – batma bölgeleri soğuk (eski) ve sıcak (yeni) katmanlar olarak ikiye ayrılmaktadır. Soğuk katmanlarda meydana gelen depremler yüksek artçı şok aktivitesi, yüksek kırılma hızı ve yüksek sismik etkinlik göstermektedir. Sıcak katmanlarda ise bunların tam tersi olarak, genellikle düşük artçı şok aktivitesi, düşük kırılma hızı ve düşük sismik etkinlik görülmektedir [5, 6]. Aynı bölge içinde depremlerin kaynak özelliklerinden dolayı bu etkiler değişiklik göstermektedir. Örneğin, 23 Temmuz 1991 Arjantin depreminin özellikleri, Güney Amerika da meydana gelen diğer depremlerden farklı özellikler göstermiştir [5].



Şekil 2.1. Litosfer levhasının şematik gösterimi. Çeşitli levha sınırları gösterilmektedir, oklar yer değiştirmeyi ve levhaların hareketlerini göstermektedir. Harfler ile belirtilen yapılar birbirlerine göre, A-B, okyanus ortası çukur (trench) ; B-C, B-D, B-F, okyanus ortası sırt (ridge); B-E, sağ yönlü geçiş (transform) bölümünü oluşturan okyanus ortası sırt, D-E, sağ yönlü geçiş (transform) bölümünü oluşturan okyanus ortası sırt; E-F, sol yönlü geçiş ve okyanus ortası çukur [12].

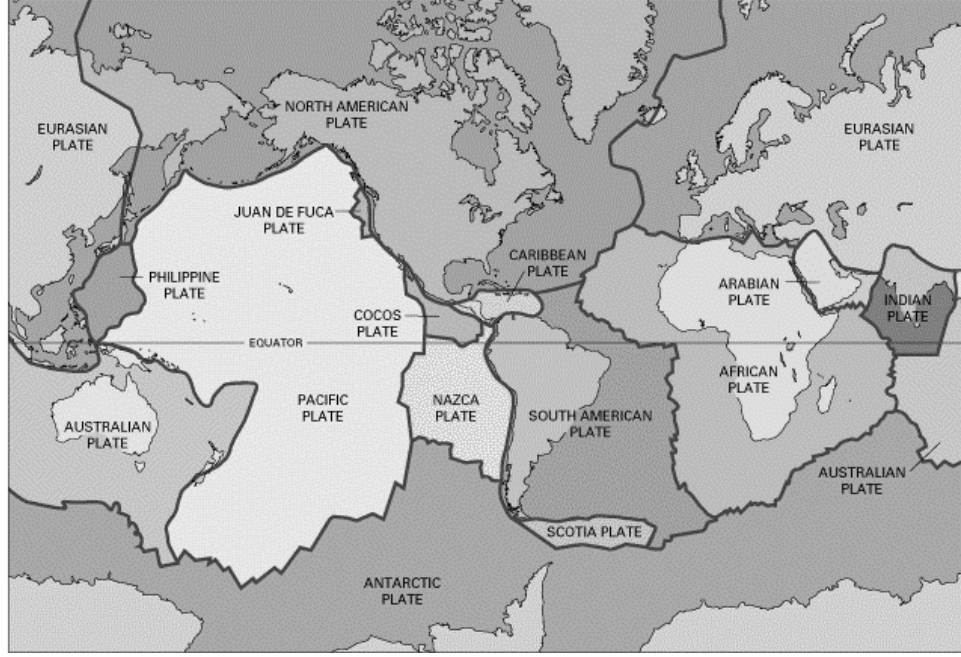
Derin depremlerin kaynak mekanizmaları ve tektonik yorumları sismoloji içinde önemli bir çalışma konusunu oluşturmaktadır. Derin depremler sığ depremlerden ilginç farklılıklar göstermekte, örneğin; çok düşük artçı şok oluşumları gibi [6 - 9].

400 km den daha derinde ve $M_w \geq 7.0$ olan, Pasifik Levha sınırındaki dalma-batma bölgelerinde meydana gelmiş beş adet depremin oluşum mekanizmaları dalga şekli ters çözüm yöntemi ile araştırılmaya çalışılmış, zaman ortamında da kaynak parametreleri hesaplanmıştır.

2.2. LEVHA TEKTONİĞİ VE DALMA – BATMA BÖLGELERİ

Levha tektoniği genel anlamı ile şu şekilde özetlenebilir: Yerküre'nin kırılğan olan dış tabakasının (litosfer) , yaklaşan (convergent), uzaklaşan (divergent) ve yanal atımlı (transform) hareketlerin meydana geldiği dar ve sürekli sınırlar boyunca birbirlerine göre devamlı hareket halinde oldukları kabul edilen, levhalara ayrılmış olduğu kabul edilmektedir [2, 10]. Levha tektoniği teorisine göre kısaca yeryüzümüzün litosfer tabakasının çok sayıda levhalardan oluştuğu ve bu levhaların zaman içinde hareket ettiği ve şekil değiştirdiği ifade edilebilir (Şekil 2.1). Litosfer, üst manto ve kabuğu içeren yaklaşık 100 km kalınlıklı katı kırılğan katmandır. Levhalar ya birbirlerine doğru yaklaşmakta ya da birbirlerinden uzaklaşmakta veya yanal atımlı (transform) faylar boyunca birbirinin yanından geçmektedir. Bütün jeolojik olaylar ve meydana gelen tektonik yapılar (ör; okyanus ortası çukur, sırt) sözü edilen levha sınırlarında meydana gelmektedir [1, 11] (Şekil 2.2.1., 2.2.2.).

Şekil 2.2.1 de yeryüzündeki başlıca levha sınırları görülmektedir. Depremler ve dalma – batma bölgeleri yerin katı ve kırılğan kısmını oluşturan litosfer kısmında meydana gelmektedir. Günümüze kadar bir çok araştırmacı litosfer katmanı ile ilgili çeşitli araştırmalar yapmışlar ve bu kırılğan katmanla ilgili araştırmalar yapılmaya devam etmektedir [12 – 15].

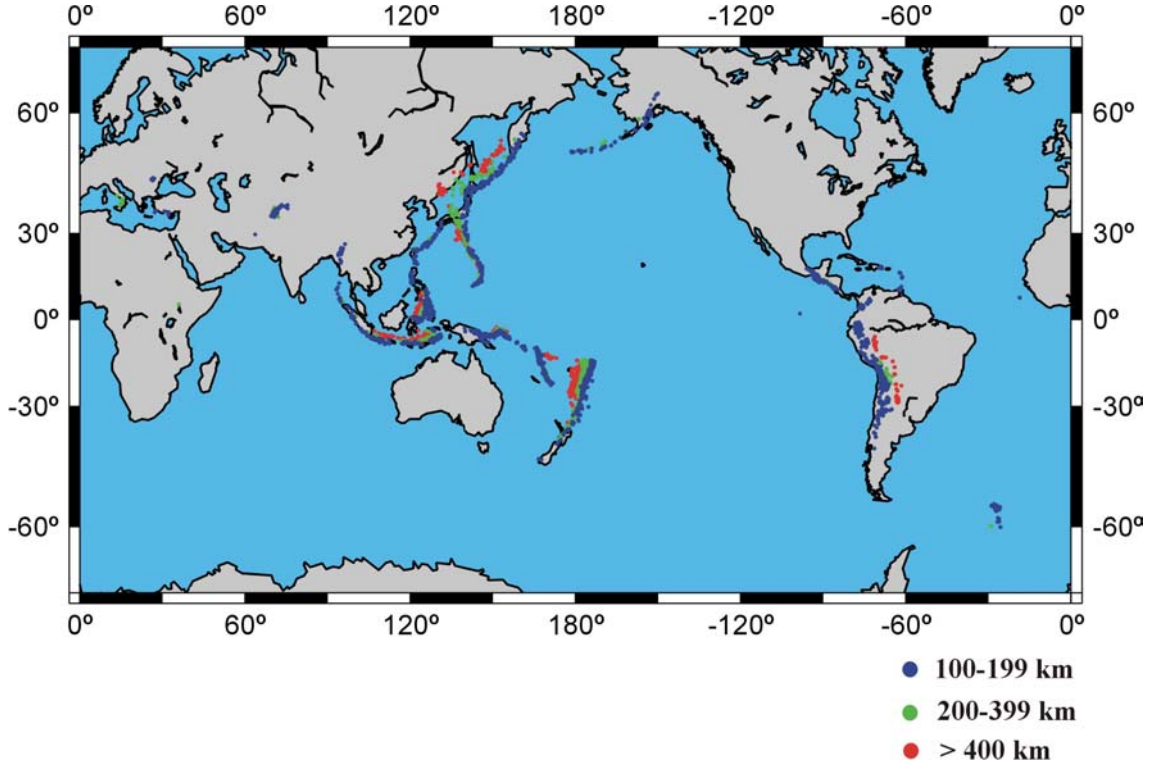


Şekil 2.2.1. Yer yüzündeki başlıca levha sınırları (USGS).

Dalma – batma bölgelerinin en iyi bilinen jeofizik özellikleri, deprem odak dağılımlarıdır. Wadati – Benioff zonu olarak adlandırılan deprem odak dağılımlarının oluşturduğu katman (slab) aktif kıta kenarlarının genel özelliğidir [10]. Dalma –batma bölgelerindeki deprensellik değişik açılardan çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Isacks ve Molnar [16] dalan levhalar içinde oluşan orta derinlikli ve derin depremlerin odak mekanizmalarını ve bunlara bağlı gerilme sistemlerini incelemişlerdir. Toksöz ve diğ., [17] dalan litosferlerin oluşumunu ve derin odaklı depremlerin mekanizmalarını tartışmışlar ve bunları çekimsel cisim kuvvetleri ile manto desteği arasındaki denge açısından açıklamaya çalışmışlardır.

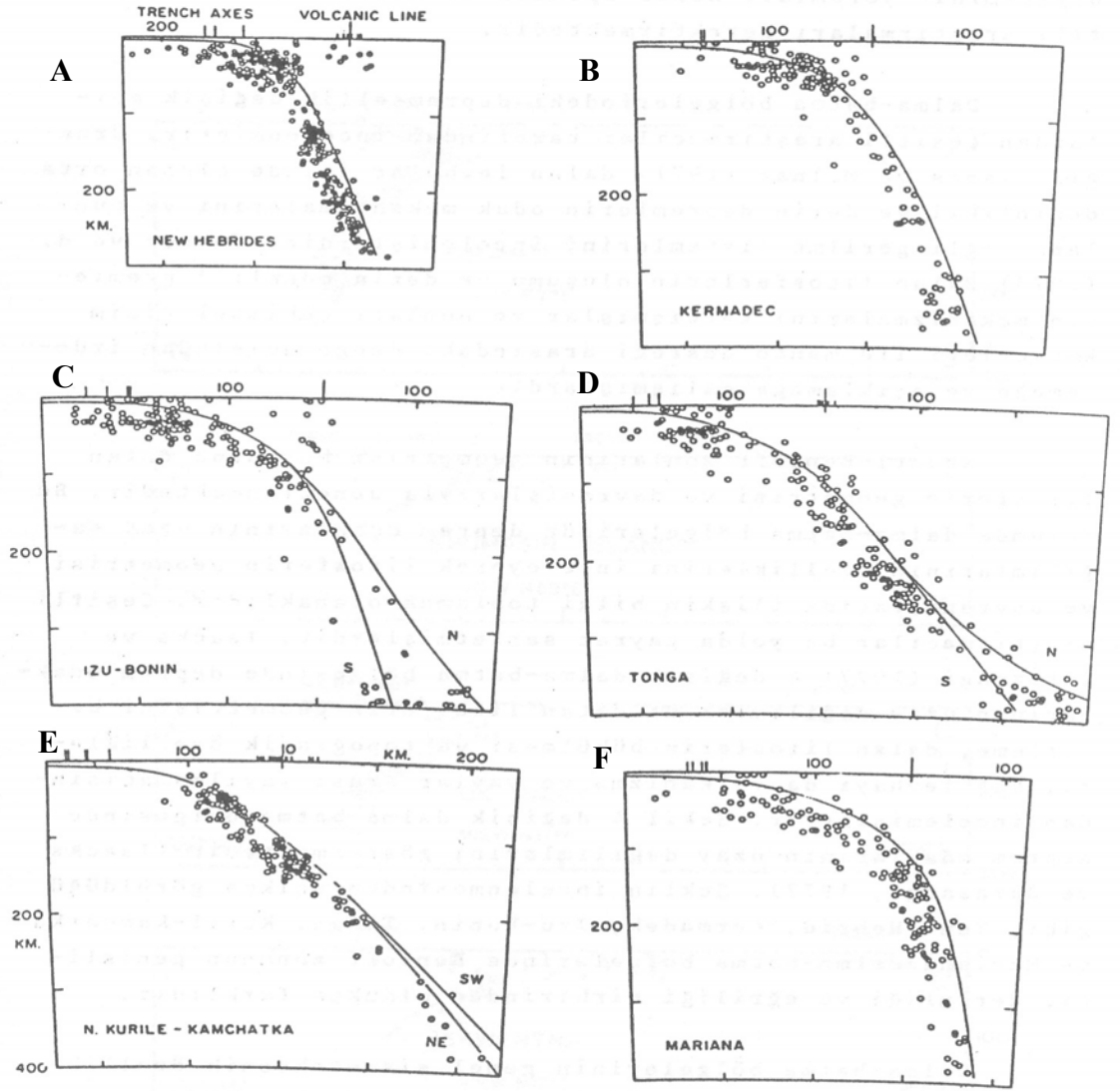
Dalma-batma bölgesindeki depremlerin derinlik dağılımına baktığımız zaman levhaların farklı açıyla daldıkları görülmektedir (Şekil 2.2.3.). Şekil 2.2.3’de değişik dalma-batma bölgelerinde deprem odaklarının uzay dağılımlarını gösterilmektedir [18]. Bazıları dik, bazıları da daha düşük açıyla dalmaktadır. Wadati –Benioff zonlarının geometrisi, dalan litosferin geometrisi ve davranışları ile denetlenmektedir. Dalma – batma bölgelerinde deprem odaklarının uzay dağılımlarının özellikleri incelenerek litosferin geometrisi ve davranışına ilişkin bilgi toplamak olanaklıdır [10]. Aynı levha

sınırı içinde yer alan farklı dalma – batma bölgeleri, geometrik olarak çeşitlilik göstermektedir (Şekil 2.2.3). Buda bize, mantodan yukarıya doğru çıkan malzemenin ve levhaların hareket hızlarının bölgesel olarak farklılık gösterdiğine işaret etmektedir.



Şekil 2.2.2. 1971 – 2003 yılları arasında $M_w \geq 5.0$ dünyada meydana gelmiş depremlerin uzaysal dağılımları. Odak dağılımlarının levha sınırlarında yoğunlaştığı görülmektedir.

Dalma – batma bölgelerinin genel sismotektonik özellikleri birbirlerine benzemekle birlikte, ayrıntılı olarak incelendiklerinde farklı bir takım özelliklere sahip oldukları görülmektedir [19, 20]. Dalan litosfer parçasının geometrisinden, aşağı doğru hareket hızından ve depremlerin odak dağılımlarından anlaşılabilir.



Şekil 2.2.3. Çeşitli dalma – batma bölgelerinde Wadati – Benioff zonunun eğriliğinin değişimi [18]. A. New Habrides, B. Kermadec, C. Izu – Bonin, D. Tonga, E. Kurile- Kamchatka, F. Mariana.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. TEMEL KAVRAMLAR

3.1.1. Sismik Kaynak Bileşenleri

Genel olarak doğal kaynaklar, önemli dinamik gelişim süreçlerini gösterdiklerinden dolayı sismolojide çok önemlidir. Sismograf istasyonlarında kayıt edilen sismogramlar, kaynak ile dalganın yayıldığı ortamın özelliklerini içerir. Yüzeyde bulunan sismometreler ile kayıt edilen sismik dalgalardan yararlanılarak, yüzlerce kilometre derinlerde meydana gelen bir olayın fiziksel özelliklerini açıklayabiliriz [21].

Sismolojide doğal kaynaklı sarsıntılar (depremler) faylar ile açıklanır. Sismolojik açıdan bir fay, doğrultu (ϕ), eğim (δ), atım veya kayma yönü (λ) ile tanımlanır (Şekil 3.1.).

Bu kavramlar;

Doğrultu (strike): Fay doğrultusunun kuzeyle yaptığı açı, $0^\circ - 360^\circ$ arasında değişir.

Eğim (dip): Fay düzlemi ile yeryüzü arasındaki açıdır ve $0^\circ - 90^\circ$ arasında değişir.

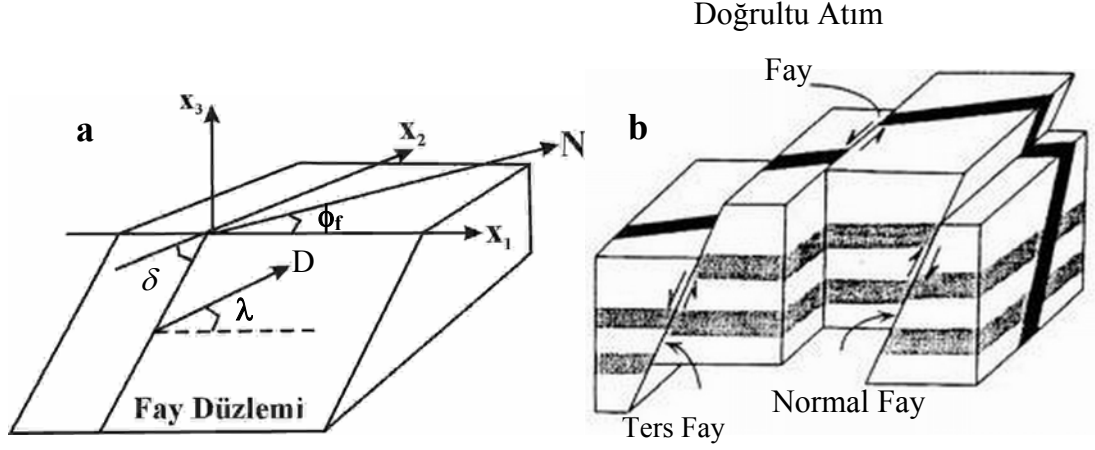
Atım (slip): Fay doğrultusu ile kayma yönü arasındaki açıdır ve $-180^\circ - 180^\circ$ arasında değişir.

3.1.2. Yer Değiştirme

Yer içindeki her hangi bir x_0 noktasına t_0 zamanında bir f birim kuvvetinin uygulandığını varsayalım. $F(x_0, t_0)$ kuvveti etkisindeki taneciklerin dt gibi bir zaman aralığında konum değiştirerek, x gibi bir noktaya taşınması yer değiştirme olarak tanımlanabilir [22]. Kaynağın zaman içerisindeki davranışı Green's fonksiyonları ile tanımlanır ve Green's fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılan kabuk modeline doğrudan bağlıdır [23]. Matematiksel olarak aşağıdaki gibi yazılabilir [22].

$$U_i(x,t) = G_{ij}(x,t;x_0,t_0) \dot{f}_j(x_0,t_0) \quad (3.1)$$

Burada U yer değiştirme, G ise Green's fonksiyonlarıdır.



Şekil 3.1. (a) Sismik kaynak bileşenleri, doğrultu (ϕ), eğim (δ), atım veya kayma yönü (λ), $\bar{D}$ yer değiştirme [21]; (b) farklı kayma yönlerine göre faylanma tiplerine örnekler [24].

3.1.3. Sismik Moment Tensör

Üç boyutlu bir sistemde sismik moment tensör dokuz ayrı kuvvet çiftinden oluşmuştur (Şekil 3.2). Bu kuvvet çiftleri matris formunda 3.2 eşitliği ile.

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \text{ olarak yazılır.} \quad (3.2)$$

Sismik moment, kayma modülü (μ), kayma yüzeyinin alanı (A) ve atım (ν) miktarına bağlı olarak [22].

$$M_o = \mu \nu A \quad (3.3)$$

şeklinde skalar bir büyüklük olarak tanımlanır.

Dipol çift için (3.2) eşitliği, M_o skaler moment olmak üzere aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$M = M_o \begin{bmatrix} 0 & M_{12} & 0 \\ M_{21} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

Tensorlerin genel özelliklerine bağlı olarak, sismik moment tensör de simetriktir. Bu nedenle (3.2) denkleminde üst diyagonal parçanın hesaplanması tüm matrisin hesaplanması anlamına gelir. M_{11} , M_{22} , M_{33} , M_{12} , M_{13} , M_{23} bileşenlerinin belirlenmesi çözüm için yeterlidir.

Şekil 3.1.a’da verilen kaynak bileşenleri kullanılarak coğrafi koordinatlara bağlı moment tensör bileşenleri aşağıdaki gibi tanımlanır [21].

$$\begin{aligned} m_1 = M_{11} &= -M_o [\sin(\delta) \cos(\lambda) \sin(2\phi) + \sin(2\delta) \sin(\lambda) \sin^2(2\phi)] \\ m_2 = M_{12} &= M_o [\sin(\delta) \cos(\lambda) \cos(2\phi) + 0.5 \sin(2\delta) \sin(\lambda) \sin(2\phi)] \\ m_3 = M_{13} &= -M_o [\cos(\delta) \cos(\lambda) \cos(\phi) + \cos(2\delta) \sin(\lambda) \sin(\phi)] \\ m_4 = M_{22} &= M_o [\sin(\delta) \cos(\lambda) \sin(2\phi) - \sin(2\delta) \sin(\lambda) \cos^2(\phi)] \\ m_5 = M_{23} &= -M_o [\cos(\delta) \cos(\lambda) \sin(\phi) - \cos(2\delta) \sin(\lambda) \cos(\phi)] \\ m_6 = M_{33} &= M_o [\sin(2\delta) \sin(\lambda)] = - (M_{11} + M_{22}) \end{aligned} \quad (3.5)$$

Burada;

δ : Eğim açısı, fay düzlemi ile yer yüzeyi (yatay) arasındaki açı (dip),

ϕ : Fay doğrultusu ile coğrafi kuzey arasındaki açı (strike),

λ : Kayma vektörü ile fay doğrultusu arasındaki açı (rake).

3.5 eşitliklerinde verilen bileşenlerden ilk beş tanesi P, SV ve ya SH yer değiştirmelerini tanımlarken, altıncı bileşen kaynaktan her yönde eşit enerji yayılımını örneğin patlatma türü bir kaynağı tanımlar. P ve S dalgaları için moment tensörü ilk beş bileşenin toplamı ile verilir.

$$M = \sum_{i=1}^5 m_i \quad (3.6)$$

Deprem sonrası yer değiştirme (U_n) ise, G_{in} her bir moment tensör bileşenine karşılık gelen Green fonksiyonları olmak üzere,

$$U_n(x,t) = \sum_{i=1}^5 m_i * G_{in} \text{ dir.} \quad (3.7)$$

Bu ise 3.1 eşitliği ile verilen birim kuvvet için tanımlanan yer değiştirme tanımının, kuvvet çiftlerinden oluşan moment tensörü cinsinden tanımlanmasından başka bir şey değildir.

3.1.3.1. Deviatorik Moment Tensör

Yerin derinliklerinde kayaların üzerine binen ağırlıkları nedeniyle büyük sıkışma gerilmeleri (stress) meydana gelir. Bir çok uygulamada sıkışma gerilmeleri dikkate alınmaz ve sadece gerilme farkı hesaba katılmaktadır. Böylece ortalama gerilme aşağıdaki gibi belirtilir [25];

$$M = (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}) / 3 = \sigma_{ii} / 3 \quad (3.8)$$

Böylece ortalama gerilmeyi diagonal gerilme tensörünün izi şeklinde tanımlayabiliriz; bu da toplam asal gerilmelerin 1/3 dür.

$$M = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3 \quad (3.9)$$

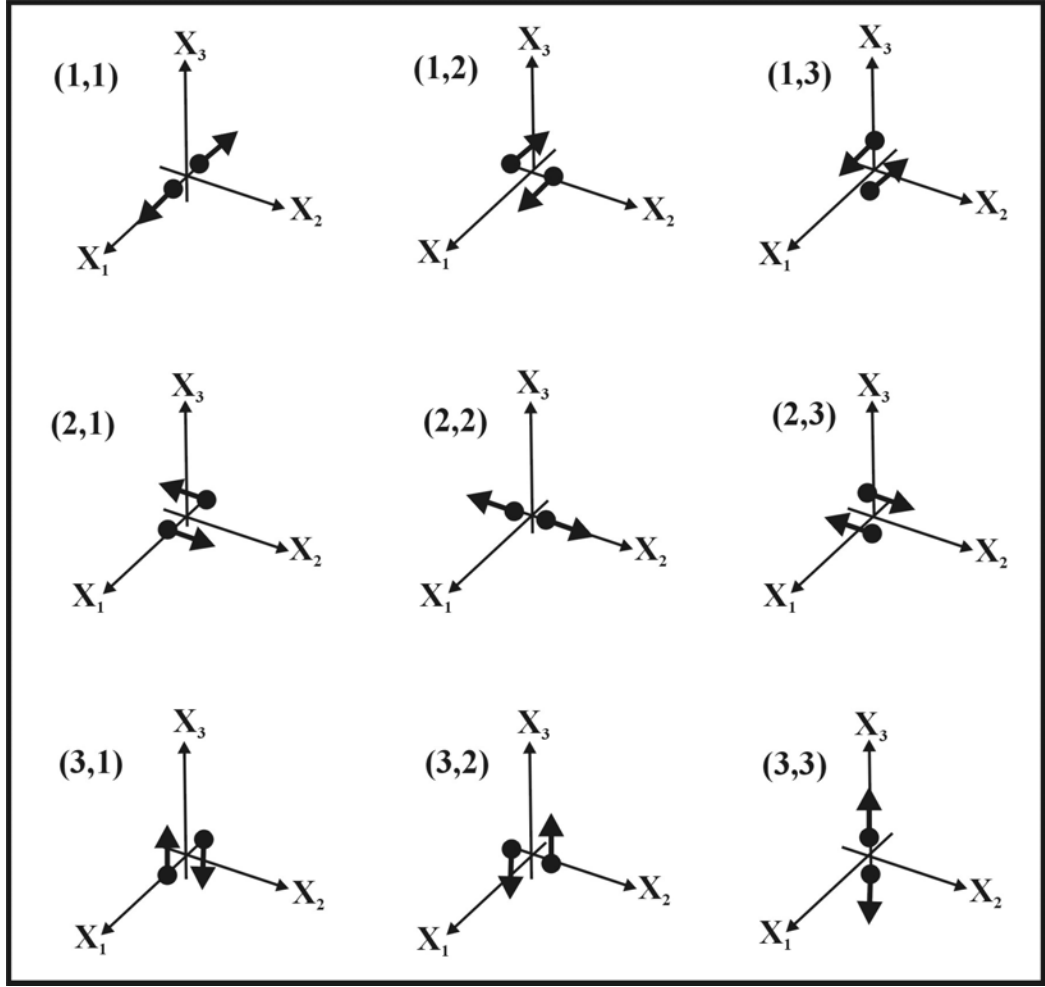
Deviatoric stress tensör , asal gerilme tensörlerin etkisinin çıkarılması ile tanımlanır,

$$D_{ij} = \sigma_{ij} - M\delta_{ij}$$

$$D = \begin{pmatrix} \sigma_{11} - M & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - M & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - M \end{pmatrix} \quad (3.10)$$

Böylece, asal gerilmeler büyük ve birbirine yakın olduğunda, deviatoric stress tensor bunların etkilerini giderir ve geri kalan stress halini gösterir. Deviatoric stress tensor diagonal hale getirilebilir ve gerilme tensörüyle aynı asal gerilme eksenlerine sahip olabilir [25].

Bu genel kavram, yer ile ilgili tartışmalarda önemlidir, çünkü deviatoric stress, tektonik etkiler ve deprem faylanmalarının nedeni ve sismik dalga yayılımlarının sonuçlarıdır [25].



Şekil 3.2. Sismik moment tensörünü oluşturan dokuz olası kuvvet çifti [21, 26].

3.1.4. Zaman Ortamında Çözümleme

Kullanılan yöntem karmaşık (complex) ya da tekli kırılan depremlerin kaynak parametrelerinin elde edilmesini belirleyebilmektedir. İlk olarak Kikuchi ve Kanamori [4] tarafından ortaya çıkarılmıştır. Bu aşamada yöntemin gelişimi karmaşık cisim dalgalarının içerdiği bir çok şok dizisinin ters evrişim içinde kullanımını sağlamaktadır. Bir çok araştırmacı, olayların (depremlerin) bütün bileşenlerinin hemen hemen aynı fay geometrisi ve derinliği ve uzak alan kaynak zaman fonksiyonunun da yükselim fonksiyonunun bir süperpozisyon gibi elde edildiğini varsaymaktadır. Odak mekanizması cisim ve/yada yüzey dalgalarının ışınsal yayınımlarından bilinmektedir.

Alt olayların (subevent) meydana geldiği yerler ters çözüm işlemi ile belirlenir. Burada bütün alt olaylar aynı kaynak mekanizmasına sahip olduğu varsayılmıştır. Daha sonra, Kikuchi ve Fukao [27] yöntemlerini farklı kaynak mekanizması ve ikincil alt olaylar ile tanımlayarak geliştirmişlerdir. Birincil ve ikincil alt olayların mekanizmaları, gözlemsel ve hesaplanan (sentetik) sismogramlar arasındaki uyum deneme ve hata miktarı içinde sabitlenerek geliştirilmiştir. Bir modellemenin başlangıcında, özellikle birincil alt olayların mekanizmaları için, diğer yöntemlerin kullanılması ile de kaynak parametreleri elde edilmektedir. Son olarak, Kikuchi ve Kanamori [3] her bir olaydan olaya değişebilen nokta kaynağın bütün parametrelerini ayırmaktadır. Bu parametreler mekanizma, zamanlama ve alt olayların yerleri gözlemsel ve sentetik sismogramların birbirlerine uygun olması yolu ile deprem kayıt verilerinden elde edilir.

Kikuchi ve Kanamori [3] tarafından geliştirilen yöntemin matematiksel formülasyonu aşağıdaki gibi özetlenmeye çalışılmıştır: Genellikle sismik moment $[M_{ij}]$ 6 bağımsız elemanlar topluluğudur. Ek sınırla birlikte $[M_{ij}]$ nin belirginliği sıfırdır, çıkarılan izin bir kısıtlaması ile bir pure – deviatoric moment tensor elde edilir ve momentin sıfır olması ile moment tensor ikili kuvvet çifti azalır. Bir sismik kaynağı gösteren 6 elemanlı moment tensor aşağıdaki gibi verilmiştir. Aki ve Richards [26], genel bir moment tensörün bağımsız elemanlar tarafından nasıl belirtildiğini detaylı olarak açıklamıştır.

Tablo 3.1. Dipol çifti tanımlayan moment tensörler ve karşılık gelen kaynak türleri [3].

 $M_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_2 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_3 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}; M_4 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix};$			
 $M_5 = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}; M_6 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$		M_1, M_2 = Doğrultu Atımlı M_3, M_4 = Düşey Atımlı M_5 = 45° Eğimli M_6 = Patlatma	

Burada x, y, z (M_{ij}) moment tensor ünün koordinatları, sırası ile kuzey, doğu ve düşeye uygun gelmektedir. Herhangi bir moment tensor M_n ' in lineer bir kombinasyonu olarak gösterilebilmektedir.

$w_{jn}(t;p)$, nci başlangıç tensoru M_n e göre j istasyonda hesaplanan sismogram olur; burada p başlangıç zamanını gösteren bir parametredir, diğerleri de kaynak parametreleridir. M_n için a_n katsayısı gözlemsel sismogramdan $x_j(t)$ elde edilebilir.

$$\Delta = \sum_{J=1}^{N_s} \int \left[x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n w_{jn}(t;p) \right]^2 dt \quad (3.11)$$

$$\Delta = R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_b} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_b} \sum_{n=1}^{N_b} R_{nm} a_n a_m \quad (3.12)$$

$\Delta = \text{minimumdur.}$

Burada, N_b başlangıç tensorlerin sayısı olarak kullanılır, N_s ise istasyonların sayısıdır, ve;

$$R_x = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[x_j(t) \right]^2 dt \quad (3.13)$$

$$R_{nm}(p) = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[w_{jn}(t;p) w_{jm}(t;p) \right] dt \quad (3.14)$$

$$G_n(p) = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[w_{jn}(t, p) x_j(t) \right] dt \quad (3.15)$$

Düzenlenerek, $n = 1, \dots, N_b$ normal eşitliği için, $\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0$

$$\sum_{m=1}^{N_b} R_{nm} a_m = G_n \quad (3.16)$$

elde edilir.

$[R_{nm}]$ matrisinin tersi, $[R_{nm}^I]$ olur.

$$\sum_l R_{nl} R_{lm}^I = \delta_{nm}, \quad n, m = 1, \dots, N_b \quad (3.17)$$

burada, δ_{nm} Kroneker deltadır. Daha sonra çözüm,

$$a_n = a_n^0 \equiv \sum_m R_{nm}^I G_m \quad (3.18)$$

dir.

Rezidüel hata miktarı da,

$$\Delta = R_x - \sum_n G_n a_n^0 \quad (3.19)$$

Bu aşamada, a_n^0 ve böylece Δp parametresinin fonksiyonudur. En uygun p , Δ minimumdan elde edilendir, yada

$$\Psi_M(p) = \frac{\sum n G n a_n^0}{R_x} = \frac{\sum n \sum m R_{nm}^I G_m G_n}{R_x} = \text{maksimum} \quad (3.20)$$

olmalı.

Ψ_M sentetik ve gözlemsel dalga şekilleri arasındaki ilişkidir. Gözlemsel ve sentetik dalga şekilleri hemen hemen aynı olduğunda, normalleştirme faktörü R_x de $\Psi_M = 1$ i ortaya çıkarmaktadır.

a_n katsayıları kullanılarak, moment tensorün sonucu aşağıdaki formül ile verilmektedir.

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \quad (3.21)$$

Başka bir yolla bulunan diğer alt olayın a_n katsayısı, ilk alt olay etkisi çıkarılır, şöyle ki;

$$/x_j(t) = x_j(t) - m_1 w_{jn}(t; p) \quad (3.22)$$

burada $/x_j(t)$, rezidüel sismogram ve m_1 de ilk alt olayın sismik moment değeridir. Ve $x_j(t)$ ile $/x_j(t)$ yer değiştirdikten sonra yukarıdaki yöntem tekrarlanır. Bu yöntem N_e kere olabilmektedir, burada N_e alt olayların sayısıdır.

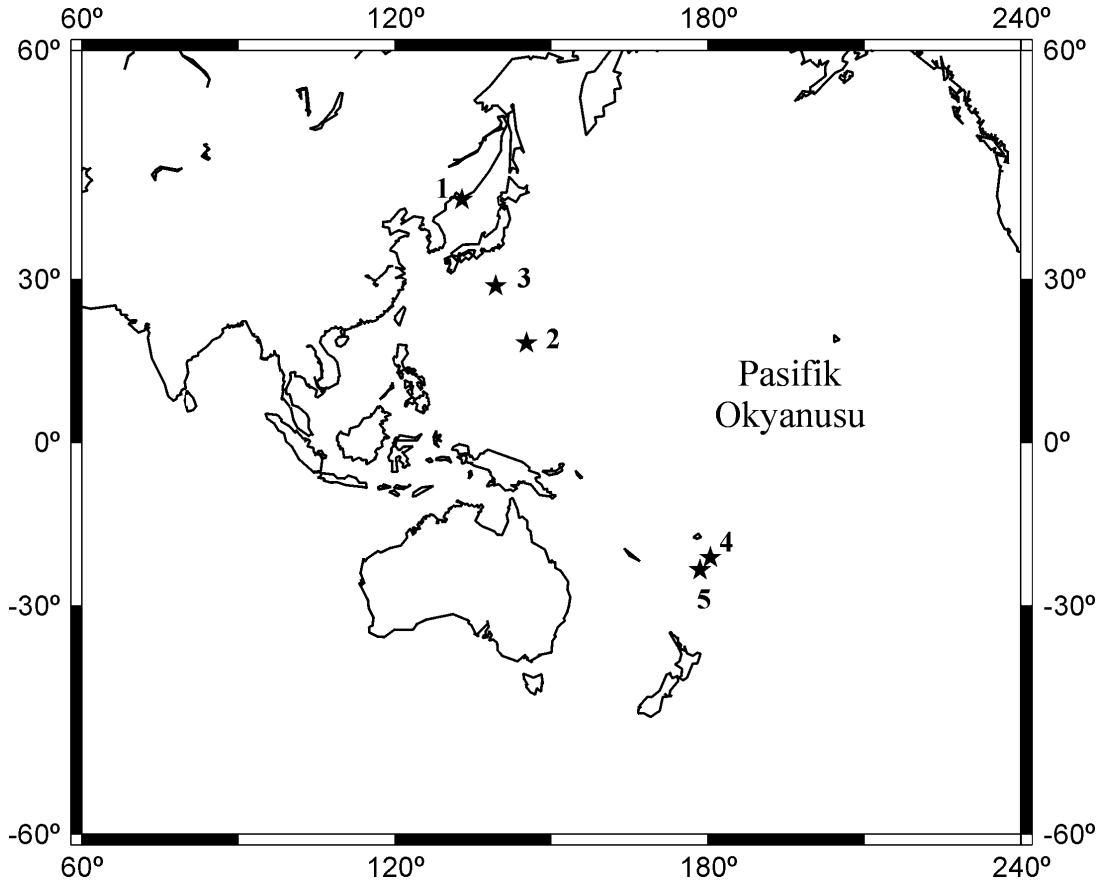
4. BULGULAR

4.1 VERİLER VE ÇÖZÜMLEME

400 – 670 km arasında $M_w \geq 7.0$ olan, Pasifik Levha sınırında meydana gelmiş beş adet derin ve büyük deprem, tele-sismik kayıtlar ile dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak modellenmiştir. Depremlerin meydana geldiği yerler Şekil 4.1 de gösterilmektedir. Tele-sismik kayıtlar IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) veri merkezinden elde edilerek ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Ters çözüm için kullanılan P ve SH dalga şekilleri için istasyonların odak noktasına uzaklıkları sırası ile $30^\circ - 90^\circ$ ve $40^\circ - 70^\circ$ arasında seçilmiştir. Bu uzaklıklar için, çeşitli bölgesel yapıların büyük etkileri ve yer içinden kaynaklanan etkiler en az düzeydedir. Gözlemsel sismogramlardan, zaman uzaklık tablosu kullanılarak kaynak – zaman işlemi elde edilmiştir. IRIS kayıtları için kayıtların istasyonlara varış zamanları önce Jeffreys ve Bullen [28] zaman tablosu kullanılmış ve daha sonra birkaç saniyelik küçük değişiklikler yapılmıştır. Yer yapısının yanal heterojenitesi her bir istasyon için hesaba katılmıştır [29]. Örnekleme aralığı 1 Hz kullanılmıştır.

Tablo 4.1 Çalışmada modellenmesi yapılan depremlerin listesi. Numaralar ile verilen depremlerin yerleri Şekil 3.1’ de gösterilmektedir. Değerler USGS’den alınmıştır.

No	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Mw
1	21.07.1994	42.34	132.87	471	7.3
2	23.08.1995	18.86	145.22	594	7.1
3	20.08.1998	28.93	139.33	440	7.1
4	19.08.2002	-21.70	-179.51	580	7.6
5	19.08.2002	-23.88	178.49	675	7.7



Şekil 4.1. Çalışmada kullanılan depremlerin meydana geldiği yerler. Numaralar ile gösterilen depremlerin açıklaması Tablo 3.1 de verilmektedir.

Kaynak yeri için, düşey ve yatay yönelim boyunca eşit aralıklar ile düşey düzlem üzerinde bir grid şeması oluşturulmuştur. Düzlemsel grid üzerinde her bir nokta kaynak moment tensor tarafından temsil edilmektedir ve bu tensorler 5 bağımsız bileşenden oluşur. Bu bağımsız bileşenlerin kombinasyonu alt olayların (subevent) kaynak mekanizmasını vermektedir. Hesaplanan ve gözlemsel sismogramların karşılaştırılması iterasyon yapılarak belirlenir. Green's fonksiyonu farklı derinlikler için bir referans odak derinliğinde hesaplanmıştır. Green's fonksiyonu diğer episantırlarda sadece başlangıç zamanlarının düzeltilmesi ile elde edilmiştir. Tablo 4.1 de Green's fonksiyonunda kullanılan referans noktaları gösterilmektedir.

Green's fonksiyonu hesaplanırken, öncelikle kaynak bölgesi için 650 km lik bir kabuk yapısı kullanılmıştır. Ters çözüm yapılan gözlemsel veriler kaynak derinliğine göre ve

hata oranının en küçük olması için referans derinlikleri belirlenmiştir. Bu kaynak derinliği sabitlendikten sonra, hız yapısı dalga şekillerinin karşılaştırılmasından ve yine en düşük hata oranının elde edilmesi için değişiklikler yapılmıştır.

Kaynak parametrelerinin hesaplanması öncelikli bir kaynak zamanına (τ_p) ve kırılma hızına (v) bağlıdır. Her bir alt olay için kaynak zaman işleminin elde edilmesinde; öncelikle başlangıç zamanı ve her bir alt olayın mekanizması elde edilmiştir. Daha sonra her bir alt olaylar için mekanizmalar sabitlenmiş, zaman dağılımı, gözlemsel dalga şekillerinin uyumluluğu, mekanizmalarının uyumluluğu elde edilmeye çalışılmıştır. Alt olayların kaynak zamanları da göz önünde bulundurulmuştur.

4.2 ZAMAN ORTAMINDA KAYNAK PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI

Bu bölümde dalga şekli ters çözümünden elde edilen mekanizma çözümleri ve kaynak parametreleri verilmektedir. Seçilen 5 adet derin ve büyük ($h > 400$, $M_w \geq 7.0$) depremin sismik moment, doğrultu, eğim, atım parametreleri ve kaynak işlem zamanı elde edilmiştir.

Pasifik Levhası'nın (Şekil 4.1.) batı kesiminde yer alan levha sınırlarında meydana gelmiş 5 adet derin ve büyük depremin kaynak parametreleri hesaplanmış ve odak mekanizmaları çözümleri elde edilmiştir.

Tablo 4.2. Green's Fonksiyonu hesaplanması için kullanılan kabuk yapısı.

Kalınlık (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Yoğunluk (ρ) $\times 10^3$ kg/m ³
40.0	8.10	4.48	3.37
65.0	8.05	4.45	3.37
113.0	8.55	4.64	3.35
225.0	9.13	4.93	3.72
215.0	10.15	5.51	3.97

4.2.1 21 Temmuz 1994 Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin Sınırı Depremi (1)

21 Temmuz 1994 tarihinde $M_w=7.3$ olan 471 km derinliğinde, 42.30° N – 133.04° E enlem ve boylamında, Doğu Rusya ile Kuzey Doğu Çin sınırında büyük ve derin bir deprem meydana gelmiştir (Şekil.4.1.). Pasifik ve Avrasya Levhalarının çarpışma sınırında bulunan bölgede, 1977-2004 zaman aralığında meydana gelen derin ve $M > 5.0$ olan depremler Tablo 4.3.'de verilmiştir. Bu bölgedeki derin deprem etkinliği, diğer dalma – batma bölgelerindeki kadar yoğun bir şekilde meydana gelmemektedir. Tablo 4.3.'de görüldüğü gibi Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin sınırında meydana gelen derin depremler genel olarak 500 km derinlikten sonra meydana gelmektedir. Derin ve büyük deprem etkinliğinin düşük olduğu bir bölge olduğu anlaşılmaktadır.

Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin sınırında 21 Temmuz 1994' de meydana gelen depremin ters çözüm çalışması için IRIS veri merkezinden elde edilen veriler kullanılmıştır. Green's fonksiyonu için Tablo 4.2.'de verilen kabuk yapısı kullanılmıştır. 471 km olarak verilen referans derinliği (Tablo 4.1.) ters çözüm sırasında kullanılmıştır. Gözlemsel ve hesaplanan sismogramlar arasındaki hata oranını azaltmak için farklı derinlikler kullanılmıştır. 480 km kullanılan odak derinliğinde hata oranı en düşük seviyede olup bu derinlikte sabitlenmiştir. Ters çözüm sonuçları Şekil 4.2.'de gösterilmektedir. Kaynak parametrelerinin elde edilmesi ve CMT çözümleri için, 11 P

ve 5 SH dalga şekli kullanılmıştır. SH dalgası kayıtlarının genliklerinin yüksek olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 4.2.). Kaynak – zaman fonksiyonu için zaman penceresi 20 s kullanılmıştır. 21 Temmuz 1994 depremi 3 alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur (Şekil 4.2.).

Gözlemsel ve hesaplanan sismogramlar arasındaki uyumu arttırmak için seçilen istasyonlara gelen kayıtlarda birkaç saniyelik değişiklikler yapılmıştır. İstasyonların azimutal dağılımlarında bakıldığında, ikinci ve üçüncü kadranda istasyon bulunmamaktadır. Modelleme aşamasında, bu bölgede bulunan istasyonların kayıtlarında, gözlemsel ve hesaplanan dalga şekilleri uyumsuz olduğu için kullanılmamıştır. Deprem kaynak parametreleri Tablo 4.4’de verilmiştir.

Dalga şekli ters çözüm yöntemi ile üç alt olaydan (subevents) oluşan depremin, kaynak zaman yayını 10 s sürmüştür. Toplam $M_0 = 5.92 \times 10^{26}$ dyn.cm, hesaplanan depremde en büyük enerji boşalımı ikinci alt olayda meydana gelmiştir. Kaynak – zaman sürecinde 4.0 – 10.0 s arasında kırılan ikinci alt olayda $M_0 = 5.86 \times 10^{26}$ dyn.cm olarak hesaplanmıştır. Toplam M_0 ile ikinci alt olay için hesaplanan M_0 değerleri birbirine çok yakın bulunmuştur. İkinci alt olay için sırası ile doğrultu = 173.80° , eğim = 81.80° , atım = 36.20° olarak hesaplanmıştır. İkinci alt olay (şok) ve toplam moment tensor çözümleri ve kaynak parametreleri birbirleriyle benzerlik göstermektedir (Tablo 4.4).

Birinci alt olay 480 km derinliğinde ve referans noktasında (42.30° N – 133.04° E), ikinci alt olay 490 km derinliğinde ve referans noktasından yaklaşık 20 km batıda, üçüncü alt olay da 500 km derinliğinde ve referans noktasında meydana gelmiştir. 21 Temmuz 1994 Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin sınırında meydana gelen deprem derine doğru kırılarak devam etmiştir.

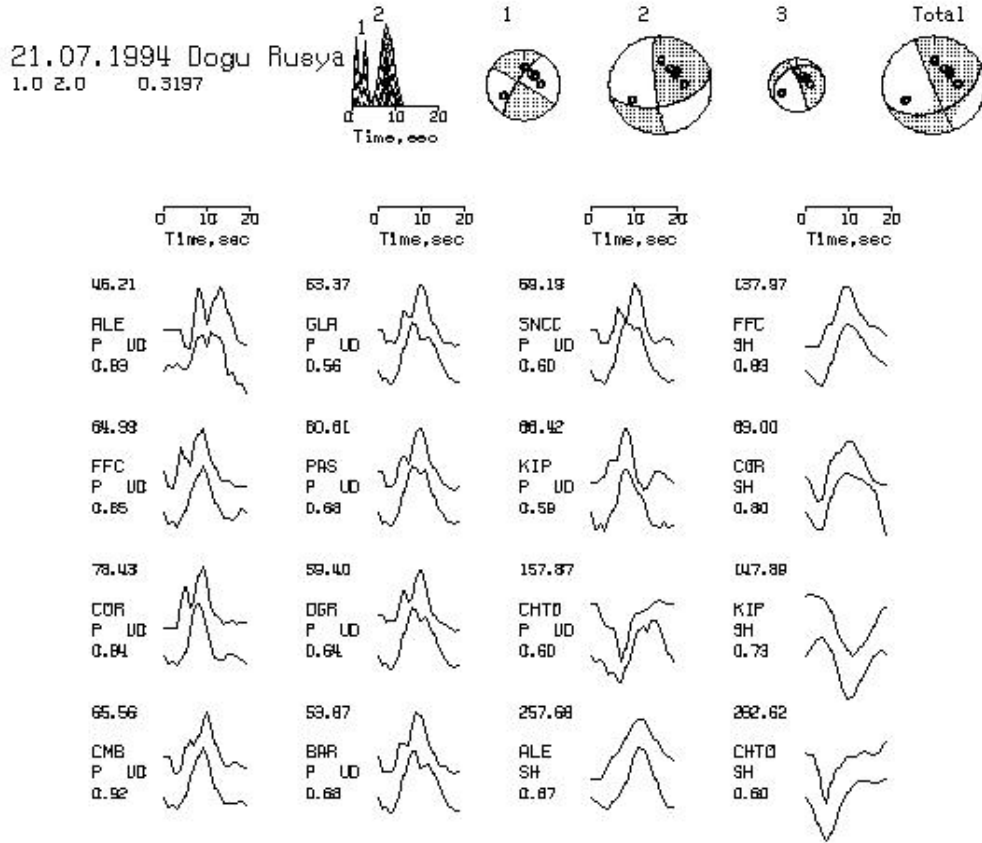
Şekil 4.2.’de görüldüğü gibi, ikinci ve üçüncü alt olaylar birbirleri ile yaklaşık aynı zamanda farklı derinliklerde meydana gelmiştir. Hesaplanan toplam moment tensor çözümü ve kaynak parametreleri Harvard (Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog) ile karşılaştırıldığında yaklaşık olarak aynıdır.

Tablo 4.3. 1976 – 2004 yılları arasında Doğu Rusya – Kuzey Doğu Çin sınırında meydana gelen depremlerin listesi ($M_w > 5.0$ ve $h > 400$ km, CMT çözümleri ve parametreler <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html> adresinden elde edilmiştir).

No	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (h) (km)	Mw	CMT çözümü
1	03.02.1977	42.59	130.40	504.0	5.2	
2	09.09.1977	42.59	131.86	568.0	5.2	
3	31.01.1979	42.92	130.95	575.0	5.8	
4	25.12.1979	42.93	131.33	543.0	5.2	
5	27.11.1981	42.88	131.12	546.0	6.1	
6	08.10.1983	44.18	130.39	573.0	6.1	
7	15.04.1984	42.73	131.24	567.0	5.1	
8	11.02.1987	43.13	132.16	504.0	6.1	
9	08.04.1999	43.66	130.47	575.0	7.1	
10	13.02.2000	42.77	131.64	524.0	6.0	
11	28.06.2002	43.74	130.45	582.0	7.3	

Tablo 4.4. 21 Temmuz 1994 Depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.

Başlangıç zamanı- τ_p (saniye)	^(a) Referans uzaklığı (km)	^(b) Derinlik (km)	M_0 $\times 10^{26}$ dyn.cm	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Atım (derece)
(1) 0.0 - 2.0	0.0	480.0	3.02	302.50	88.50	15.30
(2) 4.0 - 10.0	-20.0	490.0	5.86	173.80	81.80	36.20
(3) 6.0 - 9.0	0.0	500.0	1.74	338.30	80.90	-123.90
toplam			5.92	158.30	87.90	45.10



Şekil 4.2. 21 Temmuz 1994 Doğu Rusya sınırı depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.

4.2.2 23 Ağustos 1995 Mariana Adaları Depremi (2)

23 Ağustos 1995’ de Pasifik Levhası’nın orta kesiminde bulunan Mariana Çukurunda (trench) 595 km derinliğinde $M_w=7.1$ olan büyük ve derin bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 3.1.). Mariana slabı (dalan katman), yerkürede çok hızla dalan litosferin eski bir parçasıdır. Bu derin slab oldukça yüksek bir sismik etkinlik oranına sahiptir. Bu bölgede, 200 ve 600 km derinlikler arasında sismik etkinlik yaklaşık olarak düşey dalım biçiminde açıkça görülmektedir (Şekil 2.2.3). Mariana slabının şekli (dalım biçimi) düşük eğimle alt mantonun içine doğru eğilerek düşey yönde dalım biçimi göstermektedir [30] (Şekil 2.2.3). Bir çok derin depremin olduğu dalan litosfer parçası (dalma- batma zonu) düşük artçı şok etkinliğine sahiptir fakat bazı derin depremler yüksek artçı şok dağılımına sahip olabilmektedir [7, 8, 30]. 1995 Mariana Adaları depremi oldukça geniş artçı şok dağılımına sahiptir ve ana depremden sonra $M_b \geq 4.0$ dan büyük 33 adet derin ve büyük deprem meydana gelmiştir [30, 31]. 1995 Mariana derin depreminin artçı şok aktivitesinin sismik moment boşalımı sığ depremlerden daha yüksek olmuştur [30].

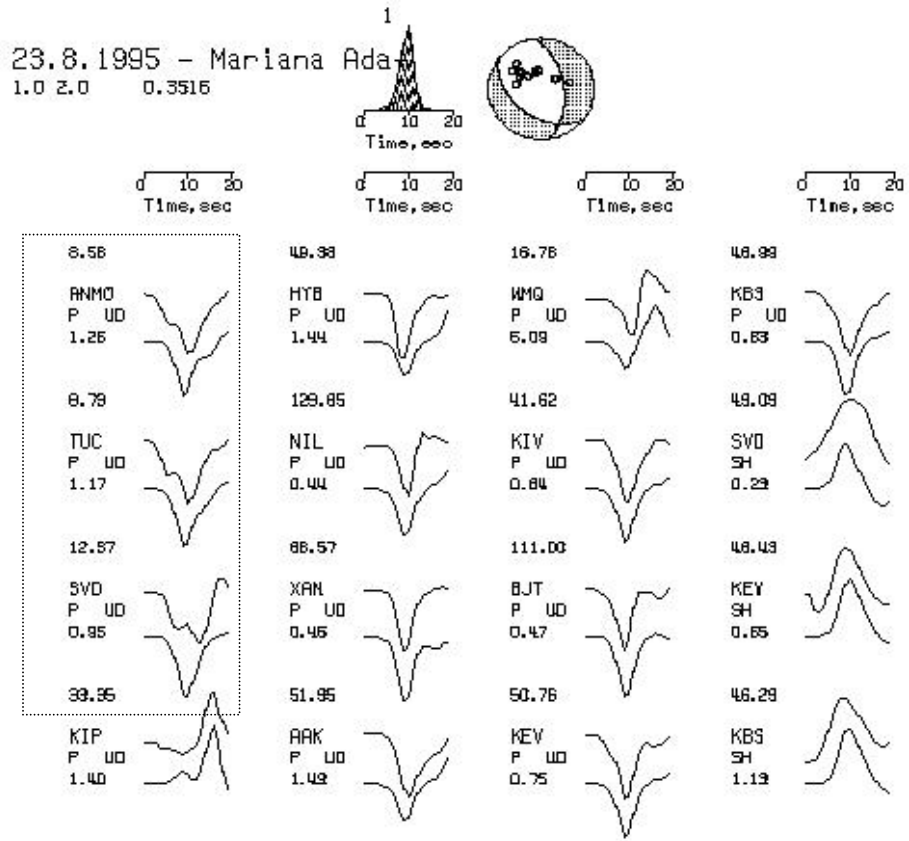
Mariana depreminin ters çözümü sırasında 13 adet P ve 3 adet SH dalga şekli kullanılmıştır (Şekil 4.3.). Kikuchi ve Kanamori [3] tarafından geliştirilen dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak odak mekanizması çözümü elde edilmiş ve kaynak parametreleri bulunmuştur. Elde edilen kaynak parametreleri Tablo 4.5.’ de verilmiştir. Green’s fonksiyonu için Tablo 4.2’de verilen kabuk yapısı kullanılmıştır. Kayıt uzunluğu 20 sn olarak alınan geniş periyod (Broad band) kayıtları 1 Hz örnekleme aralığı kullanılarak modellenmiştir. Mariana depreminin kırılma süresi 12 s bulunmuş ve tek şoktan meydana geldiği hesaplanmıştır. Nokta kaynak kullanılarak elde edilen kırılma sürecinde, kırılma yönünün slabın dalım yönünde ilerlediği görülmüştür. Antolik ve diğ., [32], 3 alt olaydan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Mariana depremi için tek şok ile elde edilen sentetik sismogramlar ile gözlemsel sismogramlar arasındaki uyum iyi gözlenmekte ve istenilen hata oranı sınırları içinde yer almaktadır (Şekil 4.3).

Tablo 4.5. 23 Ağustos 1995 Mariana depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.

Başlangıç zamanı- τ_p (saniye)	^(a) Referans uzaklığı (km)	^(b) Derinlik (km)	M_0 $\times 10^{26}$ dyn.cm	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Atım (derece)
3.0 – 14.0	10.00	595.0	4.83	127.60	44.60	-124.70

Ana şoktan sonra meydana gelen yüksek artçı şok aktivitesi dalan katmandaki enerji boşalımını sağlamıştır, Wu ve Chen [30] da yaptıkları çalışmada bunu belirtmişlerdir. Elde edilen kaynak mekanizması ve kaynak parametreleri Antolik ve diğ., [32] ve HRV [33] bulduğu sonuçlar ile de benzerlik göstermektedir. Dalan katmanın yaklaşık uç kısımlarında meydana gelen depremin kaynak mekanizması normal faylanma bileşenleri içermektedir (Şekil 4.3).

Gözlemsel sismogramlarda görülen başlangıç anlarındaki çok küçük uyumsuzluklar (ör. ANMO, TUC, SVD istasyonları) 410–660 km süreksizliklerinden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Şekil 4.3.’de kesikli çizgiler ile gösterilmektedir. 410 ve 660 km derinlerdeki manto içi sismik süreksizlikler genellikle faz dönüşümünden kaynaklandığı varsayılmaktadır. Bir dalma – batma ortamında mantonun sıcaklık ve kimyasal durumu Pasifik bölgesi dalma – batma bölgelerinde görülmektedir [34]. Derin sismik bölgelerin genişliği muhtemelen sıcaklık kontrolü altındadır fakat derin deprem kırılma süreçleri Benioff zonu depremselliğinin normal sınırlar dışında yayılabilir [6].

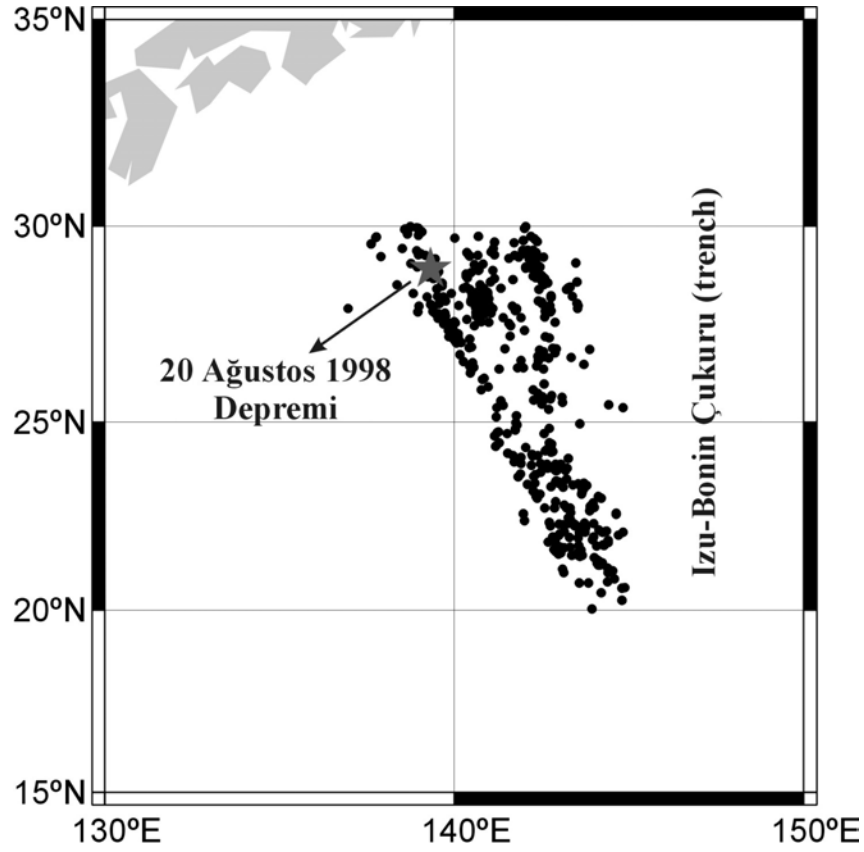


Şekil 4.3. 23 Ağustos 1995 Marina depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.

4.2.3 20 Ağustos 1998 Bonin Adaları Depremi (3)

20 Ağustos 1998’de Bonin Adalarında derin ve büyük ($h= 440$ km ve $M_w= 7.1$) bir deprem meydana gelmiştir. Yaklaşık 18 dakika sonra ana şoku takip eden bir artçı şok meydana gelmiştir ($m_b = 4.3$). Izu –Bonin dalma – batma zonu göreceli olarak yüksek depremselliğe sahip bir bölgedir (Şekil 4.4). Dalma – batma zonu, aşağı doğru ilerleyen Pasifik levhasının derinlerinde Kuzey Bonin’in ortasından güneyine doğru yaklaşık düşey biçimde bir değişim gösteren özelliktedir [5]. Izu - Bonin slabı 660 km süreksizliğinin üzerinde batıya doğru bükülmektedir [35]. Widiyantoro [36], Izu – Bonin slabının durgunluğunun ve dalan parçaların farklı şeylere işaret edebilir olacağını belirtmişlerdir. Van Der Hillst [37], alt mantonun içine dalan Mariana slabının derin

yapısındaki farklılıklara ve Izu – Bonin slabındaki geçiş bölgesinde düzleşmesine okyanus ortası çukurun (trench) geri dönüşüm hız oranının tektonik olarak sebep olduğunu ileri sürmüşlerdir.



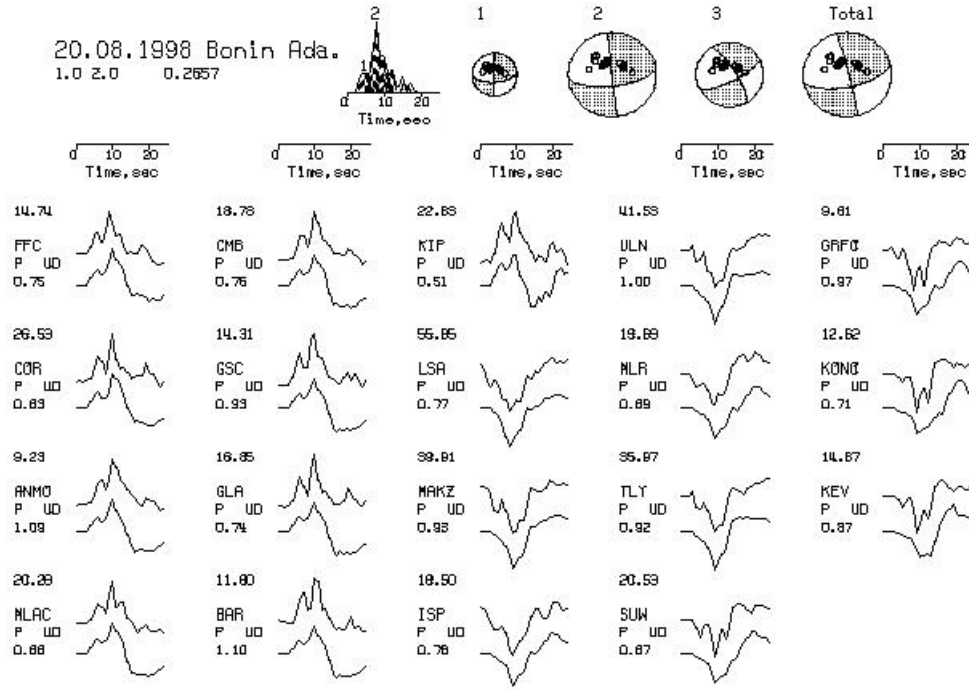
Şekil 4.4. 1973 – 2004 yılları arasında Izu-Bonin bölgesinde meydana gelmiş $M_w \geq 5.0$ depremlerin uzaysal dağılımı (Veriler neic.usgs.gov veri bankasından derlenmiştir).

20 Ağustos 1998 Bonin depremi 2000 yılında meydana gelen depremden yaklaşık 25 km kuzey batıda ve 20 km daha derinde meydana gelmiştir. Her iki depremin de odak mekanizması çözümleri benzer özellikler göstermektedir [5].

Tablo 4.6. 20 Ağustos 1998 Izu- Bonin Depreminin kaynak parametreleri. τ_p kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık, (b) kırılma derinliği.

Başlangıç zamanı- τ_p (saniye)	^(a) Referans uzaklığı (km)	^(b) Derinlik (km)	M_0 $\times 10^{26}$ dyn.cm	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Atım (derece)
(1) 2.0-5.0	0.0	430	0.83	180.40	83.80	29.70
(2) 5.0-10.0	-20.0	430	3.18	173.70	89.00	22.40
(3) 7.0-17.0	-30.0	440	1.86	327.80	75.30	-18.60
toplam			5.45	346.30	86.50	-24.40

1998 Izu - Bonin dalma – batma bölgesinde meydana gelen depremin ters çözüm aşamasında, geniş periyod veriler 25 s zaman penceresinde ters çözüm için kullanılmıştır. Green's fonksiyonu için Tablo 4.2 'de verilen kabuk yapısı kullanılmıştır. 19 adet P dalgası ters çözüm için kullanılmıştır. Green's fonksiyonu için referans derinliği 440 km alınmıştır. 1998 Bonin depremi, 3 alt olaydan meydana gelmiştir. Kaynak zaman fonksiyonu, CMT çözümleri ve dalga şekilleri Şekil 4.5. gösterilmiştir. SH dalgalarının genlikleri yüksek olduğu için ters çözüm çalışmalarında kullanılmıştır. Alt olayların (subevents) odak mekanizmaları benzerlikler göstermektedir. Elde edilen sonuçlar Tibi ve diğ., [5] ile karşılaştırıldığında benzerlik göstermektedir. 2. alt olay referans noktasından yaklaşık 20 km uzaklıkta batıya doğru ve 430 km derinliğinde, 3. alt olay ise referans noktasından 30 km uzaklıkta batıya doğru, 440 km derinliğinde meydana gelmiştir (Tablo 4.6.). 15 s. süren kırılma sonucunda en büyük enerji boşalımı 2. alt olayda oluşmuştur. Toplam $M_0 = 5.45 \times 10^{27}$ dyn.cm olarak hesaplanmıştır. Kırılma hızı 3.5 km/s alınarak yapılan nokta kaynak işlemi sonucunda, 2.ve 3. alt olay birbirleri ile bağımlı olarak meydana gelmektedir (Tablo 4.6.).



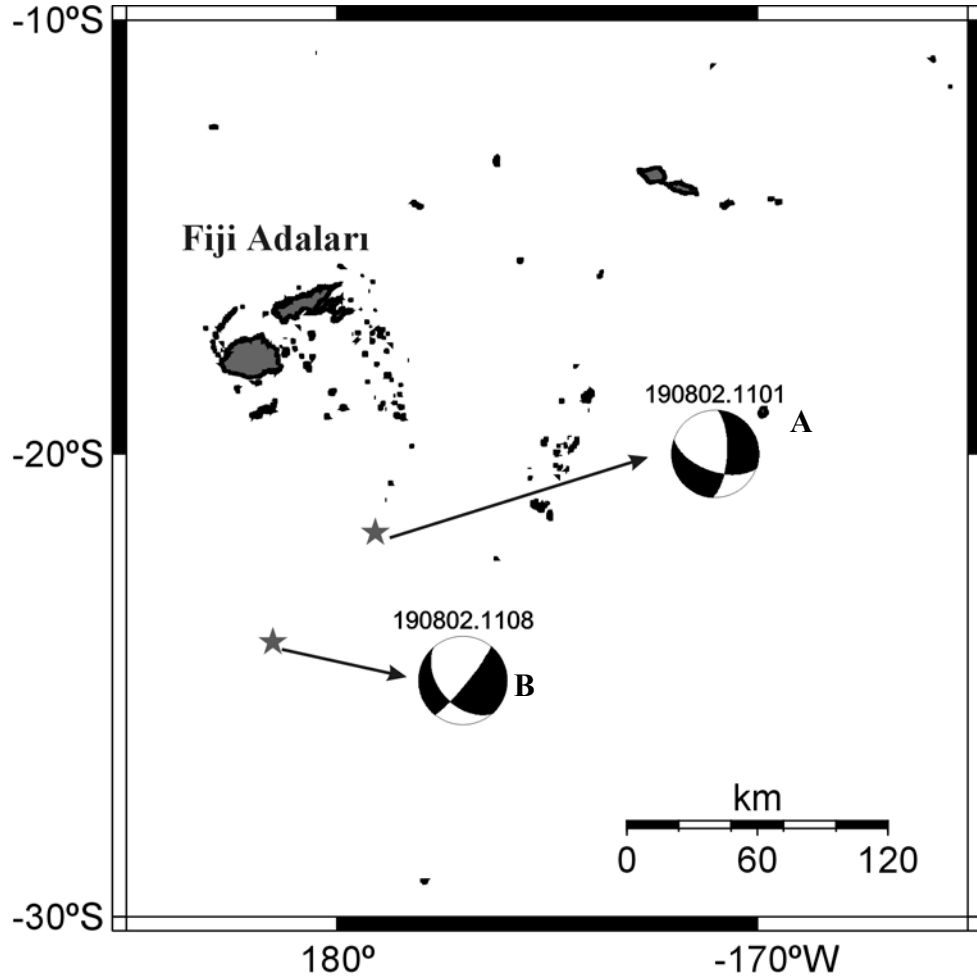
Şekil 4.5. 20 Ağustos 1998 Bonin depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.

4.2.4 19 Ağustos 2002 Fiji – Tonga Depremleri (4)

Fiji-Tonga bölgenin tektonik yapısından dolayı birçok depremler meydana gelmektedir. 19.08.2002 tarihin de Fiji-Tonga bölgesinin merkezi ve güneyinde, yaklaşık 7 dakika ara ile iki adet derin ve büyük deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.6.). İlk deprem 11:01:01 (A) (UTC) zamanında, 580 km derinliğinde, $M_w=7.6$ büyüklüğünde, ikincisi ise 11:08:24 (B) (UTC) zamanında, 675 km derinliğinde ve $M_w= 7.7$ büyüklüğünde meydana gelmiştir.

Fiji bölgesi Şekil 4.7. ve 4.8.'de görüldüğü gibi Pasifik ve Avustralya levhaları tarafından sıkıştırılmaktadır. Çift yönlü sıkıştırma sonucu arada kalan Fiji bölgesi depremlerin en sık yaşandığı ve dünyada derin deprem aktivitesinin en geniş toplandığı bölgelerden biridir [1]. Tonga yayına yaklaşık 45° ile dalan zon hemen hemen 700 km

derinliğe ulaşmaktadır [1]. Sürtünerek kaymayla oluşan yer değiştirme sonucunda iki levha arasında geniş bir etkileşim bölgesi (contact zone) oluşur; bu da dalan levhada depremselliğe yol açar.

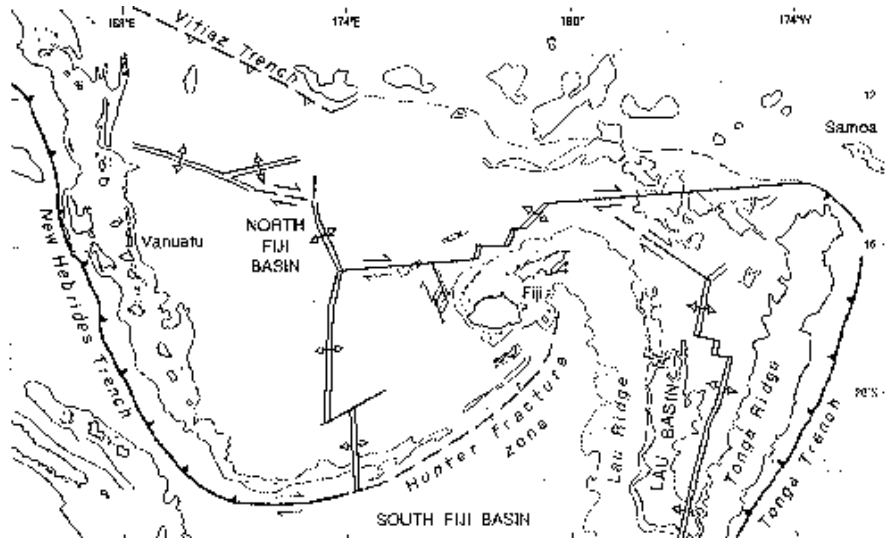


Şekil 4.6. 19 Ağustos 2002 Fiji – Tonga depremlerinin CMT çözümleri ve odak yerleri gösterilmektedir. A birinci depremi, B yedi dakika sonra meydana gelen depremi göstermektedir.

(Büyük depremler bu etkileşim sınırları boyunca meydana gelir. Fiji-Tonga dalma-batma bölgesi, etkileşim sınırları boyunca derin ve büyük depremlerin olduğu bir yaklaşma bölgesidir (Şekil 4.6).

Fiji levhası, Indo-Avustralya ve Pasifik levha sınırları arasında, karşılıklı iki dalma-batma bölgesi arasında kalan küçük bir levhadır (Şekil 4.8.). Bu sebeple bölgenin

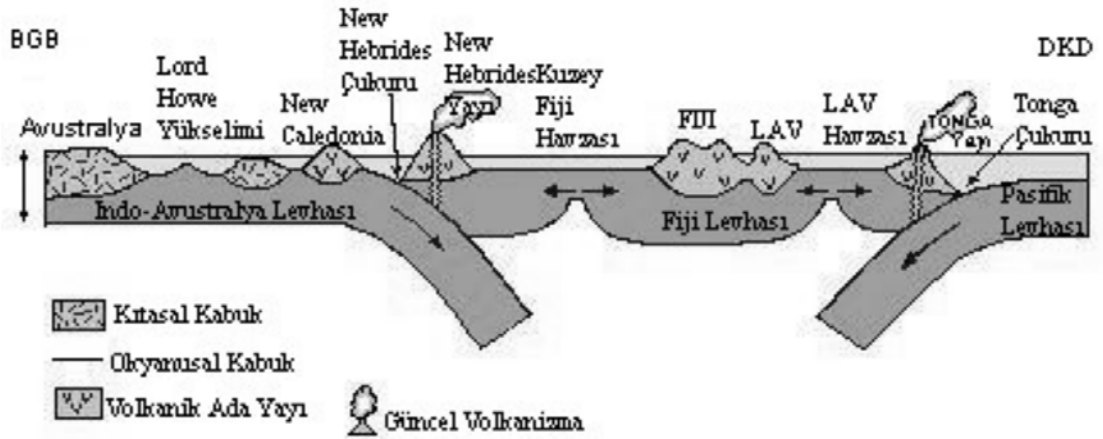
tarihsel tektonik gelişimi çok karmaşık bir yapıdadır. Levhaların birbirlerine göre hareketleri sonucu oluşan sıkıştırma sonucu, kuzeyde Fiji Kırılma Bölgesi (Fiji Fracture Zone), güneyde Hunter Kırılma Bölgesi (Hunter Fracture Zone) şeklinde transform faylanmalar oluşmuştur (Şekil 4.7.). Kuzey Fiji ve Lau Havzalarının açılması ve ayrılma (divergence) sonucunda deniz tabanı yayılması oluşur (Şekil 4.8).



Şekil 4.7. Fiji Bölgesi ve çevresinde oluşmuş okyanus ortası çukur, sırtlar ve transform faylar [38].

Fiji, volkanik aktivitesi olmayan bir ada yayıdır, dalma-batma yada çukur meydana gelmez. Fakat deniz tabanı yayılması güncel olarak devam etmektedir. Vanuatu ve Tonga adaları bölgede aktif volkanizmaya sahip ada yaylarıdır. Dalma-batma bu yay altında hala devam etmekte ve bu nedenle volkanizma bu adalarda meydana gelmektedir [39].

Fiji bölgesi dünyada derin deprem etkinliğinin en geniş biçimde yaşandığı bir bölgedir [12]. Tonga-Fiji-Karmadec bölgesinin en ayrıntılı sismisite çalışması Sykes ve diğ., [40] tarafından yapılmış ve bu bölgede yaklaşık 800 kadar olayı saptamıştır. Oliver ve Isacks [12] Fiji ve Tonga'da, yaptıkları çalışma ile, bir çok derin deprem kayıt etmişlerdir.

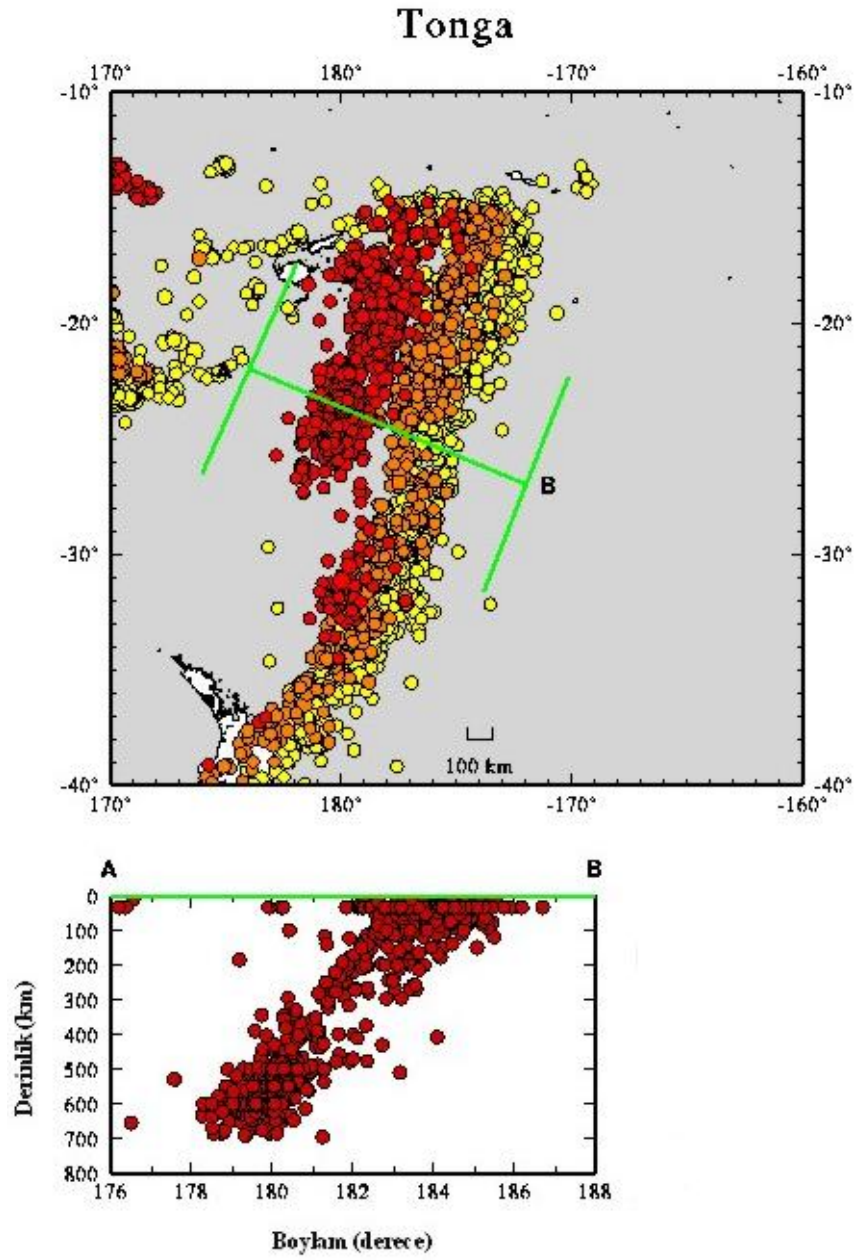


Şekil 4.8. Güneybatı Pasifik bölgesinde levha, okyanus, ada-yayı arasındaki ilişkinin dik kesit gösterimi ve Fiji bölgesinin karşılıklı zıt yönlü iki dalma-batma zonu arasındaki görünümü [38'den derlenmiştir].

Tonga dalma-batma bölgesi, dünyada derin depremlerin yarısının meydana geldiği ve derin deprem çalışmalarının yapılabileceği doğal bir laboratuardır [8]. 1918 den beri yapılan güvenilir kayıtlar sonucunda, Fiji bölgesinde ortalama her üç yılda bir büyüklüğü 6.0 ve üzerinde büyük depremler meydana gelmektedir [38].

Fiji bölgesinin kuzey doğusu en aktif olan ve büyük depremlerin meydana geldiği yerdir. Özellikle, tipik olarak eğimli bir sismik zonun yaklaşık 800 km daha batısına uzanan yatay şerit şeklinde uzanan deprem dağılımı görülmektedir [41, 42] (Şekil 4.9).

Derin odaklı deprenselliğin, dalan soğuk litosferin iç kısmından kaynaklandığı göz önünde tutulmalıdır [2, 16, 44]. Tonga dalma-batma zonunda, büyük miktardaki soğuyan eski katman geçmiş 50-100 milyon yıl içinde yaklaşık 200 ± 40 mm/y hızla dalmıştır [45 - 48]. Mantodan gelen malzeme yukarı çıkıp soğuduktan sonra, tekrar dalmaya başlar. Dalan malzemenin bir miktarı manto içinde çok önemli termal anomaliye sebep olmaktadır.



Şekil 4.9. Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelmiş $M_w > 4.5$ depremlerin uzaysal dağılımları gösterilmektedir. A-B derinlik kesiti, 650 - 700 km derinliklerinde deprem odak dağılımları batıya doğru yatay bir şerit halinde devam etmektedir. Sarı : 0 – 70 km, turuncu : 71 – 300 km, kırmızı : 301 – 800 km [43'den derlenmiştir].

Fiji – Tonga bölgesinde 19 Ağustos 2002' de iki adet derin ve büyük deprem meydana gelmiştir. Tonga çukurunda meydana gelen birinci depremden yaklaşık yedi dakika sonra yine büyük ve derin bir deprem oluşmuştur.

Tablo 4.7. 20 Ağustos 2002 Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen birinci depremin (11:01 UTC) kaynak parametreleri, (a) ve (b) Tablo 2. de açıklanmıştır.

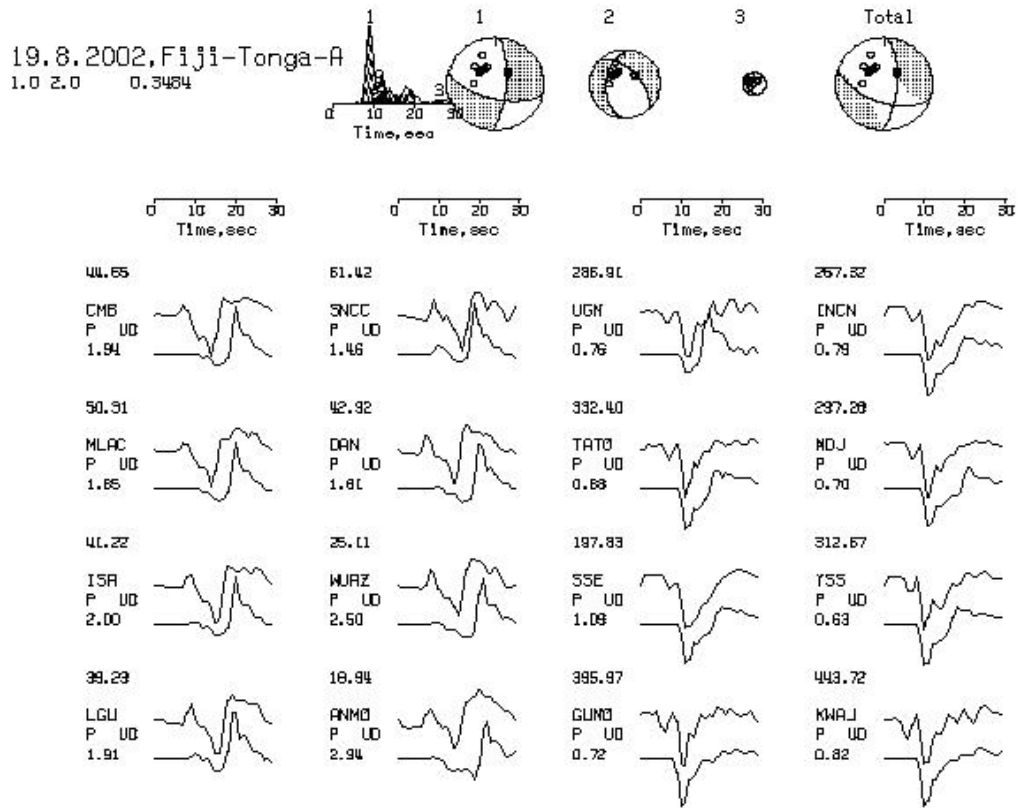
Başlangıç zamanı- τ_p (saniye)	^(a) Referans uzaklığı (km)	^(b) Derinlik (km)	M_0 $\times 10^{27}$ dyn.cm	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Atım (derece)
(1) 7.0-16.0	10	570	2.54	104.00	63.50	-158.60
(2) 9.0-20.0	10	580	1.36	186.00	45.90	-51.60
(3) 24.0-29.0	20	610	0.15	154.80	30.50	30.40
toplam			3.10	109.30	56.90	-153.00

Bu iki deprem tele – sismik veriler kullanılarak dalga şekli ters çözüm yöntemi ile ayrı ayrı değerlendirilmiş, odak mekanizması çözümleri ve kaynak parametreleri elde edilmiştir.

19 Ağustos 2002’de 11:01 (UTC) zamanında, -21.70° S -179.50° E (IRIS) meydana gelen deprem için 16 adet P dalga şekli kullanılmış ve ters çözüm için zaman penceresi 30 s kullanılmıştır. Depremi kaynak parametrelerinin hesaplanması ve odak mekanizması çözümü için LHZ (uzun periyod) kayıtları kullanılmıştır. Yer altındaki süreksizliklerden kaynaklanan etkiler sonucu kayıt istasyonlarına teorik zamandan geç yada erken gelen kayıtlar için bir kaç saniyelik düzeltmeler yapılmıştır. Green’ s fonksiyonu için oluşturulan Tablo 4.2’deki kabuk yapısı kullanılmıştır. Ters çözüm çalışması sonucunda birinci deprem üç alt olaydan meydana gelmiştir (Şekil 4.10.).

Tablo 4.7.’de kaynak parametreleri verilen birinci depremde ilk alt olay referans derinliğinden yaklaşık 10 km yukarıda 570 km derinliğinde ve referans noktasından da 10 km uzakta meydana gelmiştir. İkinci alt olay 580 km derinliğinde ve referans noktasından 10 km uzaklıkta meydana gelmiştir. En büyük enerji boşalımı birinci alt olayda meydana gelmiştir (Tablo 4.7.). 610 km derinliğinde ve referans noktasından yaklaşık 20 km uzaklıkta da üçüncü bir alt olay oluşmuştur. Kaynak işlem zamanı 22 s süren depremde toplam $M_0 = 3.10 \times 10^{27}$ dyn.cm olarak hesaplanmış, sırası ile de doğrultu, eğim ve atım (109.30°, 56.90°, -153.00°) hesaplanmıştır. Birinci alt olayla ikinci alt olayın kaynak – zaman fonksiyonları birbirleri ile hemen hemen aynı

zamanlarda meydana gelmiştir. Üçüncü alt olay ise kırılmanın sonlanmaya başladığı zamanı belirtmektedir.



Şekil 4.10. Fiji –Tonga bölgesinde meydana gelen birinci depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.

Sismik etkinliğin yüksek olduğu Fiji – Tonga bölgesinde yaklaşık yedi dakika sonra bir deprem daha meydana gelmiştir. $-23.81^{\circ}\text{S} - 178.36^{\circ}\text{W}$ (IRIS) referans noktası için odak derinliği 690 km bulunmuştur. Derin depremlerin dalga şekli ters çözümü için hazırlanan kabuk yapısı kullanılmıştır (Tablo 4.2.).

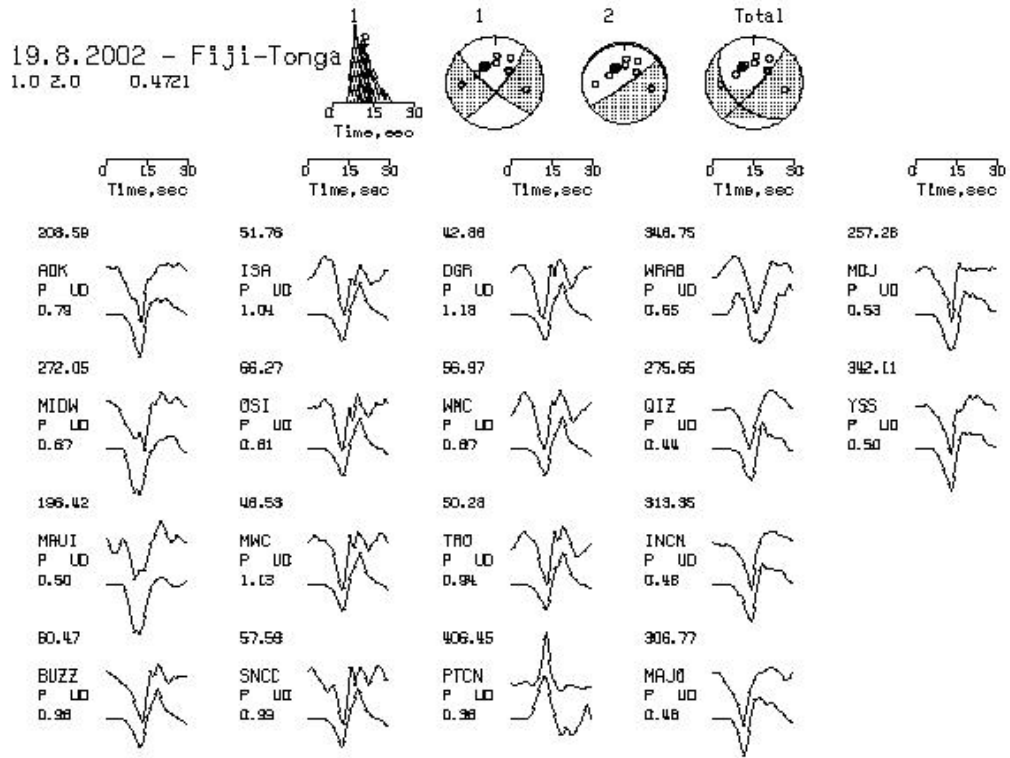
İkinci deprem için 19 adet P dalga şekli kullanılmıştır. Zaman penceresi ikinci deprem içinde 30 s olarak kullanılmıştır. SH dalgalarının genlikleri yüksek olduğu için Fiji –

Tonga depremlerinde kullanılmamıştır. Derinlerden (410 – 660 km) kaynak süreksizlikler bu depremde de ters çözüm sonuçlarında gözlenmiştir (Şekil 4.11.).

Tablo 4.8. 20 Ağustos 2002 Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen ikinci depremin (11:08 UTC) kaynak parametreleri, (a) ve (b) Tablo 2. de açıklanmıştır.

Başlangıç zamanı- τ_p (saniye)	^(a) Referans uzaklığı (km)	^(b) Derinlik (km)	M_0 $\times 10^{27}$ dyn.cm	Doğrultu (derece)	Eğim (derece)	Atım (derece)
(1) 8.0-13.0	30.0	680.0	1.66	55.00	84.90	-93.60
(2) 10.0-18.0	30.0	710.0	1.28	52.70	85.80	-101.00
toplam			2.18	53.80	85.30	-97.60

30° - 90° arasında seçilen tele – sismik veriler ile dalga şekli ters çözümü yapılan ikinci depremin odak mekanizması ve kaynak parametreleri hesaplanmıştır (Şekil 4.11., Tablo 4.8). Ters sonucu ikinci depremin iki alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur. Birinci alt olayın odak derinliği 680 km hesaplanmış ve referans noktasından yaklaşık 30 km uzakta meydana gelmiştir. İkinci alt olayın odak derinliği 710 km olarak bulunmuş ve birinci alt olay gibi referans noktasından 30 km uzaklıkta hesaplanmıştır. Kaynak kırılma zamanı birinci alt olay için 5 s, ikinci alt olay için 8 s olarak bulunmuştur. Toplam kaynak kırılma zamanı 11 s bulunmuş ve toplam $M_0 = 2.18 \times 10^{27}$ dyn.cm olarak hesaplanmıştır (Tablo 4.8). Gözlemsel ve hesaplanan sismogramlar Şekil 4.11’de gösterilmiştir. Birinci alt olayın bitiminde daha derinde ikinci alt olay meydana gelmiştir.



Şekil 4.11. Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen ikinci depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Yukarıdaki numaralar, aletsel büyütme gözlemsel kayıtlardan ayıran istasyon kodlarının uç nokta değerlerini belirtmektedir (μm) ve altta verilen numaralar da gözlemsel sismogramların hesaplanan genlik oranı bileşenlerini göstermektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

IRIS veri merkezinden alınan deprem kayıtları ile, beş adet derin ve büyük depremin oluşum mekanizmaları araştırılmıştır. Dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak kaynak kırılma işlemi ile depremlerin odak mekanizması çözümleri elde edilmiş ve doğrultu, eğim, atım ve Mo kaynak parametreleri hesaplanmıştır. Dalga şekli ters çözüm sonuçlarında, istasyonların azimutal dağılımları tüm kadranların kapsayacak şekilde seçilmiş fakat alt kadranlarda bulunan istasyonlarda görülen uyumsuzluklardan dolayı kullanılmamıştır. Bu çalışmada elde edilen ilksel sonuçlar kullanılmış olup, ayrıntılı ters çözüm çalışmaları ve kaynak özelliklerinin incelenmesi devam etmektedir.

Dalma – batma bölgelerinde meydana gelen derin ve büyük depremler, yer içindeki çeşitli süreksizliklerden etkilenmektedir (ör: 410 – 660 km süreksizlikleri). Dalan levha parçasında sıcaklık etkisi de, dalan litosfer parçasının sismik etkinliğinde ve tektonik açıdan önemli olmaktadır. Dalan levha soğuk ve sıcak katman olarak ikiye ayrılmaktadır. Fiji – Tonga ve Mariana gibi soğuk katmanlar yüksek kırılma hızına, yoğun artçı şok dağılımına ve sismik etkinliğe sahip olmaktadır.

Araştırılması yapılan depremlerden 23 Ağustos 1995 Mariana depremi hariç, diğer dört deprem birden fazla alt olaydan meydana gelmiştir. Ana şoktan sonra 1995 Mariana depreminde 33 adet $M_b \geq 4.0$ olan artçı şok meydana gelmiştir. Tek alt olaydan meydana gelen Mariana depremi yüksek artçı şok yoğunluğu, levha içinde enerji boşalımının tamamlanmasını göstermektedir ve soğuk dalma – batma bölgesi olarak adlandırılan bölge yüksek artçı şok yoğunluğuna sahiptir. Wu and Chen (1999), Mariana bölgesindeki bu yüksek artçı şok etkinliğini anlaşılamayan bir olgu olarak ileri sürmüşlerdir.

21 Temmuz 1994’de Doğu Rusya ile Kuzey Doğu Çin sınırında meydana gelen deprem, ters çözüm çalışması sonucunda depremin odak derinliği 480 km olarak bulunmuştur. Bölgede meydana gelen derin ve büyük depremler incelendiğinde, deprem odak dağılımlarının 500 km den sonra meydana geldiği görülmüştür (Tablo 3.3). 1977 – 2002 yılları arasında toplam 12 adet büyük ve derin deprem oluşması, dalan levhanın sıcak katman olduğuna işaret etmektedir. İkinci alt olay ve toplam odak mekanizması çözümleri benzerlik göstermektedir (Şekil 4.2). Üç alt olaydan meydana gelen depremde, alt olayların odak derinlikleri farklı derinliklerde meydana gelmiş ve derine doğru ilerlemiştir.

Izu – Bonin dalma – batma bölgesi yoğun sismik tekinliğine sahiptir. 20 Ağustos 1998 depremi dalan levhanın kuzey kısmında meydana gelmiştir. 25 s kullanılan zaman penceresinde kaynak kırılma işlemi 17 s sürmüştür. Üç alt olaydan meydana gelen depremin odak derinliği 440 km olarak belirlenmiştir, fakat birinci ve ikinci alt olay 430 km, üçüncü alt olay 440 km derinliğinde meydana gelmiştir. İkinci alt olay ve toplam odak mekanizma çözümleri ve kaynak parametreleri birbirleri ile benzerlik göstermektedir. 2000 yılında meydana gelen deprem 1998 depremi ile benzer özellikler göstermektedir [5].

Fiji – Tonga bölgesi, dünyada derin deprem etkinliğinin olduğu en aktif bölgelerden biridir. Deprem odak dağılımları incelendiğinde bölgede dalan levhanın 700 km derinliğe kadar devam ettiği görülmektedir. 700 km derinlikten sonra deprem odak dağılımları yatay bir şekilde devam etmektedir. 19 Ağustos 2002’de yaklaşık yedi dakika aralıkla meydana gelen iki adet derin ve büyük deprem seçilerek oluşum mekanizması incelenmiştir. Soğuk levha olarak adlandırılan bölgede meydana gelen depremler ters çözüm sonucunda birden fazla şokla meydana geldiği bulunmuş ve birbirlerinin devamı şeklinde meydana geldiği düşünülmektedir.

Birinci deprem, ters çözüm sonucu üç alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur. Birinci alt olay referans derinliğinden 10 km yukarıda meydana geldiği bulunmuş ve en büyük enerji boşalımında bu alt olayda meydana gelmiştir. ikinci alt olay 580 km derinliğinde ve üçüncü alt olay ise 610 km derinliğinde oluşmuştur. Üçüncü alt olay kırılmanın bittiği nokta olarak değerlendirilmiştir. İkinci depremin ise iki alt olaydan meydana geldiği

bulunmuştur. Birinci alt olayın odak derinliği 680 km ve ikinci alt olayın odak derinliği 710 km olarak hesaplanmıştır. Fiji – Tonga bölgesinde meydana gelen depremler karmaşık yapıya sahip olmaktadır.

KAYNAKLAR

[1] ÖZÇELİK, S., P. BÖLÜKBAŞI, A. PINAR, (2003), 19 Ağustos 2002 Fiji – Tonga Depremlerine Genel Bir Bakış, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar I. Kongresi Bildiriler Kitabı, s. 573-581, İstanbul.

[2] ISACKS, B., J. OLIVER AND L.R. SYKES, (1968), Seismology and new global tectonics, J. Geophys. Res., 73, 5855-5899.

[3] KIKUCHI, M., AND H. KANAMORI, (1991), Inversion of complex body waves – III. Bull. Seis. Soc. Am., 81. 2335-2350.

[4] KIKUCHI, M., AND H. KANAMORI, (1982), Inversion of complex body waves Bull. Seis. Soc. Am., 72,491-506.

[5] TIBI, R.,G. GUENTER AND D.A. WIENS, (2003), Source characteristics of large deep earthquakes: Constraint on the faulting mechanism at great depths, J. Geophys. Res., Vol. 108, NO. B2, 2091.

[6] WIENS, D. A., (2001), Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: temperature dependence of deep earthquake source properties, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127, 145 – 163.

[7] PAGE, R., (1968), Focal depths of aftershocks, J. Geophys. Res. 73, 3897 – 3903.

[8] FROHLICH, C., (1989), The nature of deep focus earthquakes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 17, 227 – 254.

[9] WIENS, D.A., H. J. GILBERT, B. HICKS, M. E. WYSESSION, P. J. SHORE, (1997), Aftershock sequences of moderate-sized intermediate and deep earthquakes in the Tonga subduction zone, Geophys. Res. Lett. 24, 2059 – 2062.

[10] CANITEZ, N., (1983), Levha Tektoniği Ders notları, İ.T.Ü Maden Fakültesi, İstanbul.

- [11] Mc GEARLY, D., AND C.C. PLUMMER, (1992), Physical geology earth revealed, Wm. C. Brown Publishers.
- [12] OLIVER, J. AND B. ISACKS, (1967), Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere, J. Geophys. Res., 72, 4259.
- [13] ELSASSER, W. M., (1967) Convection and stress propagation in the upper mantle, Princeton Univ. Tech. Rept. 5, June 15.
- [14] MORGAN, W. J., (1968), Rises, trenches, great faults and crustal blocks, J. Geophys. Res., 73, pp. 1959 – 1982.
- [15] Le PICHON, X., (1968), Sea – floor spreading and continental drift, J. Geophys. Res., 73 (12), pp. 3661 – 3697.
- [16] ISACKS, B. AND P. MOLNAR, (1971), Distribution of stresses in the descending lithosphere from global survey of focal mechanism solution of mantle earthquake, Rev. Geophys. And Space Phys., 9, 103-174.
- [17] TOKSÖZ, M.N., J.W. MINER AND B.R. JULIAN, (1971), Temperature field and geophysical effects of a down going slab, J. Geophys. Res., 76, 1113-1138.
- [18]] ISACKS, B. AND M. BARAZANGI, (1977), Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, Maurice Ewing Series 1, 99-144, AGU Publ.
- [19] KANAMORI, H., (1971), Great earthquakes at island arcs and the lithosphere, Tectonophysics, 12, 187 – 198.
- [20] KELLEHER, J., J. SAVINO, H. ROWLETT AND W. McCANN, (1974), Why and Where great thrust earthquakes occur along island arcs, J. Geophys. Res., 79, 4889 – 4919.
- [21] LAY, T., T.C. WALLACE (1995), Modern Global Seismology, Academic Press, San Diego, ISBN 0-12-732870-X.
- [22] SHEARER, P. M., (1999), Introduction to Seismology, Cambridge University Press, San Diego, ISBN 0-521-62478-9.

- [23] YÜKSEL, Z., (2002), Yakın – Alan Deprem Kayıtlarından Küçük Ve Orta Büyüklükteki Depremlerin Faylanma Mekanizmaları, Y. Lisans Tezi, 39 s, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- [24] BOLT, B.A., (1988), “Earthquakes.” Freeman, New York.
- [25] STEIN, S. AND M. WYSESSION, (2003), An Introduction To Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing, ISBN 0-86542-078-5.
- [26] AKI, K. AND P. G. RICHARDS (1980), Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H. Freeman and Co.; New York, San Francisco, 932 pp.
- [27] KIKUCHI, M., AND Y. FUKAO (1985), Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes – the Tokachi – Oki earthquake of 1968, Phys. Earth Planet Interiors, Vol. 7, pp. 25-248, 1985.
- [28] JEFFREYS, H. AND K. E. BULLEN, (1958), Seismological Tables, Office of the British Association, Burlington House, London.
- [29] KIKUCHI, M., H. KANAMORI AND K. SATAKE, (1993), Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: evidence for a slow after-slip event, J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 15,797 - 15,808.
- [30] WU, L. R. AND W. P. CHEN, (1999), Anomalous aftershocks of deep earthquakes in Mariana, Geophys. Res. Lett., Vol. 26, No. 13, pp. 1977-1980.
- [31] WIENS, D.A. AND H. J. GILBERT, (1996), Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude-frequency relations, Nature, 384, 153 – 156.
- [32] ANTOLIK, M., D. DREGER AND B. ROMANOWICZ, (1999), Rupture processes of large deep-focus earthquakes from inversion of moment rate functions, J. of Geophys. Res., Vol. 104, No. B1, pp. 863-894.
- [33] Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog, <http://www.seismology.harvard.edu>.
- [34] COLLIER, D. J., G. R. HELFFRICH AND B. J. WOOD, (2001), Seismic discontinuities and subduction zones, Physics of the Earth Planetary Interiors, 127, 35-49.

- [35] OKAL, E. A., (2001), "Detached" deep earthquakes: are they really?, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 127, 109-143.
- [36] WIDIYANTORO, S., B. L. N. KENNETT AND R. D. van der HILST, (1999), Seismic tomography with *P* and *S* data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 91–100.
- [37] van der HILST, R. AND T. SENO, (1993), Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs beneath the Izu-Bonin and Mariana island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 395–407.
- [38] Fiji Mineral Resources Department web sayfası, Plate Tectonic History Of Fiji.
- [39] AUZENDE, J. M., J. P. EISSEN, Y. LAFOY, P. GENTE AND J. L. CHARLOU, (1988), Seafloor spreading in the North Fiji Basin (southwest Pacific). *Tectonophysics*, 146, 317-351.
- [40] L. R. SYKES, B. ISACKS AND J. Oliver, (1969), Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitude in the Fiji-Tonga Region, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 59, 1093-1113.
- [41] HAMBURGER, M.W. AND B.L. ISACKS, (1987), Deep earthquakes in the southwest Pacific: A tectonic interpretation, *J. Geophys. Res.*, 92, 13,841–13,854.
- [42] OKAL, E.A. AND S.H. KIRBY, (1998), Deep earthquakes beneath the Fiji Basin, SW Pacific: Earth's most intense deep seismicity in stagnant slabs, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 109, 25–63.
- [43] <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/maps/depth/tonga/tonga.html>.
- [44] MOLNAR P., D. FREEDMAN AND J.S.F. SHIH, (1979), Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 56, 41–54.
- [45] BEVIS, M., F.W. TAYLOR, B.E. SCHUTZ, J. RECY, B.L. ISACKS, S. HELU, R. SINGH, E. KENDRICK, J. STOWELL, B. TAYLOR AND S. CALMANT, (1995), Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc, *Nature*, 374, 249–251.
- [46] CHASE, C.G., (1971), Tectonic history of the Fiji Plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 3087–3110.
- [47] LITGOW-BERTELLONI, C. AND M. A. RICHARDS, (1998), The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions, *Rev. of Geophys.*, 36, 27–78.

- [48] RICHARDS, M.A.AND D.C. ENGBRETSON, (1992), Large-scale mantle convection and the history of subduction, *Nature*, 355, 437–440.

ÖZGEÇMİŞ

1979 yılında İzmit’de doğdu. İlk, Orta, Lise eğitimini Kocaeli’de tamamladı. 1997 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü 2001 Bahar döneminde bitirdi. 2001 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismoloji A.B.D. da araştırma görevlisi olarak atandı. 35. madde ile 2002 yılında İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı. 2002 yılında İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Sismoloji Ana Bilim Dalına Araştırma Görevlisi olarak atandı. Halen İstanbul Üniversitesi'nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır. Jeofizik Mühendisleri Odası üyesidir. Jeofizikte şu anki temel ilgi alanları; Sismoloji (Derin depremler, Odak Mekanizma Çözümleri, Kaynak Davranışları, Ters Çözüm), Uygulamalı Sismik - Elektrik Yöntemler, Paleosismoloji. Bilim ve Mühendislik dışındaki özel uğraş alanları ise kitaplar, müzik, sinema, bilgisayar programları, şiir ve tiyatrodur.