



27 HAZİRAN 1998 ADANA ($M_w=6.2$) DEPREMİNİN UZAK ALAN DALGA ŞEKİLLERİNDEN ELDE EDİLEN FAYLANMA PARAMETRELERİ

Emrah BUDAKOĞLU*, Murat UTKUCU

Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sakarya, Türkiye

Anahtar Kelimeler	Öz
27 Haziran 1998 Adana Depremi, Nokta Kaynak Ters Çözümü, Telesismik Dalga Şekli Modellemesi.	Doğu Anadolu Fay Zonu uzanımının tartışma konusu olduğu Kilikya Havzasında 27 Haziran 1998 yılında orta büyüklükte ($M_w=6.2$) bir deprem meydana gelmiştir. Çalışmada depremin kaynak parametreleri belirlenmesi amacıyla deprem kaynağı nokta-kaynak ters çözüm yöntemi telesismik P ve SH dalga şekilleri kullanılarak yapılmıştır. Nokta-kaynak modellemesinde gözlenmiş-kuramsal dalga şekilleri arasında yaklaşık olarak aynı derecede uyum gözlenmiştir. Böylece tek alt olaylı bir kırılma süreci nokta kaynak gösteriminde depremin kırılma süreci olarak kabul edilmiştir. Aynı zamanda nokta kaynak modellemesi denemeleri 24 km' de kaynak lokasyonu ile derin alt kabukta bir kırılmayı gerektirmektedir. Kaynak mekanizması çözümünde KD-GB yönelimli (doğrultu=57°, eğim=70° ve kayma açısı=20°) düğüm düzlemi fay düzlemi olarak belirlenmiştir ve yakındaki Göksu fay zone ile paralellikten sapmış bir görüntü vermiştir. Nokta kaynak modeli için sismik moment 2.24×10^{18} Nm ($M_w=6.2$) olarak hesaplanmıştır. Telesismik modelleme sonuçları bir bütün olarak deprem kırılmasının Göksu Fay Zonu (GFZ)' nin yeryüzüne ulaşmayan, GD eğimli ve GFZ' nin yüzeydeki haritalanmış izinden farklı doğrultulu bir dalı üzerinde gerçekleştiğini önermektedir.

FAULT PARAMETERS THE JUNE 27, 1998 ADANA EARTHQUAKE ($M_w=6.2$) FROM THE TELESEISMIC WAVEFORMS

Keywords	Abstract
27 June 1998 Adana Earthquake, Teleseismic Point-Source Modelling, Teleseismic Waveform Inversion.	The moderate-sized June 27, 1998 Adana earthquake ($M_w=6.2$) occurred in the Clica Basin, where a possible extent of the Eastern Anatolian fault is under question. In the present study point-source inversions of the earthquake source are carried out using the teleseismic P and SH waveform in order to determine the source parameters. In the point source modeling stage nearly the same fit is achieved between the observed and the synthetic waveforms for the single and multiple source inversions. Therefore, a single subevent rupture process is considered for the earthquake rupture process. It is also found in the point source modeling trials that the data is requires a deep lower crust rupture with a source location at 24 km depth. The NE-SW trending nodal plane (strike=57°, dip=70° and rake=20°) of the source mechanism is subparallel to the nearby Göksu fault zone and is considered as the fault plane. A seismic moment of 2.24×10^{18} Nm ($M_w=6.2$) is calculated for the point source model. As a whole the teleseismic modeling suggests that the earthquake rupture occurred on a branch fault within the GFZ that do not reach the free surface, dips SE and strikes differently from the surface trace of the GFZ.

Alıntı / Cite

Budakoğlu, E., Utkucu, M., (2021). 27 Haziran 1998 Adana ($M_w=6.2$) Depreminin Uzak Alan Dalga Şekillerinden Elde Edilen Faylanma Parametreleri, Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi, 9(3), 743-757.

Yazar Kimliği / Author ID (ORCID Number)

E. Budakoğlu, 0000-0002-9897-2435
M. Utkucu, 0000-0001-7528-937X

Makale Süreci / Article Process

Başvuru Tarihi / Submission Date	27.02.2019
Revizyon Tarihi / Revision Date	31.03.2021
Kabul Tarihi / Accepted Date	31.03.2021
Yayın Tarihi / Published Date	21.09.2021

*İlgili yazar / Corresponding author: ebudakoglu@sakarya.edu.tr, +90-264-295-5710

1. Giriş (Introduction)

Türkiye bulunduğu konum itibarıyla tektonik hareketlere sıkça maruz kalan ve bunun neticesinde eski çağlardan günümüze kadar birçok şiddetli depreme sahne olan bir ülkedir. Bu depremlerin insanlığın kendisine, yaşadığı çevre ve medeniyetlere büyük zarar vermesinden ötürü depremler her çağda merak edilmiş doğal olaylardır. Özellikle son yıllarda ülkemizde meydana gelen şiddetli depremler büyük can ve mal kayıplarına neden olmuş bu doğrultuda depremlerin özelliklerinin anlaşılması, oluş sebeplerinin ve zararlarının azaltılması çalışmalarının ne kadar önemli olduğunu bir kez daha gözler önüne sermiştir.

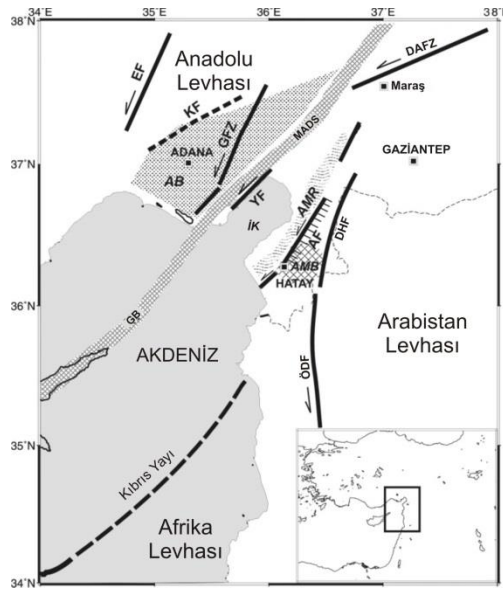
Teknolojinin gelişmesiyle depremlerin kayıt edilme işlemleri gelişmiş ve bunun sonucunda deprem kaynağının incelenmesiyle ilgili detaylı çalışmalar ortaya konmaya başlamıştır. Günümüze kadar yapılan araştırmalardan dalga kayıtlarının biçim ve frekans içeriğini etkileyen başlıca parametrelerin kaynak etkisi, yayılma etkisi ve alet etkisi olduğunu bilinmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Bu parametrelerin her birini matematiksel olarak modellemek ve bunlardan yapay olarak sismogram oluşturmak mümkündür. Matematiksel olarak hesaplanan dalga şekilleri kuramsal (yapay) dalga şekilleri olarak adlandırılır. Modellemenin doğruluğunun teyit edilmesi depremin modellenmiş kuramsal dalga şekilleri ile gerçek kayıtlarının karşılaştırılması yani dalga şekli modellemesi (waveform modelling) yapılmasından geçer. Sismolojide yerin iç yapısını ve deprem kaynağını oluşturan faydaki kırılma sürecinin belirlenmesinde kullanılan en önemli yöntemlerden biri dalga şekli modellemesidir.

Bu çalışmada 27 Haziran 1998 Adana depreminin ($M_w=6.2$) uzak alan cisim dalgaları analiz edilerek depremin kaynak parametreleri ve kırılma özellikleri nokta kaynak yöntemi (Kikuchi ve Kanamori, 1991) kullanılarak belirlenmeye çalışılacaktır. Telesismik analiz ile elde edilen kaynak yerleri güvenilir olarak bulunmuş artçı deprem dağılımı ile karşılaştırılarak deprem kırılması hakkında yorumlarda bulunulacaktır. Son olarak elde edilen sonuçlar daha önceki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılarak deprem kaynağı ve civarının sismotektoniği hakkında yorumlarda bulunulacaktır.

2. Kilikya Bölgesinin Tektonik Özellikleri (Tectonic Features of the Cilicia Region)

Kilikya bölgesi, önemli levha hareketleri ve önemli fay zonlarının etkisine maruz kalmış ve bunun neticesinde uğradığı deformasyon ile bünyesinde pek çok farklı yapısal unsuru bulundurmaktadır. Bölgede sıkışma, gerilmeli ve doğrultu atımlı unsurların çoğu gözükmektedir. Arap levhası Anadolu levhası ile çarpışırken bu çarpışma rejimi batıda göreceli bir dalma-batma rejimine dönüşmekte ve Afrika levhası Kıbrıs yayı boyunca Anadolu levhası altına dalmaktadır. Bu iki tektonik rejimin etkisini sürdürdüğü bölgeler arasındaki geçiş bölgesi Doğu Anadolu Fayı Zonu (DAFZ) ve Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile kontrol edilmektedir (Ergin, 1999; Ergin vd. 2004; Westaway, 2004) (Şekil 1) ve bu faylar bölge için en etkin yapısal unsurlardır. Hatay Amik havzası civarında gözlenen yerel bir açılma rejiminin bu iki fayın birleştiği bölge olduğu iddia edilmektedir (Över vd., 2001). Bölgenin önemli yapısal unsurlarından diğerleri ise Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı'dır. Bunun yanında tektonik olarak bir geçiş bölgesi olan Kilikya Havzası içerisinde ve yakın civarında Anadolu levhasının iç deformasyonunu karşılayan çok sayıda sol yönlü doğrultu atımlı fay zonu gelişmiştir. Bunlar Göksu ve Ecemiş fay zonları ile Yumurtalık-Karataş ve Kozan fay zonlarıdır (Şekil 1) (Ergin, 1999; Alp, 2009).

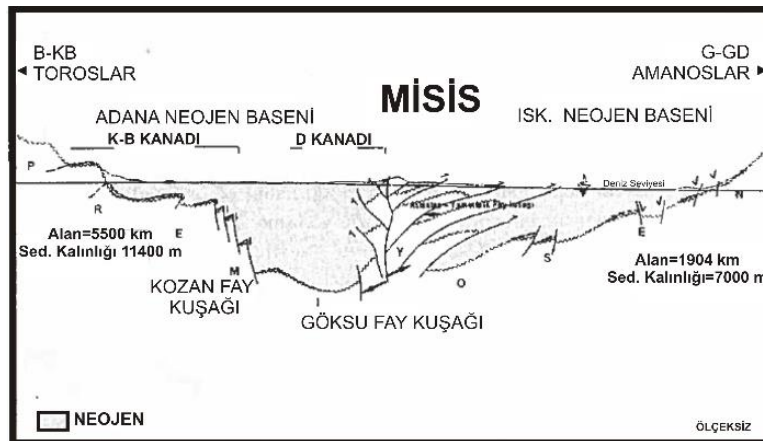
Bölgede Türkiye'nin güneydoğusundan başlayıp ve Girne'ye kadar devam etmekte olan yay biçimli yüksek bir yapı bulunmaktadır. Genişliği 10 km'den az olan bu yapı sismik çalışmalardan elde edilmiştir. Aynı zamanda yapının uzunluğu 450 km'ye kadar çıkmaktadır. Bu yapı Adana-Kilikya Basenleri ile İskenderun-Latakya Basenleri olarak bilinen iki baseni birbirinden ayırmaktadır (Biju-Duval vd., 1974; Anastasakis ve Kelling, 1991; Ergin, 1999; Burton-Ferguson vd., 2005; Aksu vd., 2005; Aksu vd., 2014). Derinliği 1000 m'nin üzerinde olan Kilikya Havzasının sahil kısmındaki devamını oluşturan Adana Baseni Neojen çökellerle doludur. Kilikya Havzası, Adana Havzası'nın denizde Kıbrıs'a doğru olan uzantısını temsil etmektedir. Alt Miyosen döneminde oluşuma başlayan bu basen günümüze kadar kabaca 6 km kalınlığında sediment tabakası ile örtülmüştür (Ergin, 1999; Biju-Duval vd., 1974; Anastasakis ve Kelling, 1991). Dewey vd. (1986) yaptığı çalışmalar sonucu İskenderun Baseni ve Adana Baseni'nin çek-ayır basenleri olduğu öne sürmektedirler. Bu çek-ayır basenleri DAFZ'nun kolları arasında gelişmiştir.



Şekil 1. Kiliya bölgesi ve civarının tektonik unsurlarını şematik olarak gösteren harita. Tüm aktif faylar sol yönlü doğrultu atımlıdır (Ergin vd., 2004' den değiştirilmiştir). AB, Adana Baseni; AF, Amanos Fayı; AMB, Amik Baseni; ÖDF, Ölü Deniz Fayı; DAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu; EF, Ecemiş Fayı; DHF, Doğu Hatay Fayı; GFZ, Göksu Fay Zonu; İK, İskenderun Körfezi; KF, Kozan Fayı; GB, Girne Bindirmesi; MADS, Misis Andırın Dağ Silsilesi; YF, Yumurtalık-Karataş Fayı (Map showing schematically the tectonic elements of the Cilicia region and its surroundings. All active faults are left-lateral strike-slip (modified from Ergin et al., 2004). AB, Adana Basin; AF, Amanos Fault; AMB, Amik Basin; ÖDF, Dead Sea Fault; EAFZ, East Anatolian Fault Zone; EF, Ecemiş Fault; DHF, East Hatay Fault; GFZ, Göksu Fault Zone; İK, Iskenderun Bay; KF, Kozan Fault; GB, Kyrenia Thrust; MADS, Misis Andırın Mountain Range; YF, Yumurtalık-Karataş Fault)

Deprem meydana geldiği bölgede K25°D uzanımlı sol yanal atımlı Göksu Fay Zonu (GFZ) bulunmaktadır. Ortalama 35-40 km genişliğinde olan GFZ, Gülen vd. (1987)' ye göre 170 km, bir diğer araştırmacı Özer ve Çuhadar (1986)' ya göre ise 130 km uzunluğunda olarak belirtilmiştir. Bu fayın oluşumunda Anadolu Bloğunun içsel deformasyonları etkin bir rol oynamıştır. İlk olarak Sarı ve Taşköprü ilçeleri arasında uzanan fay daha sonra ise Taşköprü'den güneybatı yönünde ilerleyerek Akdeniz'e Misis dağlarının kuzeybatı sınırını oluşturmaktadır (Ergin, 1999; Ökeler, 2003; Özer ve Çuhadar, 1986; Karıg, 1990; Robertson vd., 2004). GFZ, sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup yönü KD-GB doğrultuludur. Bu fayın eğimi düşeye yakın ve fay düzlemi boyunca iki yöne değişkenlik göstermektedir.

GFZ' nun doğu ve batısı kendisine paralel olarak çok sayıda fay ile parçalara ayrılmıştır. Bu fayların doğrultuları K-G ve KKD-GGB yönündedir. Bunun yanında doğu bloğu kısmında ters atım bileşenli faylar gözlemlenmektedir. Bazı kesimlerde bu ters fayların yanında doğru atım bileşeni olan D_GD eğimli ters faylarla karşılaşmaktadır. KD yönünde bulunan Göksu-Daroluk arasındaki vadide mevcut fayların aniden kesildiği gözlemlenmektedir. Bu bölgede K-G doğrultulu uzanan fay olasılığı mevcuttur. Ayrıca faylar etkinliğini sıkışmanın güneybatıdan kuzeydoğuya azalması ile yitirmektedir (Perinçek vd., 1987; Ergin, 1999; Ökeler, 2003). Kiliya baseninde yapılan sismik yansıma ve jeolojik çalışmalar Göksu Fay Zonu içinde yer alan birçok gömülü fay veya fay parçasının varlığını ortaya çıkarmıştır (Şekil 2), (Williams vd., 1995; Çoban vd., 1999; Burton-Ferguson vd., 2005).

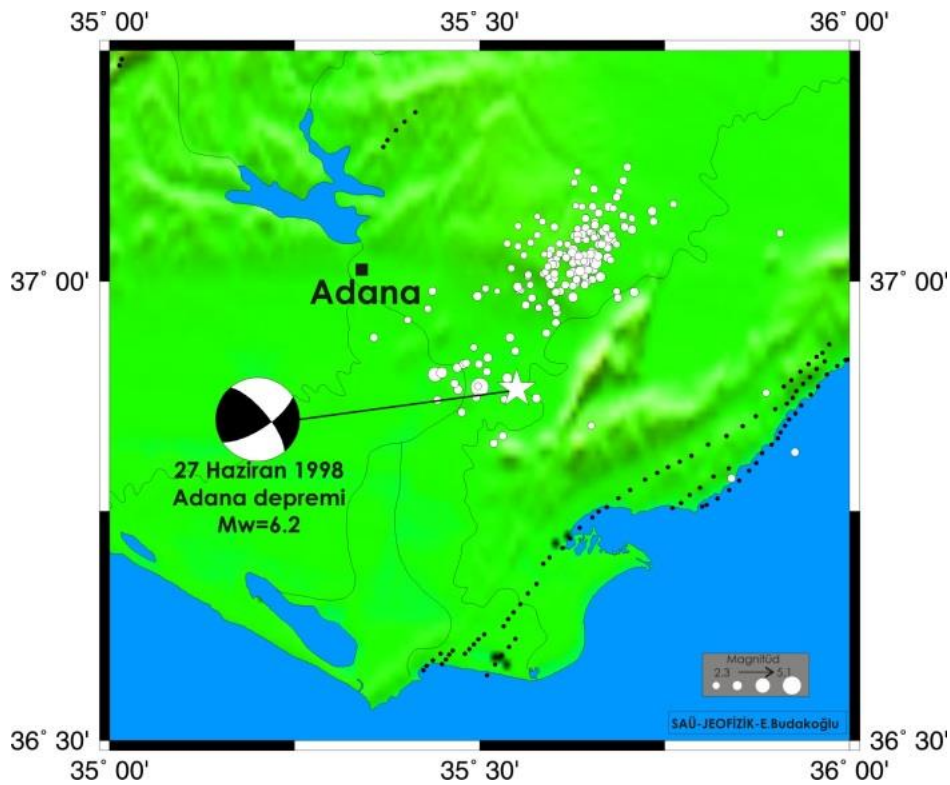


Şekil 2. Adana-İskenderun Neojen Basenleri boyunca alınmış KB-GD yönlü basitleştirilmiş jeolojik kesit (A simplified geological section in NW-SE direction taken along the Adana-İskenderun Neogene Basins) (Çoban et al., 1999)

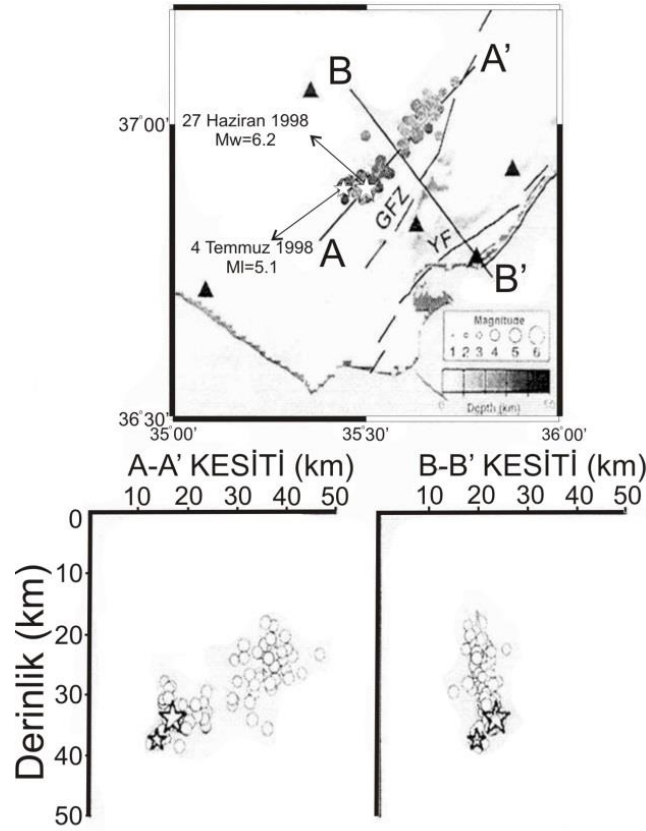
3. 27 Haziran 1998 Adana Depremi (The June 27, 1998 Adana Earthquake)

Türkiye'nin yoğun nüfus ve sanayileşmiş bölgelerinden biri olan Adana havzasında 27 Haziran 1998 tarihinde saat 13:55' de (GMT) büyüklüğü $M_w=6.2$ koordinatları $36^{\circ}.53K$ ve $35^{\circ}.33D$ olan 32 km derinlikte bir deprem meydana gelmiştir (Aktar vd., 2000). Deprem dış merkezine 30-35 km uzaklıkta olan Adana şehri ve Ceyhan ilçesi bu depremden oldukça etkilenmiş ve bu felaket 145 can kaybı ve 1000' in üzerinde yaralanmaya neden olmuştur (Gündoğdu vd., 1999). Aynı zamanda bölgedeki çoğu bina yıkılmış birçoğu da oturulmayacak duruma gelmiştir. Adana depreminde meydana gelen can ve mal kaybında yerel jeolojik koşulların önemli olması (Çelebi, 2000) ve bölgede TÜBİTAK tarafından işletilen Kilikya Sismograf Ağı'nın (Ergin, 1999; Aktar vd., 2000; Ergin vd., 2004) ortasında meydana gelmesi depremi önemli kılmış ve bölgedeki güncel tektoniğin irdelenmesine olanak sağlamıştır.

Ana şokun ardından bölgede en büyük artçı deprem 4 Temmuz 1998 tarihinde $ML=5.1$ büyüklüğünde meydana gelmiştir (Aktar vd., 2000). Bölgede TÜBİTAK tarafından işletilen Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş olan anaşok ve artçı depremlerin dağılımlarını gösteren harita Şekil 3' de verilmiştir. Ayrıca artçı depremlerin yoğunlaştığı Göksu Fay Zonu doğrultusunda yaklaşık olarak paralel ve fayı dik olarak kestiği düşünülerek alınan iki kesit görünümü Şekil 4' de verilmiştir (Aktar vd., 2000). Artçı depremlerin derinliğinin yaklaşık olarak 17-37 km arasında yoğunlaştığı ve KD' ya doğru yönelmekte olduğu açıkça gözükmemektedir. Bu bilgiler Adana depremi kaynak bölgesinde derin bir sismojenik zonun varlığını desteklemektedir (Aktar vd., 2000). Ayrıca Ergin vd. (1999) depremin artçı sarsıntılarında hesaplanan fay düzlemi çözümlerinin büyük çoğunluğunun KD-GB doğrultulu sol yanal faylanmalara karşılık geldiğini, tüm artçı depremlerden bulunan birleşik odak mekanizması çözümünün 55° doğrultulu ve 75° GD eğimli bir düzlem üzerinde tamamen sol yanal bir faylanma belirlediğini ve bu fay düzlemi çözümleri için yapılan gerilme tensörü analizi sonuçlarının da DB yönlü bir açılma ve KG yönlü bir sıkışma kaynaklı bir tam yanal atımlı tektonik rejimi önerdiğini göstermiştir.



Şekil 3. Kilikya Sismograf Ağı tarafından ana şok (yıldız ile simgelenmiştir) sonrası bölgede bir aylık dönem içerisinde gözlenmiş artçı şoklar (Aftershocks were observed within a month period in the region after the mainshock (symbolized with a star) by the Cilician Seismograph Network) (Aktar et al., 2000)



Şekil 4. Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş 27 Haziran 1998 Adana depremi artçı şokların dağılımı. Derinlik kesitleri A-A' ve B-B' konumları (Aktar vd., 2000'den değiştirilmiştir). GFZ, Göksu Fay Zonu' nu; YF, Yumurtalık Fay Zonu' nu temsil etmektedir (Distribution of aftershocks from the 27 June 1998 Adana earthquake recorded by the Cilicia Seismograph Network. Depth sections A-A' and B-B' positions (modified from Aktar et al., 2000). GFZ represents Göksu Fault Zone and YF represents Yumurtalık Fault Zone)

27 Haziran 1998 Adana depreminin USGS, HRV gibi ulusal ve uluslararası deprem enstitüleri ve araştırma kurumlarınca ve Aktar vd. (2000) ve Arpacıoğlu (2000) tarafından belirlenen kaynak parametreleri Tablo 1'de verilmiştir. Bu parametreler doğrultusunda belirlenen odak mekanizmaları çözümleri Şekil 5' de harita üzerinde gösterilmiştir.

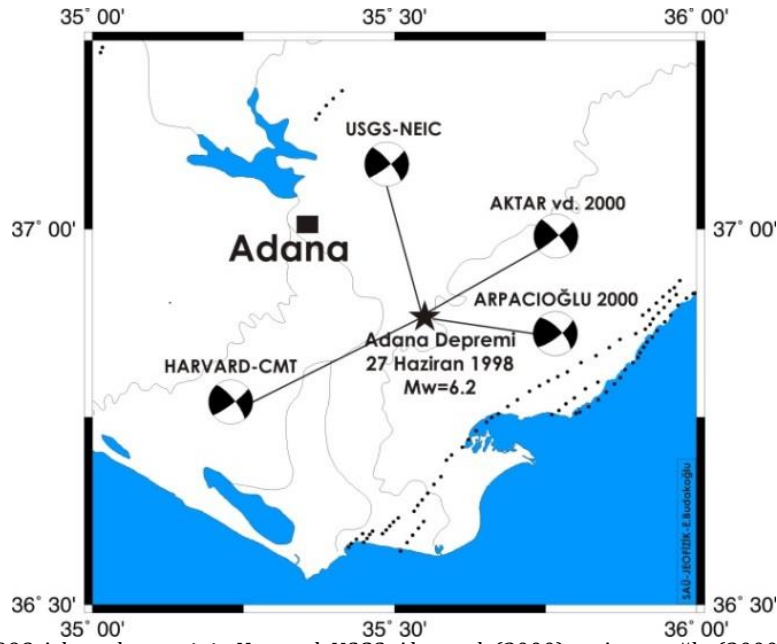
Tablo 1. 27 Haziran 1998 Adana depreminin kaynak parametreleri
(Source parameters of the 27 June 1998 Adana earthquake)

	USGS		HRVD		Aktar vd (2000)		Arpacıoğlu (2000)
Enlem(°)	36.94		36.87		36.53		-
Boylam(°)	35.30		35.58		35.33		-
Derinlik (km)	14		29.5		32		18
M_0 ($\times 10^{18}$ Nm)	3.96		2.96		3.63		2.63
Moment magnitüd (M_w)	6.3		6.2		6.2		6.2
Doğrultu(°)	323	52	321	53	65*	50 ⁴	52 [□]
Eğim(°)	77	81	75	81	90	85	75
Kayma(°)	170	13	121	15	5	10	22

*P dalgası ilk hareket yönünden elde edilen kaynak mekanizması (Source mechanism obtained from the P wave initial motion direction)

⁴P dalga şekli ters çözümlemesi sonucu elde edilen kaynak mekanizması (Source mechanism obtained as a result of P waveform inversion)

[□]P dalga şeklinin Kikuchi ve Kanamori yöntemine göre ters çözümü (Inversion of the P waveform according to the Kikuchi and Kanamori method)



Şekil 5. 27 Haziran 1998 Adana depreminin Harvard, USGS, Aktar vd. (2000) ve Arpacioğlu (2000) tarafından belirlenen odak mekanizması çözümleri. Faylanma parametreleri için Tablo 1'e bakınız. USGS: Amerikan Jeolojik Araştırmalar Kurumu, HARVARD: Harvard Üniversitesi (According to Harvard, USGS, Aktar et al. (2000), and Arpacioğlu (2000) focus mechanism solutions. See Table 1 for faulting parameters. USGS: American Geological Survey, HARVARD: Harvard University)

4. Yöntem (Method)

Deprem oluşumundan sonra sismik istasyonlarda kaydedilen cisim dalgalarının spektrumu ve dalga şekilleri, kaynak ve yırtılma mekanizması hakkında önemli bilgiler taşımaktadır. Karmaşık telesismik cisim dalgaları için sistematik bir ters çözüm metodunu Kikuchi ve Kanamori, ilk olarak 1982 yılında geliştirmişlerdir. Daha sonra çeşitli düzenlemelerle bu methodu geliştirmişlerdir [Kikuchi ve Kanamori, 1982; Kikuchi ve Kanamori, 1986; Kikuchi ve Kanamori, 1991].

Ters çözüm algoritmasının başlangıcı olan Kikuchi ve Kanamori (1982)'de referans olarak gösterilen deprem kaynağı karmaşık kaynak olarak ve aynı fay geometrisine sahip, nokta kaynak dislokasyonları (alt olay) şeklinde kabul edilmiştir. Alt olayların aynı fay geometrisine sahip olduğunu kabuldeki amaç, her bir kaynak parametresinin belirlenmesindeki zorluktan kaçınmaktır. Bununla birlikte, alt olayların mekanizmalarının değişmesine izin verildiği durumlarda, mekanizma, zaman ve alt olayın lokasyonu arasındaki etkileşimden dolayı, ters çözümün duraylı durumdan uzaklaşması ve çoğu kez ters çözüm sonucunda birçok farklı dizinin aynı sonucu vermesiyle hangi dizinin uygun çözüm olduğuna karar vermenin zorlaşması, böyle bir sınırlama konulmasına sebep olmuştur. Kikuchi ve Kanamori (1982), bir noktadaki dislokasyonun zaman evriminin, bir yırtılma cephesinin varışından ölçülen zamanın fonksiyonu tarafından verildiğini belirlemişlerdir. Dislokasyon zaman evriminin, τ yükselim zamanına sahip bir ramp fonksiyonu tarafından verildiğini kabul etmişlerdir.

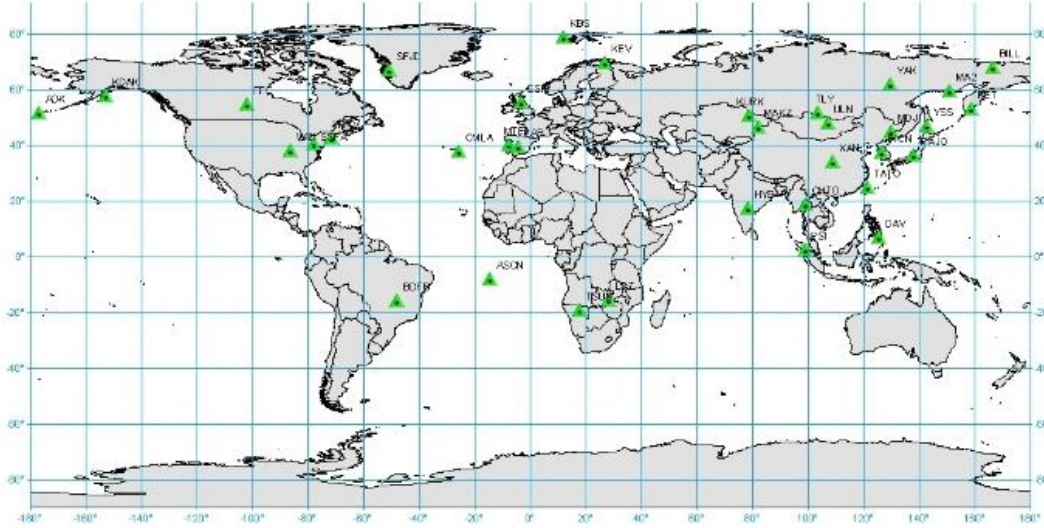
Büyük depremlerin kaynak mekanizmalarının birden çok alt olaya sahip olduğu bilinmektedir. Kikuchi ve Kanamori (1986)'da, ilk çalışma biraz daha genelleştirilmiş ve farklı mekanizmaya sahip bir alt olay eklenerek ters çözüm metodu biraz daha geliştirilmiştir.

Genel olarak, bir nokta kaynak, sismik moment, başlangıç zamanı, lokasyonu, faylanma mekanizması ve zaman fonksiyonu gibi çeşitli parametrelerle karakterize edilir. Kikuchi ve Kanamori (1986)'da, tüm alt olaylar için bu parametrelerin bazılarının aynı olduğu, bazılarının ise olaydan olaya değiştiği kabul edilmiştir. Kikuchi ve Kanamori 1991 yılında, daha önceki çalışmalarında, belirlenecek parametre sayısını azaltmak ve ters çözümü duraylı halde tutabilmek için yapmış oldukları sınırlamaları kaldırarak, metodlarını geliştirmişlerdir (Kikuchi ve Kanamori, 1991). Daha önceki çalışmalarında sadece P dalgası kullanırken, son çalışmalarında, P, SH, SV ve PP fazları aynı anda modellenilebilmektedir. Kaynak, istasyon ve PP yansıma noktası tepkilerini hesaplamak için Haskell yayıcı matris tekniği [Haskell, 1960; Haskel, 1962; Bouchon, 1976] ile çok-tabakalı yapılar kullanılmıştır. Kikuchi ve Kanamori (1991)'de bir sismik kaynak, değişik odak mekanizmalarına sahip nokta kaynaklar dizisi olarak tanımlanmaktadır. Daha önceki çalışmalarında olduğu gibi, nokta kaynaklar iteratif olarak gözlemsel sismogramlar ile hesaplanan sismogramların uyumu ile bulunmaktadır. Sismik kaynağı oluşturan her bir nokta kaynak, bir moment tensor ile tanımlanmıştır.

5. Bulgular (Results)

5.1. Kullanılan Veri ve Veri Üzerinde Yapılan İşlemler (Data Used and Regulations on Data)

1998 Adana depreminin ters çözüm işlemi için geniş band (broadband) uzak alan (telesismik) verileri kullanılmıştır. Bu veriler internet üzerinden IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) web sayfasındaki (www.iris.washington.edu) veri arşivinden temin edilmiştir. Verilerin temin edilmesi sırasında istasyonların dış merkez uzaklıklarının $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ arasında olmasına özen gösterilmiştir (Şekil 6). Bunun nedeni çekirdek ve üst manto yansımalarından kaynaklanan dalga şekillerini etkileyecek saçılımlardan kaçınmaktır.

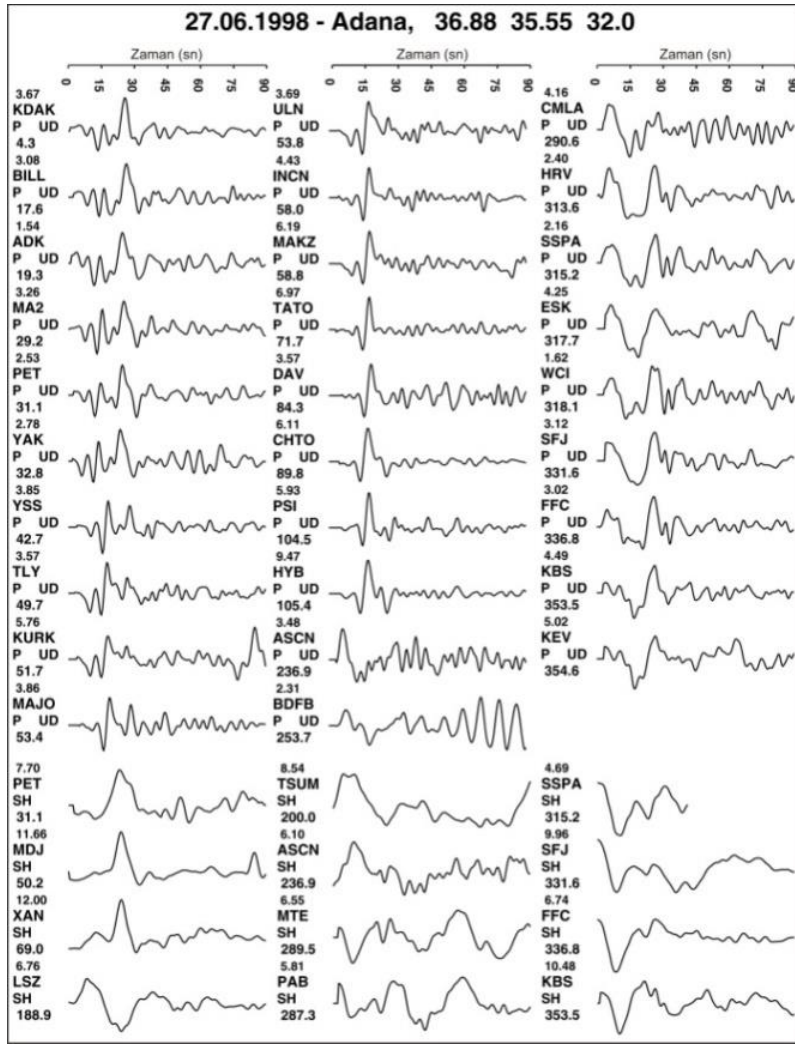


Şekil 6. Adana depreminin ters çözümü için kullanılan telesismik istasyonların dünya üzerindeki azimutal dağılımı
(The azimuthal distribution of the teleseismic stations used for the inversion of the Adana earthquake)

Elde edilen verilerden alet tepkisi giderilmiş ve yer değiştirme sismogramlarına dönüşümü gerçekleştirilmiştir. 1998 Adana depremi için daha önce yapılan faylanma parametrelerinin belirlenmesine yönelik dalga şekli ters çözümü çalışmalarında [Aktar vd., 2000; Arpacıoğlu, 2000] sadece P dalga şekilleri kullanılmıştır. Bu çalışmada 1998 Adana depreminin faylanma düzleminin kısıtlanmasına yönelik bir tartışma amaçlandığından faylanma parametrelerinin daha güvenilir belirlenmesi için P dalga şekillerinin yanında SH dalga şekilleri de kullanılmıştır. P ve SH dalga yayılım örüntülerinin farklı olması ve SH dalga yayılım örüntüsünde maksimum genliğin P dalgalarının yayılım örüntüsünden genliğin sıfır olduğu azimutlarda gözlenmesi gibi nedenlerden ötürü faylanma parametrelerinin daha güvenilir belirlenmesinde SH dalgaları da kullanılmıştır (Lay ve Wallace, 1995). Ayrıca SH dalgalarının kayma vektörü açısına olan duyarlılığı da bu nedenlere eklenebilir (Mendoza vd., 1996).

Tüm istasyon verileri 0.5 sn örnekleme aralığı seçilerek örneklenmiş ve gözle kontrol amacıyla verinin ilk 100 sn'lik kısmı P ve SH dalgaları çizim programı yardımıyla görüntülenmiştir. Bazı istasyon kayıtlarında gürültü/sinyal oranının yüksek olduğu görülmüş ve bu kayıtlar çözüme katılmadan çıkarılmıştır. Geriye kalan verilerdeki gürültü seviyesi göz önünde bulundurularak 0.01 ile 0.33 Hz frekansları arasında bant geçişli filtre veriyeye uygulanmıştır. Sonuç olarak 29 P ve 12 SH dalga şekli kaynak ters çözümlemesinde kullanılmak üzere seçilmiştir. Seçilen dalga şekilleri Şekil 7' de gösterilmiştir.

Ters çözümlemede kullanılacak veriler üzerinde yapılan incelemelerde esas dalga enerjisi ilk 30-35 sn içerisinde olduğu gözlemlenirken yola çıkılarak Şekil 6' da verilen dalga şekillerinin ilk 35 saniyelik penceresinin ters çözümde kullanılması sonucuna varılmıştır. Bu pencere boyu Adana depreminin magnitüdü ($M_w=6.2$) göz önüne alındığında da yeterli görülmüştür.



Şekil 7. 27 Haziran Adana depreminin ters çözüm işleminde kullanılmaya hazır hale getirilmiş telesismik uzaklıklardaki istasyonlarda kaydedilmiş 29 P (üstteki 10 sıra) ve 12 SH (alttaki 4 sıra) dalga şekli (29 P (10 rows at the top) and 12 SH (4 rows at the bottom) waveforms recorded at the stations at teleseismic distances prepared for use in the inversion of the 27 June Adana earthquake)

5.2. 27 Haziran 1998 Adana Depremi Nokta Kaynak Ters Çözümü (The June 27, 1998 Adana Earthquake Point Source Inversion)

Kaynak bölgesindeki yapı dalga yayılımı üzerindeki etkisinin önemli olması sebebiyle kaynak civarındaki yer yapısı mümkün olduğu kadar gerçeğe yakın olmalıdır. Bu nedenden dolayı bu ters çözüm çalışmasında Aktar vd. (2000) tarafından Adana baseni için belirlenen kabuksal hız modeli kullanılmıştır (Tablo 2).

Modelleme için gerekli olan Green fonksiyonlarının hesaplanmasında 128 örnekleme noktası, 0.5 sn örnekleme aralığı kullanılmıştır. Başlangıç fay düzlemi eğimi 90° olarak alınmıştır. Kaynak derinliğinin belirlenebilmesi için düşey doğrultuda bir referans derinliği belirlenmiş ve bu derinlik referans alınarak derinlik boyunca gridleme yapılmıştır. Bu amaçla derinlik boyunca 8 nokta kaynaktan oluşan bir nokta kaynak grid düzlemi kullanılmıştır (Şekil 8a). Referans derinliği 32 km, derinlik artım miktarı 4 km olarak seçilmiştir. Bu derinlik boyutu nokta kaynak dağılımı tercih edilen nokta-kaynak ters çözüm denemesi için yapılan parametrisasyonu yansıtmaktadır.

Doğrultu boyunca ise 4 km grid aralıklarıyla 10 nokta kaynak grid düzlemi kullanılmış, referans 2 nolu nokta kaynak seçilmiştir. Nokta kaynaklar gridinin doğrultusu 50° olarak seçilmiştir. Fayın başlangıç doğrultusu seçilirken daha öncede yapılmış çalışmalar ve artçı sarsıntılarının dağılımı dikkate alınmıştır. Şekil 8b' de doğrultunun tanımlanmasında kullanılan nokta kaynaklar gridinin basit bir modeli görülmektedir. Bu doğrultu boyunca nokta kaynak dağılımı tercih edilen nokta-kaynak ters çözüm denemesi için yapılan parametrisasyonu yansıtmaktadır. Yapay sismogramların hesaplanmasında 2.5 sn yükselim ve düşümlü toplam süresi 5 sn olan üçgen kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır (Lay ve Wallace, 1995; Pınar vd., 1995). Kırılma hızı ise 3 km/sn olarak kabul edilmiştir.

Deprem kırılmasının derinlik boyutunun kullanılan veri yardımıyla kısıtlanıp kısıtlanmadığının tartışılması için kırılmanın daha sığ olduğunun kabulü ile tek kaynaklı iki ayrı deneme yapılmıştır. Bu denemelerin ilkinde nokta kaynaklar 24 km derinliğine kadar indirilmiş ve 8 nokta kaynağın derinlik boyunca 3 km derinlik artımı ile yerleştirildiği bir başlangıç model tanımlaması yapılmıştır (Şekil 9, Model A3). Yani bu model tanımlaması kırılmanın 24 km' den daha derine ulaşmadığı varsayımını yansıtmaktadır. Bu ters çözüm denemesi sonucunda kaynak konumu doğrultu boyunca '-4 km'de (yani referans noktasının hemen GB'sında), derinlik boyunca ise 0 km (referans noktasın derinliğinde) çıkmıştır (Şekil 9, Model A3).

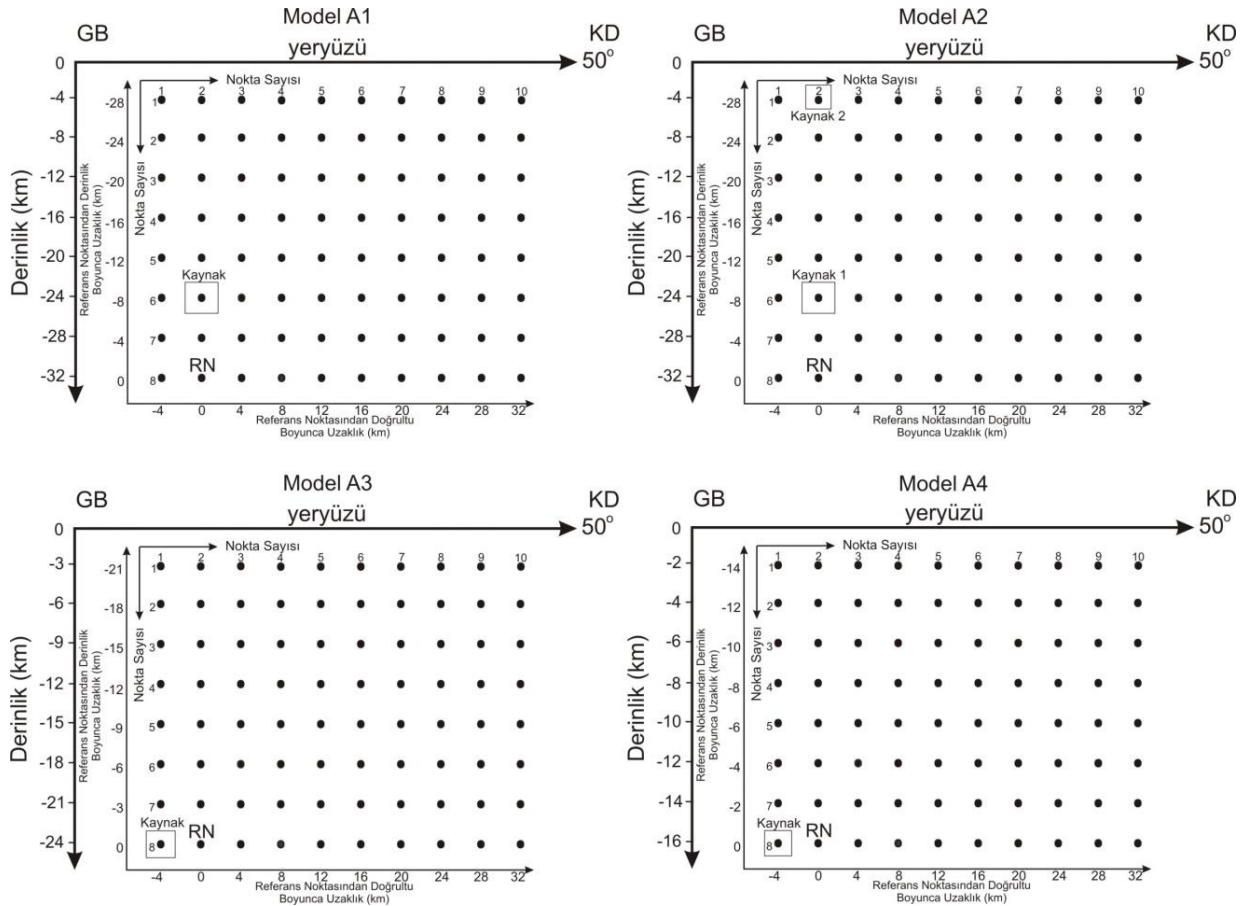
Nokta kaynakların 16 km derinliğe kadar yerleştirildiği bir deneme (Model A4) daha yapılmıştır. Bu denemede derinlik boyunca 8 nokta kaynak 2 km aralıklarla yerleştirildiği, en derindeki nokta kaynağın (16 km derinlik) referans noktası kabul edildiği ve doğrultu boyunca nokta kaynak dağılımının önceki denemelerdeki gibi olduğu bir nokta kaynak gridi ile ters çözüm işlemi yapılmıştır (Şekil 9, Model A4). Tablo 3' den görüleceği üzere bu deneme sonucu RMS hatası önemli ölçüde artmıştır. Model A1 denemesi için verilen gözlenmiş-kuramsal dalga şekli karşılaştırması ile Model A4 denemesi için gözlenmiş kuramsal dalga şekli uyumu karşılaştırılmış ve uyumun önemli ölçüde bozulduğu gözlemlenmiştir. Model A4 denemesi için kaynak konumu referans noktasında yani nokta kaynak gridinde en derinde çıkmıştır (Şekil 9, Model A4). Hata oranı oldukça yüksek olarak elde edilmiştir (Tablo 3). Aynı zamanda dalga şekillerinde gözlenmiş-kuramsal uyumunda da gözle görülür bir bozulma olmuştur.

Model A1 denemesinde 32 km derinliğe kadar kırılma modellemeye müsaade edildiği halde kaynak 24 km derinlikte çıkmıştır. 24 km derinliğe kadar kırılmaya müsaade edildiği Model A3 ters çözüm denemesinde Model A1 denemesine benzer bir gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumu ve hemen hemen aynı hata ile yine 24 km derinlikte ancak Model A1'e göre 4 km GB da bir kaynak konumu elde edilmiştir.

Nokta kaynak gridinin 24 km' den daha sığ alındığı (16 km derinlik) Model A4 denemesinde gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumu bozulmuş ve RMS hata miktarı önemli ölçüde artmıştır. Kaynak konumu yine en derinde çıkmıştır. Bu ters çözüm denemeleri çalışmada kullanılan verilerin 1998 Adana depremi için kabuğun derinliklerinde bir kırılma önermektedir. Model A4 denemesinde kırılmanın 16 km derinlikle sınırlandırılmasının verilere olan uyumda oluşturduğu bozulma deprem için asıl kırılmanın 16 km'den daha derinde olduğunu önermektedir.

Tablo 3. 1998 Adana depremi için telesismik cisim dalga şekilleri ters çözüm sonuçları (Teleseismic waveform inversion results for 1998 Adana earthquake)

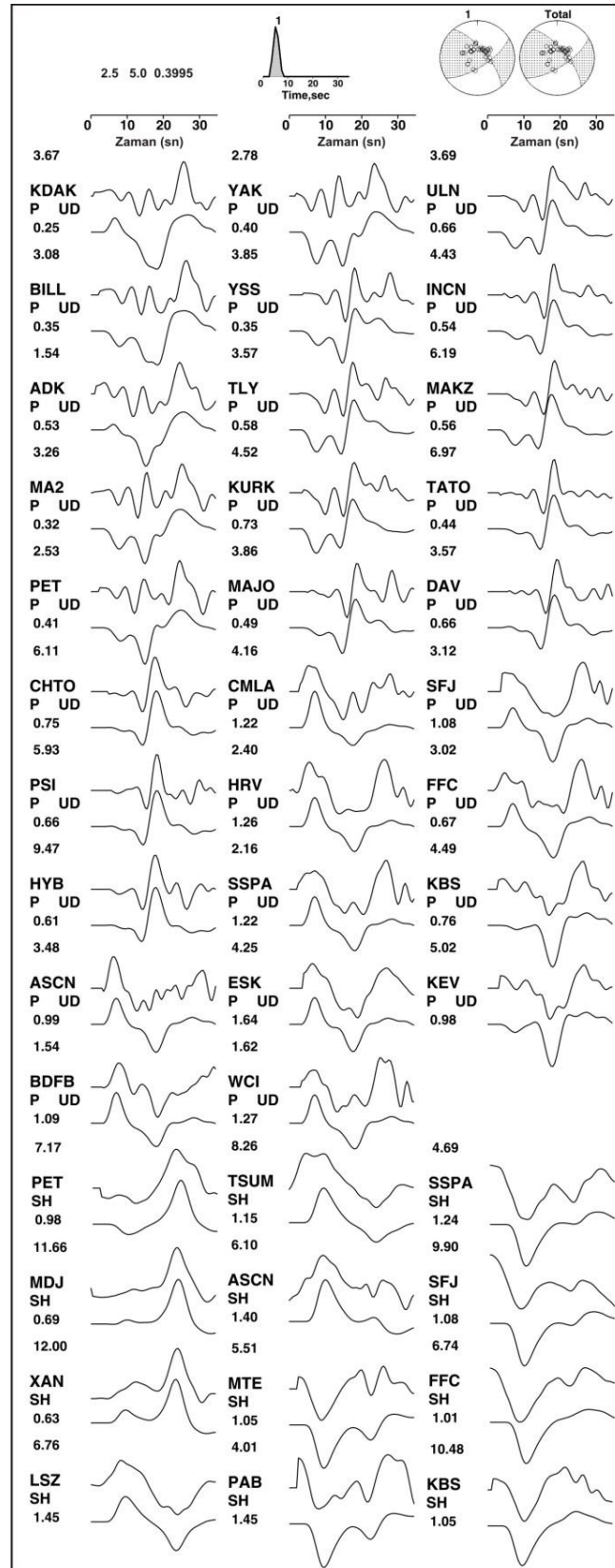
Model	Referans derinliği (km)	Kırılma Zamanı (sn)	Referans Noktasına Uzaklık (km)	Referans Noktasına Derinlik (km)	Grid Doğrultusu (°)	Doğrultu (Strike) (°)	Eğim (Dip) (°)	Kayma (Slip) (°)	M ₀ (x10 ¹⁸ Nm)	RMS Hatası
Model A1	32	2,5-8,5	0	-8	50	57	70	20	2,24	0,3995
Model A3	24	3,5-7	-4	0	50	57	70	20	2,27	0,3895
Model A4	16	6-10	-4	0	50	56	74	17	2,07	0,4990



Şekil 9. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modelleri. Tüm modellerde (A1, A2, A3 ve A4) doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içine alınmış nokta kaynak ters çözüm sonucu deprem kaynağının hangi nokta kaynağa bulunduğu ifade etmektedir. Modellerde derinlik ölçeklerinin farklı olduğuna dikkat ediniz. RN: Referans noktası (Point source grid plane models are used for inversion. In all models (A1, A2, A3, and A4), a grid plane with 10 point sources along the direction and 8 point sources along the depth was used. The point source squared in the figures indicates the point source of the earthquake source due to the inverse solution. Note that the depth scales are different in the models. RN: Reference point)

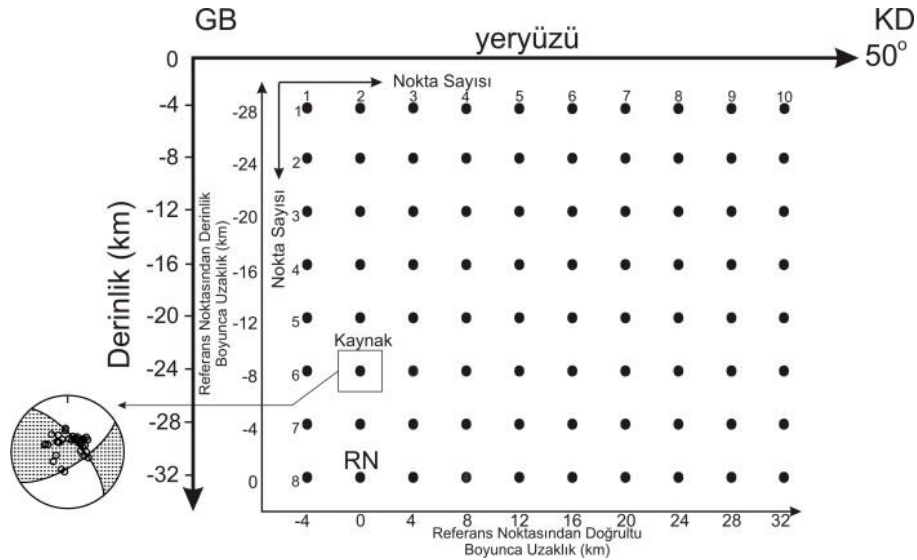
Bu sonuçlar, 1998 Adana depremi için alt kabukta gerçekleşen bir kırılmanın önerildiği önceki bir çalışmanın (Aktar vd., 2000) sonuçları ve Harvard CMT çözümüyle (29.5 km derinde bir CMT lokasyonu, Tablo 1) örtüşmektedir. Bölgenin sismotektoniğini araştırmak için kurulan TÜBİTAK Kilikya sismik ağınca güvenilir belirlenmiş 17-37 km derinlikleri arasındaki artçı deprem dağılımı (Aktar vd., 2000) derin depremsellik (Ergin vd., 2004) ve bazı yüzey deformasyonları haricinde kosismik yüzey kırıklarının gözlenmemesi (Gündoğdu, 1999; Demirtaş, 2002) 1998 Adana depremi kaynak bölgesinde derin bir sismojenik zonu ve yüzeye ulaşmamış bir kırılmayı desteklemektedir. Derin depremselliğin güvenilirliği Ergin vd. (2004) tarafından tartışılmıştır.

Ayrıca nokta kaynaklar grid doğrultusu 36° alınarak kırılmanın bölgedeki Göksu Fay Zonu' nun (GFZ) harita uzanımı ile paralel bir doğrultuda olduğu varsayımı ile de ters çözüm denemesi yapılmıştır. Yapılan bu deneme sonucunda aynı RMS hataları ve faylanma parametreleri ve benzer gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumları elde edilmiştir.



Şekil 10. 27 Haziran 1998 Adana depremi kaynağının 24 km elde edildiği (Model A1) ve çözümde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların - ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir (Comparison of the source time function, focal mechanism solution, and observational-theoretical waveforms obtained in the 27 June 1998 Adana earthquake where the source is 24 km (Model A1). The upper ones are observational, and the lower ones are the calculated waveforms. The numbers above the recordings represent the ratio of the - and + maximum values of the observed recordings divided by the instrument magnification. The seismogram given below shows the amplitude ratios)

Tüm denemeler sonucunda en uygun çözümü sunan Model A1' in tek kaynaklı bir model olarak çalışmada kullanılan verileri tatmin edici bir şekilde modellediği görülmüştür (Şekil 10 ve Şekil 11). Kaynak derinliği için yapılan denemelerde telesismik verilerin 1998 Adana depremi için 20 km' den derinde yerleşmiş bir kaynak gerektirdiği görülmüş ve kaynak derinliği 24 km olarak bulunmuştur. Elde edilen kaynak mekanizması deprem için 57° doğrultulu ve 70° GD eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı faylanma (kayma vektörü açısı 20°) önermektedir. Tercih edilen kırılma modeli için hesaplanan sismik moment $2.24 \times 10^{18} \text{Nm}$ ' dir ($M_w=6.2$).KD-GB uzanımlı düğüm düzlemi deprem episantrı yakınında uzanan Gökusu fayının uzanımı ile uyumludur ve fay düzlemi olarak seçilmiştir. Kayma (rake) vektörü açısının 20° olduğu dikkate alındığında deprem kırılmasının küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol-yanal doğrultu atımlı faylanma ile gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Nokta kaynak modellemesinde tek kaynaklı bir modelin tercih edilmesi ve kaynak konumunun doğrultu boyunca odakta derinlik boyunca da odağın 8 km yukarısında çıkması eğim yukarı ilerlediğini önermektedir.



Şekil 11. Denemeler sonucu modellemede kullanılan nokta kaynak grid düzlemi ve elde edilen odak mekanizma çözümü.

Doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Kaynak parametreleri için Tablo 3' e bakınız. Odak mekanizma çözümünün harita (yatay) düzlemi görüntüsü gösterilmiştir. RN: Referans noktası (The point source grid plane used in modeling and the focal mechanism solution obtained as a result of the trials. A grid plane was used with 10 point sources along the direction and 8 point sources along the depth. See Table 3 for source parameters. The map (horizontal) plane view of the focus mechanism solution is shown. RN: Reference point)

Aktar vd. (2000) TUBİTAK Kilikya sismik ağı verilerinden yararlanarak Adana depremini $36^\circ.53\text{K}-35^\circ.33\text{D}$ koordinatlarında ve 32 km derinlikte bulmuştur. Ergin vd. (2004) 1993-2002 Yılları arasındaki depremselliğin 1998 Adana depremi kırılma düzlemi civarında 40 km derinliğe ulaştığını belirlemiştir. 1998 Adana depreminin odak derinliği ve odağı civarındaki depremsellik kıtasal kabukta beklenen depremsellik derinliğine göre oldukça derine ulaşmaktadır. Bununla birlikte, hesaplamalarda kullanılan verilerin çok iyi bir azimutal dağılıma sahip bir sismik ağdan elde edilmesi ve hesaplamalarda detaylı bir kabuksal hız modeli kullanılması çözümün güvenilirliğini güçlendirmektedir. Nitekim Ergin (1999) Kilikya bölgesi içinde bölgesel olarak Moho süreksizliği derinliğini 32 km olarak bulmuştur. Özalaybey ve Aktar (1999) ve Aktar vd. (2000) alıcı fonksiyonları analizi ile bölgede kabuk kalınlığının 31 ile 45 km arasında değiştiğini bulmuştur. Buna deprem için bu çalışmada bulunan kırılma derinliği (yani 24 km derinde bir CMT lokasyonu) ve Harvard CMT çözümünden elde edilen 29.5 km derinliğindeki CMT lokasyonu eklendiğinde deprem kaynak bölgesinde sismojenik zonun alt kabuğu da içerdiği sonucuna ulaşılabilir. Ergin ve Aktar (2018) bölgedeki alt kabuk derinliklerine karşılık gelen depremselliği sadece Adana baseni ile sınırlı ve G-GB dalımlı karakterde olmasından hareketle önceleri üst kabuk derinliklerinde yer alan sismojenik zonun Adana Baseni altındaki litosferik bükülme ile birlikte 7-8 km derinliğe reolojik özellikleri değişmeden taşınması ile ilişkilendirmişler ve nümerik modellemesini yapmışlardır.

1998 Adana depreminin Tablo 3' de özetlenen kaynak parametreleri ve kaynak mekanizmaları ve bu çalışmada yapılan nokta-kaynak ters çözüm sonuçları deprem için yaklaşık $K57^\circ\text{D}$ doğrultulu ve GD' ya 70 derece eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir ters bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı faylanma belirlemektedir. Depremin derinlikleri 17-37 km arasında değişen çok sayıda artçı depremi bir birinden ayırt edilebilen iki kümelenme göstermekte (Şekil 4) ve harita uzanımları yaklaşık $K50^\circ\text{D}$ bir doğrultu belirlemektedir. Bu doğrultu deprem için çalışmada belirlenen doğrultu ($K57^\circ\text{D}$) ile uyumludur. Artçı deprem dağılımının enine kesitleri (Şekil 4) GD' ya eğimli bir kırılma düzlemi belirlemektedir. Artçı deprem dağılımından elde edilen bu bilgiler depremin Tablo 1' de özetlenen ve bu çalışmada belirlenen çözümleriyle de büyük bir uyum içindedir.

1998 Adana depremi episantrı GFZ' nun 9-10 km batısında yer almaktadır (Şekil 4) Episantr lokasyonunun güvenilirliği de dikkate alındığında bu durum fayın eğiminin KB'ya doğru olmasını gerektirmektedir. Ancak tüm dalga şekli ters çözümü çalışmalarından ve artçı depremlerin derinlik kesitinden belirlenen fay düzlemi eğim yönü GD' dur. Ayrıca GFZ' nun haritadaki uzanımı yaklaşık K36D doğrultuludur (Şekil 4). Bu durumda dalga şekli ters çözümü çalışmalarından belirlenen fay düzlemi doğrultusu ile GFZ' nin uzanımı arasında 15-20° bir doğrultu farkı vardır. Bu gözlemler 1998 Adana depremi kırılmasının GFZ' nin yüzeyde gözlenen ve haritalanan izi üzerinde değil de bu fayın yüzeye ulaşmamış derindeki bir parçası üzerinde olduğunu önermektedir. Nitekim sismik yansıma çalışmalarında Göksu Fay Zonunun içinde yer alan ve Kilikya Baseni tarafından örtülmüş fay parçaları görülmektedir (Bkz. Burton-Ferguson vd., 2005). Sismik yansıma ve jeolojik çalışmalardan yararlanılarak oluşturulmuş basitleştirilmiş jeolojik kesitte de GFZ içinde yer alan örtülü bu fay parçaları görülebilir (Şekil 2). 1998 Adana depremi ardından GFZ B-KB'sında Ceyhan nehir yatağı boyunca yüzey deformasyonları hariç herhangi bir kırık rapor edilmemesi, artçı depremlerin 17-37 km derinlikleri arasında yerleşmesi ve Harvard CMT lokasyonu (29.5 km) ile bu çalışmadaki nokta kaynak ters çözümlerinin derinde (24 km) bir CMT lokasyonu belirlemesi GFZ içinde derinde örtülü bir fay parçasının varlığını desteklemektedir. Böyle bir sonuç deprem kaynak bölgesinde belirlenmiş deprem tehlikesini önemli ölçüde değiştirecek ve gelecekte yapılacak deprem tehlike belirleme çalışmalarında da çok farklı bir boyut kazandıracaktır. Kilikya Baseninin altında çok sayıda gömülü fayların belirlendiği yada varlığının tartışıldığı çalışmalar (Perinçek vd., 1987; Williams vd., 1995; Burton-Ferguson, 2005) dikkate alındığında bu deprem tehlikesinin ciddiyeti daha da anlam kazanmaktadır.

Teşekkür (Acknowledgement)

Bu çalışma yazarlardan birinin (Emrah BUDAKOĞLU) Yüksek Lisans Tezi' nin bir kısmını içermektedir.

Çıkar Çatışması (Conflict of Interest)

Yazarlar tarafından herhangi bir çıkar çatışması beyan edilmemiştir. No conflict of interest was declared by the authors.

Kaynaklar (References)

- Aksu, A.E., Calon T.J., Hall, J., Mansfield, S., Yaşar, D., 2005. The Cilicia-Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neogene evolution of an active fore-arc basin in obliquely convergent margin. *Marine Geology* 221, 121-159.
- Aksu, A.E., Walsh-Kennedy, S., Hall, J., Hiscott, R.N., Yaltrak, C., Akhun, S.H., Çifçi, G., 2014. The Pliocene-Quaternary tectonic evolution of the Cilicia and Adana basins, eastern Mediterranean: Special reference to the development of the Kozan Fault zone. *Tectonophysics*, 622, 22-43.
- Aktar, M., Ergin, M., Özalaybey, S., Tapırdamaz, C., Yörük, A., Biçmen, F., 2000. A Lower-Crustal Event İn The Northeastern Mediterranean: The 1998 Adana Earthquake (Mw=6.2) And İts Aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2361-2364.
- Alp, H., 2009. Doğu Akdeniz Bölgesi Jeofizik Verilerine Dalgacık Analiz Yöntemi Uygulanarak Bölgenin Tektonik Yapısının Arastırılması, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 234 Syf.
- Anastasakis, G., Kelling, G., 1991. Tectonic Connection Of The Hellenic And Cyprus Arcs And Related Geotectic Elements, *Matine Geology*, 97, 261-277.
- Arcacıoğlu, B., 2000. 27 Haziran 1998 Adana Depreminin Odak Mekanizması Çözümü, Moment Tensör Analizi Ve Tektonik Yorumu, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 69 Syf.
- Biju-Duval, B., Courrier, P. Ve Letouzey, J., 1974. Interpretation De La Structure Des Monts De Misis, Turquie Et Son Extension En Mediterranee Orientale, 2nd Reun. Annu. Sci. Terre. Soc. Geol. Fr., Paris, Pont-E-Mousson, Nancy Resumes Commun., 48.
- Bouchon, M., 1976. Teleseismic Body Wave Radiation From A Seismic Source İn A Layered Medium, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 47, 515-530.
- Burton-Ferguson, R., Aksu, A.E., Calon, T.J., Hall, J., 2005. Seismic Stratigraphy And Structural Evolution Of The Adana Basin, Eastern Mediterranean; *Marine Geology* 221, 189-222.
- Çelebi, M., 2000. Revelations From A Single Strong-Motion Record Retrieved During The 27 June 1998 Adana (Turkey) Earthquake, *Soil Dynamics And Earthquake Engineering*, 20, 283-288.
- Çoban, K, M., Tok, N., Aydın, M., Eser, D., 1999. Adana Neojen Baseni Batı Kanadında K.İsalı Formasyonunun Rezarvar Parametreleri, Hidrodinamik, Sismik Verilerle Değerlendirilmesi Ve Yeni Arama Kuşakları, Tpaö Arama Dairesi, Arşv., Rap. No:3990, Ankara.
- Demirtaş R., 2002. Adana Depremi Ve Yeni Yerleşim Alanlarının Seçimi, *Jeoloji Bülteni*, 1-2, P6-15.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986. Shortening Of Crustal Lithosphere: The Neotectonics Of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone, İn *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ, 19, 3-36.
- Ergin, M., 1999. Kilikya Bölgesinin Güncel Sismisitesi Ve Sismotektoniği, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 312 Sayf.
- Ergin, M., Aktar, M., Eyidoğan, H., 2004. Present-Day Seismicity And Seismotectonics Of The Cilician Basin: Eastern Mediterranean Region Of Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94(3), 930-939.
- Ergin, M., Aktar, M., 2018. Lower crustal seismic activity in the Adana Basin (Eastern Mediterranean): Possible connection to gravitational flexure. *Tectonophysics*, 730, 1-10.
- Gülen, L., Barka, A.A., Toksöz, M.N., 1987. Continental Collision And Related Complex Deformation; Maras Triple Junction And Surrounding Structures İn Se Turkey, *Spec. Publ., Hacettepe Univ. Ankara*, 88-133.

- Gündoğdu, O., Özer, N., Baki, M., Akkargan, Ş., 1999. Adana – Ceyhan Depreminde Ne Oldu ? Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, Yer Bilimleri Sempozyumu, 20 –23 Ekim 1999, 11. Mühendislik Haftası Bildiriler Kitabı, Isparta.
- Haskell, N.A., 1960. Crustal Reflection Of Plane Sh Waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.
- Haskell, N.A., 1962. Crustal Reflections Of The Plane P And Sv Waves, J. Geophys. Res., 67, 4751–4767.
- IRIS, 2010. Incorporated Research Institutions For Seismology Web Sayfası ([Http://Www.Iris.Washington.Edu](http://www.iris.washington.edu)).
- Karig, D.E., Kozlu, H., 1990. Late Palaeogene-Neogene Evolution Of The Triple Junction Region Near Marag South-Central Turkey, Journal Of The Geological Society, London, Vol. 147, Pp. 1023-1034, 7 Figs Printed In Northern Ireland.
- Kikuchi, M., Kanamori, H., 1982. Inversion Of Complex Body Waves, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 491-506, 1982.
- Kikuchi, M., Kanamori, H., 1986. Inversion Of Complex Body Waves-II, Phys. Earth Planet. Inter. 43, 205-222, 1986.
- Kikuchi, M., Kanamori, H., 1991. Inversion Of Complex Body Waves-III, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2335-2350.
- Lay, T., Wallace, T.C., 1995. Modern Global Seismology, Academic Pres, San Diego (Isbn-0-12-732870-X).
- Mendoza, C., Fukuyama, Eiichi., 1996. The July 12, 1993, Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake: Coseismic Slip Pattern From Strong-Motion And Teleseismic Recording, Journal Of Geophysical Research, Vol. 101, No. B1, Pages 791-801, January 10.
- Ökeler A., 2003. Kiliya Bölgesi'nin Güncel Depremselliği Ve Gerilme Analizi, Yüksek Lisans Tezi İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Över, S., Ünlügenç, U.C., Ve Özden, S., 2001. Hatay Bölgesinde Etkin Gerilme Durumları, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama Ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23, 1-14.
- Özalaybey, S., Aktar, M., 1999. Alıcı Fonksiyonları Yöntemi İle Kilikya Bölgesinde Kabuk Yapısı, Atag-2 Makaleler Kitabı, İtü-Avrasya Yer Bil. Enst., 68-78, 1999.
- Özer, B., Çuhadar, Ö., 1986. Adana Baseni Değerlendirmesi, Tpaö Rapor No:2207, Ankara.
- Perinçek, D., Günay, Y., Kozlu, H., 1987. New Observation On Strike-Slip Faults İn East And Southeast Anatolia, 7th. Biannu. Pet. Cong. Türk Assoc. Pet. Geol. Proc, 89-103, Ankara.
- Pınar, A., Kikuchi, M., Honkura, Y., 1995. A Rupture Model Of The 1967 Mudurnu Valley Earthquake And İts İmplication For Seismotectonics Of The Western Part Of The North Anotolian Fault Zone, Geophys. Res. Lett., 23, 29-32.
- Robertson, A., Ünlügenç, U.C., Inan, N., Taşlı, K., 2004. The Misis-Andırın Complex: A Mid-Tertiary Melange Related To Late-Stage Subduction Of The Southern Neotethys İn S Turkey, Journal Of Asian Earth Sciences 22, 413–453.
- Williams, G.D., Unlugenc, U.C., Kelling, G., Demirkol, C., 1995. Tectonic Controls On Stratigraphic Evolution Of The Adana Basin, Turkey, Journal Of The Geological Society, London, Vol. 152, Pp. 873-882, 13 Figs., 2 Tables. Printed İn Northern Ireland.