Yerbilimleri, 34 (3), 133-160
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Türkiye ve Yakın Çevresinin Aktif Fayları Veri Bankası ve Deprem Tehlikesinin Araştırılması

Active Fault Data Base and Assesment of Earthquake Hazard for Turkey and Surrounding Regions

HİLAL YALÇIN[1], LEVENT GÜLEN[1], MURAT UTKUCU[1]

[1]Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 54187, Serdivan-Sakarya

Geliş *(received)* : 10 Temmuz *(July)* 2013
Kabul *(accepted)* : 02 Aralık *(December)* 2013

ÖZ

Bu çalışmada Türkiye ve yakın çevresinin aktif fayları Uluslararası Ortadoğu'nun Depremsellik Modeli (EMME) projesinin bir alt çalışması olarak sayısallaştırılmış, coğrafi bilgi sistemi tabanlı ArcGIS yazılımı kullanılarak en güncel verilerden oluşan bir veri bankası hazırlanmıştır. Çalışmada aktif faylar segmentlere, segmentler de magnitüdü Mw≥5.5 olan depremleri üretme potansiyeline sahip olduğu bilinen fay kesmelerine bölünmüştür. Aktif faylar veritabanı her bir segment için 36 veri girdisi içermekte olup önemli fiziksel parametreler (fayın uzunluğu, doğrultusu, eğimi, sapma açısı, eğim yönü, kayma hızı vs.) tanımlanmıştır. Türkiye için aktif faylar veri tabanında 1070 adet ''fay kesmesi''nin fiziksel parametreleri tanımlanarak, 23356 km uzunluğunda ''fay kesme''lerinin parametre girişi yapılmıştır. Her fay kesmesi için elde edilen fiziksel parametrelerin kaynakları (makale, rapor, harita vb.) belirlenmiş bir formatta bir araya getirilerek, pdf dosyalarından dijital bir kütüphane hazırlanmıştır.

İkinci aşamada ise Türkiye ve çevresi için çalışılan alan 54 adet deprem kaynak zonuna bölünmüş ve deprem tehlike haritaları oluşturulmuştur. Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nden temin edilen 1900-2010 yılları arası homojen deprem kataloğu (Kalafat ve diğ., 2011) kullanılarak, her bir zon için depremsellik parametreleri hesaplanmış elde edilen b değerlerinin genellikle 0.6-1.4 arasında değiştiği görülmüştür. En çok enerji açığa çıkaran bölgeler Türkiye'de Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu, Ege yayının doğusu, Güney Marmara ve Kıbrıs yayının batısında tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Aktif faylar, Depremsellik, b değeri, Deprem tehlikesi, Türkiye ve çevresi.

ABSTRACT

In this study, an active fault database in ArcGIS format is prepared as part of an international project, namely Earthquake Model of Middle East (EMME) Project for Turkey and surrounding regions. The active fault database is prepared for fault segments that may generate earthquakes with moment magnitude greater than 5.5. Fault sections are defined as part of a fault segment where at least one fault parameter (strike, dip, rake, seismogenic depth) is changed. The active fault database consists of 36 columns of entries such as fault length, strike, dip, rake, dip direction, slip rates, slip type etc. for each individual fault section. The entries also include the reference codes from which the parameters have been retrieved and compiled. Separately full references were given in a relational database. Additionally a digital library containing electronic files of the references is also compiled. In total, 1070 fault sections have been defined, having a total fault length of 23.356 km.

In the second part of the study, the study area has been divided into 54 earthquake source zones. Using a seismicity catalogue (Kalafat et al., 2011) covering the time period 1900-2010 seismiciy parameters have been computed

H. Yalçın
e-posta: hdomac@sakarya.edu.tr

for each source zone. The b values of Gutenberg-Richter equation vary between 0.6 and 1.4 in Turkey. The computations have suggested that the North Anatolian and East Anatolian Fault Zones, the Aegean subduction zone, the western Cyprean subduction zone are the areas with the most notable seismic energy release.

Keywords: *Active faults, Seismicity, , b value, Earthquake hazard, Turkey and surrounding regions.*

GİRİŞ

İnsanlık tarihi boyunca çok büyük can ve mal kayıplarına yol açan doğal felaketlerle karşı karşıya kalındığı göz ardı edilemeyecek bir gerçektir. Bu doğal felaketlerin başında, ekonomik ve sosyal açıdan çok büyük kayıplara yol açan depremlerin oluşturduğu felaketler yer almaktadır. Türkiye ve yakın çevresi aktif tektoniği ile önemli deprem felaketlerinin yaşandığı bir bölgedir. Bu açıdan, bölgede depremselliğin izlenmesi, kayıt altına alınması ve bilimsel olarak irdelenmesi büyük önem arz etmektedir.

Son onbeş yılda istatistiklere göre dünyada yarım milyon insan depremler ve oluşturdukları tsunamiler sonucu hayatını kaybetmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1998; Nur ve Cline, 2000; Ambraseys, 2009). Kontrolsüzce artan nüfus ve hızlı kentleşme gelecekte bu kayıpları arttırma riski taşımaktadır. Türkiye ve yakın çevresi, geçmişte yaşanmış deprem kayıpları ve gelecekte depremlerin oluşturması beklenen risk açısından çarpıcı bir örnek oluşturur. 1992 Erzincan (M=6.8) (Barka ve Eyidoğan, 1993), 1995 Dinar (M=6.2) (Pınar ve Kalafat, 1998), 1998 Adana (M=6.4) (Aktar ve diğ., 2000), 1999 İzmit (M=7.4) (Barka ve diğ., 2002; Gülen ve diğ., 2002), 1999 Düzce (M=7.1) (Utkucu ve diğ., 2003a), 2000 Orta (M=6.1) (Utkucu ve diğ., 2003b), 2000 Sultandağ (M=6.0) (Taymaz ve Tan, 2001), 2002 Çay-Eber (M=6.4) ve Çobanlar (M=6.0) (Özer ve diğ., 2002), 2003 Pülümür ve 2003 Bingöl (M=6.4) (Pınar ve diğ., 2003) ve son olarak da 23 Ekim 2011 tarihinde meydana gelen Van Depremi (Emre ve diğ., 2011; Gülen ve diğ., 2012; Utkucu, 2013; Koçyiğit, 2013; Elliot ve diğ., 2013). Türkiye ve yakın çevresinde depremlerin oluşturduğu afetlerin örnekleri olarak sıralanabilir. Türkiye'nin Neo-tektoniği ile ilgili temel kaynak MTA tarafından 1987 yılında hazırlanmış "Türkiye'nin Neotektoniği ve Diri Fayları" çalışması ve 1/ 1.000.000 ölçekli diri fay haritası ve 1992 tarihli ek-çalışmadır (Şaroğlu ve diğ., 1992). Günümüzdeki bilgi birikimi, MTA tarafından üretilmiş olan 1992 tarihli haritanın çok ilerisindedir. Türkiye'de aktif faylarla ilgili çalışmalarda birincil kaynağı MTA'nın ''Türkiye Diri Fay''haritası oluşturmaktadır (Şaroğlu ve diğ. 1992). Bu harita, sismotektonik, paleosismolojik vb. çalışmalarda referans olarak olarak kullanılmış ve yerbilimlerine çok büyük katkılar sağlamıştır. Ancak, Türkiye›de günümüzde bilinenden çok daha fazla sayıda diri fay bulunduğu, üzerinde durulması gereken bir gerçektir. Bu durumun en güncel örneği, 2011 Van depremini üreten Van fayının Türkiye diri fay haritasında yer almıyor olmasıdır. Bu örnek, Türkiye›de günümüze kadar yapılmış olan aktif fay haritalarının yeni elde edilen veriler kullanılarak sıklıkla güncellenmesi gerektiğini göstermektedir.

"Deprem tehlikesi, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanmaktadır ve deprem riski kavramının önemli bir öğesini; deprem nedeni ile hasar, mal ve can kaybı ihtimali oluşturur" (Erdik ve diğ., 2006). Gelecek depremlerin konumu, oluş zamanı, büyüklüğü ve diğer özellikleri belirsizlik arzettiği için deprem tehlikesi analizlerinde olasılık hesaplarına dayalı tahminler önemli parametrelerdir. Ülkemiz ve yakın çevresi için Türkiye'de deprem tehlikesi ve riskinin belirlenmesi ve deprem zararlarının azaltılması konusunda ileri gelen deprem tehlikesi çalışmaları ise; Egeran ve Lahn, 1944; Pamir, 1948; Lahn, 1949; İlhan, 1961; İpek ve diğ., 1965; Tabban ,1969; Ergin ve Güçlü, 1971; Alsan, 1972; Bath, 1979; Yarar ve diğ., 1980; Hattori, 1980; Ketin, 1982; Erdik ve Öner, 1982; Erdik ve diğ., 1982; 1985; Başöz, 1992; Eyidoğan ve Güçlü, 1993; Gülkan ve diğ., 1993; Yılmaztürk ve Burton, 1999; Erdik ve diğ, 1999; Ulusay ve diğ., 2004; Erdik ve diğ., 2006,

Kayabalı, 2002; Kayabalı ve Akın, 2003; Demircioğlu ve diğ., 2007; Bayrak ve diğ., 2005; 2009 tarafından gerçekleştirilmiştir ve bu çalışmalar günümüzde de devam etmektedir.

İlk resmi deprem tehlikesi bölgeleme haritası, 1940 tarihli birinci deprem şartnamesini takiben 1945 yılında hazırlanmış ve küçük değişikliklerle 1947 yılında ikinci deprem şartnamesi ile '' Yer Sarsıntısı Bölgeleri Haritası'' Bakanlar Kurulu'nun 20.12.1947 gün ve 3/6739 sayılı kararıyla yürürlüğe girmiştir (Pampal ve Özmen, 2007; Özmen, 2012). ''Bununla birlikte tehlikesiz olarak belirlenmiş bölgelerde meydana gelen depremler ve Avrupa Sismoloji Komisyonu'nun 1968 yılındaki tavsiyeleri üzerine üçüncü resmi deprem tehlikesi bölgeleme haritası hazırlanmış ve 1972 yılında yayınlanmıştır'' (Pampal ve Özmen, 2007; Özmen, 2012). Harita sırasıyla IX ve daha büyük, VIII, VII, VI ve V şiddetlerine karşılık gelen beş tehlike bölgesini kapsamaktadır. Zamanla bu hazırlanan deterministik deprem tehlikesi haritalarının, depremlerin tekrarlanma frekansları (veya dönüş periyotları) ile ilgili bilgileri sağlayamamalarının eksikliği hissedilmiş ve böylelikle probabilistik deprem tehlike haritası oluşturma çalışmaları başlamıştır. İlk başlarda sadece deprem istatistiklerine dayalı probabilistik deprem tehlike haritaları oluşturulmuştur (Hattori, 1979; Burton ve diğ., 1984).

Olasılık yöntemleri esas alınarak 1996 yılında Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü'nce Orta Doğu Teknik Üniversitesi tarafından Türkiye Deprem Bölgeleri haritası hazırlanmıştır (Gülkan ve diğ., 1993). 1996 yılında yürürlüğe konmuş bulunan ve halen geçerli olan bu deprem tehlikesi bölgeleme haritası tarafından hazırlanmış probabilistik tehlike haritasını baz alarak 5 adet deprem tehlike bölgesi belirtilmiştir. Bu bölgeler sırasıyla VIII ve daha büyük, VII, VI ve V MSK (Medvedev-Sponeuer-Karnik) deprem şiddeti değerlerine karşı gelmektedir. Bu haritaya göre, Türkiye topraklarının %66'sı 1.inci ve 2.inci derece deprem bölgesi olarak gösterilmektedir (Okay, 2000; Ergünay, 2007).

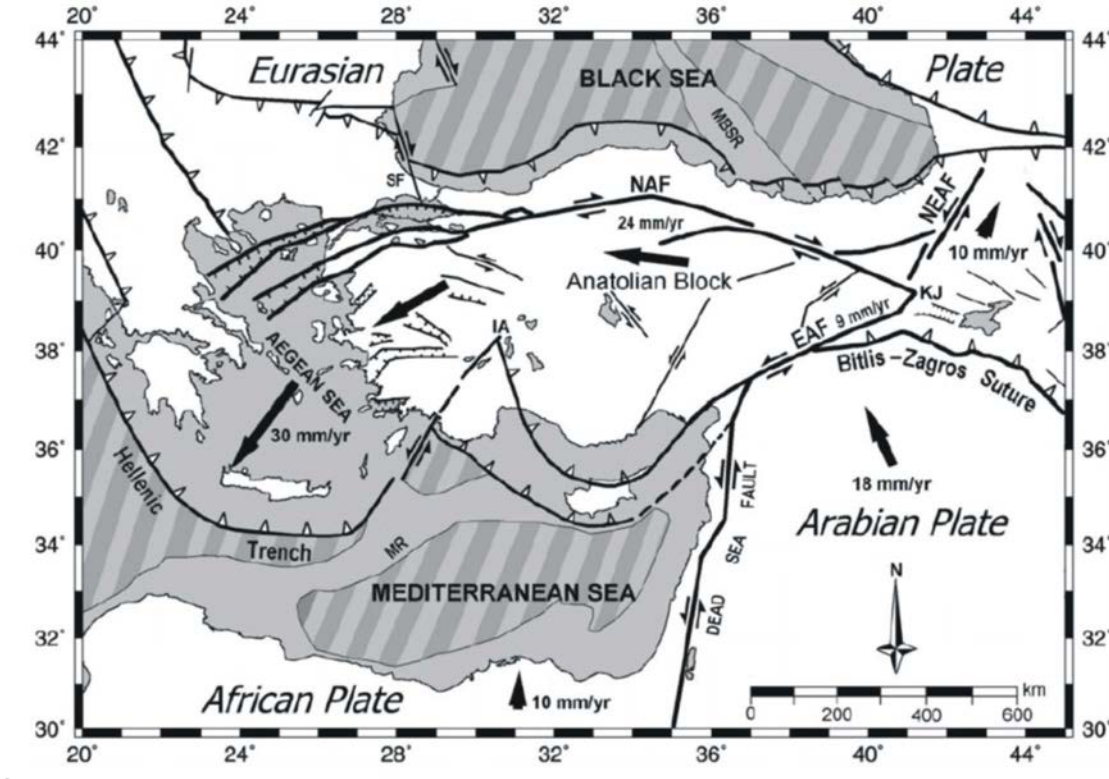
Deprem tehlike haritalarının hazırlanmasında diri fay haritaları ve bu haritalarda yansıtılan diri fayların deprem etkinlik düzeylerinin belirlenmesi bu haritaların temel veri tabanını oluştururken deprem kaynak bölgelendirmesi de en önemli unsurlarından biridir. Diri fayların segmentasyon modellerinin, kayma hızlarının, karakteristik deprem tarihçelerinin ve en büyük deprem potansiyellerinin belirlenmesi gerekir.

''Deprem kaynak bölgeleri, deprem oluşumları ve kaynak mekanizmalarının homojenliklerine göre ayrılır. Genel kabuk ve tektonik yapı; tarihi ve aletsel dönem depremselliği, makrosismik gözlemler, bölgesel deformasyon model ve hızları, GPS ve diğer jeodezik veriler; bölgesel deformasyonu kontrol eden ana fayların özellikleri; bu faylardaki büyük depremlerle ilgili paleosismik veriler ve yinelenme periyodları deprem kaynak bölgelemesi için kullanılan veriler olarak sıralanabilir'' (Erdik ve diğ., 2006).

Bunlardan dolayı, Türkiye'de deprem kaynak bölgelemesi yapılmasında ve deprem tehlike haritalarının oluşturulmasında aktif faylarla ilgili yapılmış tüm çalışmaların biraraya getirilmesi, bu çalışmalarda haritalanmış tüm fayların derlenerek paleosismolojik çalışmalarının sonuçları ile biraraya getirileceği bir veri tabanınının oluşturulmasının önemi açıktır. Bu çalışmada bütün bu gereksinimlerden yola çıkılarak, deprem tehlike analiz çalışmalarının birinci ve en önemli basamağı olan diri fayların sayısal verilerinin yanısıra mevcut paleosismolojik, tarihsel ve aletsel dönem depremsellik ve GPS gibi jeodezik çalışmaların verilerini içeren sayısal ve dinamik özellikte bir veri tabanının ArcGIS ortamında oluşturulması gerçekleştirilmiştir. Söz konusu sayısal veri tabanı en güncel referanslardan derleme yoluyla oluşturulmuş olup içinde yararlanılan referansların yer aldığı ayrı bir sayısal kütüphane dosyası da içermektedir. Uluslararası bir projenin (Earthquake Model of Middle East-EMME) Türkiye kısmındaki çalışmalarla hazırlanan bu veri tabanının, güncel deprem tehlike hesaplamaları için önemli bir temel oluşturmasının yanı sıra dinamik yapısının sağladığı güncelleme özelliği ile gelecekteki benzer çalışmalar için de bir başvuru kaynağı olacağı düşünülmektedir.

TÜRKİYE ve ÇEVRESİNİN AKTİF TEKTONİĞİ

Türkiye ve yakın çevresinin sismotektoniği, Afrika ve Arabistan plakalarının Avrasya plakasına göre kabaca kuzey yönlü göreceli hareketinin bir sonucudur (Şekil 1). Bu kuzey yönlü göreceli



Şekil 1. Türkiye'nin sadeleştirilmiş tektonik haritası (Gülen ve diğ., 2002) Siyah kalın oklar plakaların Avrasya plakasına göre kuzey yönlü göreceli haraket yönlerini göstermektedir ve GPS verilerinden elde edilen kayma hızı değerleri verilmiştir (McClusky ve diğ., 2000). Afrika plakasının hareketinin ölçüm değerleri NUVEL-1A 'ya göre tespit edilmiştir (DeMets ve diğ., 1990). Karadeniz (Finetti ve diğ., 1988) ve Akdeniz okyanusal kabuğu (Bogdanov ve diğ., 1994) çizgili desenler ile gösterilmiştir. NAF: Kuzey Anadolu Fayı, EAF: Doğu Anadolu Fayı, NEAF: Kuzeydoğu Anadolu Fayı, SF: Istranca Fayı; KJ: Karlıova Üçlü Eklemi, IA:Isparta Büklümü, MBSR:Orta-Karadeniz Sırtı; MR:Akdeniz Sırtı.

Figure 1. Simplified tectonic map of the eastern Mediterranean region (from Gülen et al., 2002). The plate /block motions relative to Eurasia are shown with thick arrows and GPS determined slip rates are also given (from McClusky et al., 2000). African Plate's motion is the NUVEL-1A estimate (DeMets et al.,1994). The oceanic crusts of the Black Sea (from Finettiet al.,1988), and the Mediterranean Sea (from Bogdanov et al., 1994) are indicated with striped pattern. NAF, North Anatolian Fault; EAF, East Anatolian Fault; NEAF, North East Anatolian Fault; SF, Strandja Fault; KJ, Karlıova Junction; IA, Isparta Angle; MBSR, Mid-Black Sea Ridge; MR, Mediterranean Ridge.

hareket Anadolu levhasının, sırasıyla sağ ve sol yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay (DAFZ) zonları boyunca batıya doğru yaklaşık 24 mm/yıl bir hızla ve saat yönünün tersinde dönerek hareket etmesine neden olur. Sol yanal hareketli Ölü Deniz Fay Zonu, Afrika ve Arabistan levhaları arasındaki göreceli hareket farkını karşılar (McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; Şengör ve diğ., 1985; McClusky ve diğ., 2000; Gülen ve diğ., 2002; Reilinger ve diğ., 2006; Yalçın ve diğ., 2012; Şekil 1).

Batıda aktif Ege ve Kıbrıs dalma/batma zonları, doğuda ise aktif kıtasal çarpışma ve yakınsama zonu boyunca Bitlis-Zagros Bindirme fay kuşağı yer almaktadır. Arap levhasının en kuzeyinde 18 mm/yıl olan GPS vektör hızı, Anadolu levhasının en doğusunda ve orta kesiminde yaklaşık 21 mm/yıl'a, Orta Ege Denizi üzerinde ve Ege yayı civarında 31 mm/yıla yükselmektedir (Reilinger

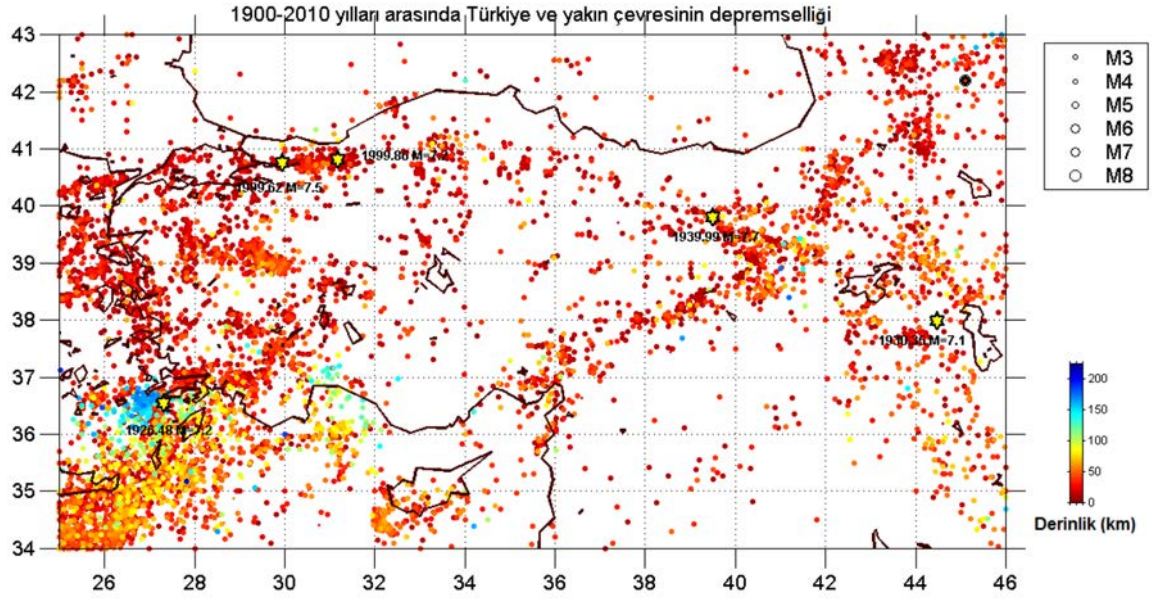
ve diğ., 2006). Bu bilgi Anadolu levhasını sürükleyen esas kuvvetin Ege ve Kıbrıs yayları boyunca Afrika levhasının aktif yitimine ve Anadolu levhasının doğuda itilmekten çok batıdan çekildiğine işaret etmektedir. Bunun yanısıra son yıllarda KAFZ (Kuzey Anadolu Fay Zonu)'nun doğu bölümünde yürütülen GPS çalışmaları KAFZ boyunca kayma hızının doğudan batıya doğru 16±2.3 mm/yıl' dan 24.0±2.9 mm/yıla kadar arttığını ortaya koymaktadır ve bu sonuç Anadolu bloğunun doğudaki kıtasal çarpışmaya bağlı olarak Arap plakası tarafından itildiğini değil, batıda Helen hendeği tarafından çekildiği şeklinde yorumlanmıştır (Tatar ve diğ., 2012). Bunun sonucu olarak Batı Anadolu'da çeşitli doğrultularda gelişmiş normal faylarla çalışan genişleme şeklinde bir tektonik rejim hakimdir (Şengör ve diğ., 1985; Flerit ve diğ., 2004; Nyst ve Thatcher, 2004; Reilinger ve diğ., 2009; Aktuğ ve diğ., 2009). Doğu Anadolu'da Arap levhası, Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) olarak adlandırılan bir deformasyon zonu boyunca Anadolu levhası ile çarpışmaktadır (Dewey ve diğ., 1986; Şekil 1). BBZ ile Kafkasya bindirme/sıkışma zonları arasında kalan bölge Doğu Anadolu Bloğu olarak adlandırılmaktadır. Önceleri Arap levhasının KB yönündeki hareketinin Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca bindirme ve sıkışma hareketleri ve Doğu Anadolu Bloğu içindeki kabuksal kalınlaşma/kısalma ile Tibetteki gibi karşılandığı öne sürülmüştür (Şengör ve diğ., 1985; Dewey ve diğ., 1986). Doğu Anadolu Bloğu içinde ortalama ~2000 m olan topografik yükseltinin de bu kabuksal kalınlaşmanın sonucu olduğu belirtilmiştir (Dewey ve diğ., 1986). Ancak yakın geçmişteki GPS (McClusky ve diğ., 2000; Vernant ve diğ., 2004; Reilinger ve diğ., 2006) sismik ve diğer jeodinamik çalışmaları (Sandvol ve diğ., 2003; Dhont and Chorowicz, 2006) Doğu Anadolu Bloğunda esas olarak sıkışma hakim ise de, aşırı bir kabuksal kalınlaşmanın mevcut olmadığını ve yüksek topoğrafyanın manto kökenli olduğu kanıtlamıştır. Arap levhasının kabaca kuzey yönünde hareketinden kaynaklanan deformasyonun Doğu Anadolu Bloğu içindeki yaygın doğrultu atımlı faylarla Kafkas bindirme/sıkışma zonlarına iletildiğini göstermiştir (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Koçyiğit ve diğ. 2001; Djamour ve diğ. 2011). Ancak, ters faylanma mekanizmalı 23 Ekim 2011 Van depremi (Mw=7.1) (Gülen ve diğ., 2012; Utkucu, 2013; Koçyiğit, 2013; Elliot ve diğ., 2013) ve GPS çalışmaları (Karakhanyan ve diğ., 2013) Doğu Anadolu Bloğu içinde sıkışmanın halen aktif olduğunu göstermiştir. Türkiye ve yakın civarının anlatılan bu tektonik özellikleri yoğun bir depremselliğe neden olmakta (Şekil 2) ve deprem odak mekanizma çözümlerince de desteklenmektedir (Şekil 3).

YÖNTEM

Çalışmada, aktif fay veri tabanı oluşturulması işlemi, aktif tektonik ile ilgili geçmişteki makale, rapor, harita vb. gibi çalışmalardan derlenen bilgilerin sayısal ortamda bir araya getirilmesi ile gerçekleştirilmiştir (Şekil 9). Fay veri tabanı, yine benzer şekilde oluşturulan paleosismoloji sayısal veri tabanı ile de desteklenmiştir. Veri tabanında aktif faylar segmentlere, segmentler de ''kesme'' lere (sections) ayrıldığından fay kesmesi veri tabanı (fault section database) olarak adlandırılan veri tabanı magnitüdü Mw≥5.5 olan depremleri üretme potansiyeline sahip olduğu bilinen, ya da düşünülen fayların geometrileri (doğrultu, eğim, kayma (yan yatım) açısı, eğim yönü, sismojenik kabuk kalınlığı), türleri ve kayma hızları gibi bilgileri içermektedir (Şekil 6). Bu veri tabanı esnek ve dinamik bir karaktere sahip olup yeni verilerle güncellenebilir ve geliştirilebilir bir özelliğe sahiptir.

Fay Kesmeleri

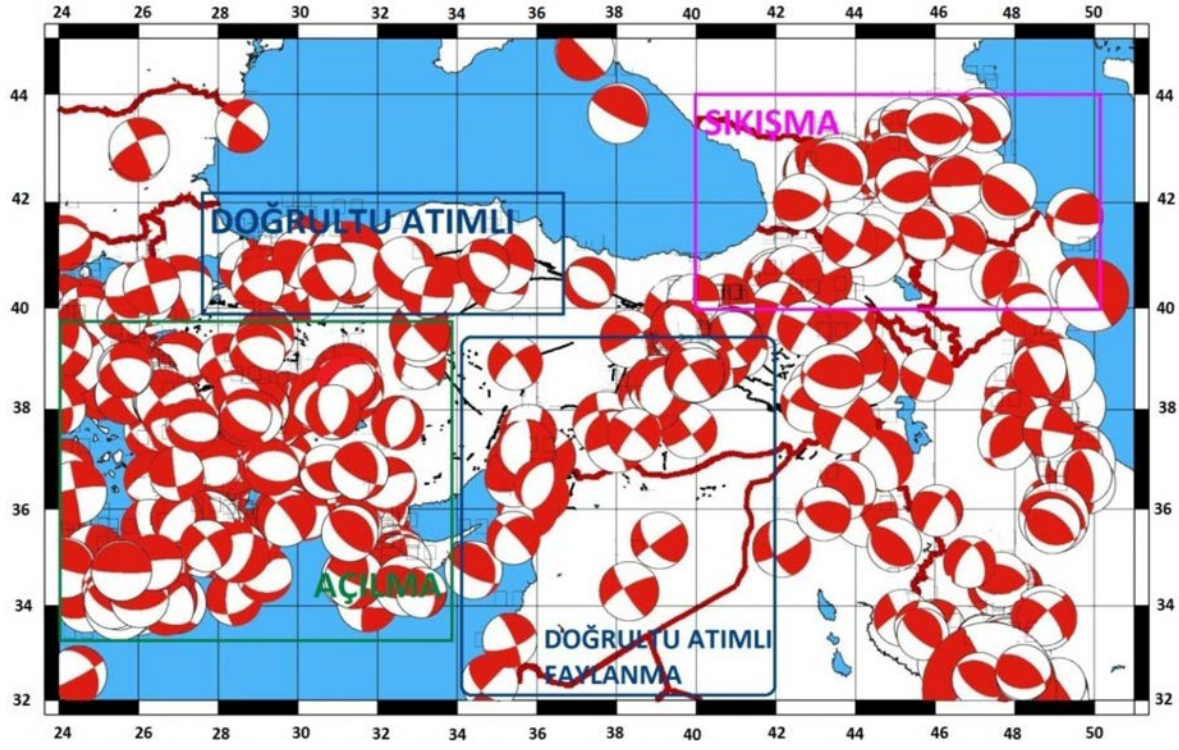
Fay zonu süreksizliklerinin deprem kırılmalarında önemli rol oynadığı birçok bilim adamı tarafından kabul edilen bir gerçektir (Barka ve diğ., 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Fay zonu süreksizlikleri geometrik, yapısal ve davranışsal süreksizlikler olarak sınıflandırılmışlardır (Yeats ve Huftile., 1995). Geometrik süreksizlikler terimi fayın basamak şeklindeki sıçramalarını (stepovers), ani doğrultu değiştirmelerini (bends) veya bu ikisinin bir arada olduğu fay uzanım geometrisindeki değişimleri kapsamaktadır. Bir fayın uzanımı boyunca geometrik süreksizliklerin belirlenmesi ile karakteristik deprem üreten fay segmentleri belirlenebilir (Barka ve diğ., 1987). Fay segmentleri, uzun bir fayda tek bir deprem sırasında defalarca kırılmış bir deprem kırığını temsil edebilir ve onlarca veya yüzlerce kilometre uzunluklarda olabilirler. Tek bir faylanma



Şekil 2. Türkiye ve yakın çevresinin depremselliğini gösteren harita. Depremsellik verisi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nden temin edilen 1900 ve 2010 (Kalafat ve diğ., 2011) yılları arasındaki dönemi kapsamakta olup büyüklüğü Mw≥4.0 olan depremleri içermektedir. Büyüklüğü Mw≥7 olan depremler sarı yıldızlarla gösterilmiştir.

Figure 2. Map showing seismicity of Turkey and surrounding regions. The KOERI seismicity data covers the time period between 1900 and 2010 (Kalafat et al., 2011) and it includes Mw≥4 earthquakes. Note that the earthquakes with magnitude Mw≥7 are indicated with yellow stars.

olayı ile ilgili deprem kırığının bir kısmını da teşkil edebilirler ve yalnızca birkaç km uzunlukta olabilirler. Ancak, fay segmentlerinin belirlenmesi çok disiplinli çalışmalarla elde edilmiş verilerin modellenmesini ve yorumlanmasını gerektirir (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Bir fay boyunca orta ve büyük magnitüdlü depremlerin tekrarlı oluşumları, bireysel segmentlerin uzunlukları hakkında ipuçları vermektedir. Birbirini izleyen depremlerde fayın aynı yerlerindeki kayma miktarlarının dağılımları, benzer veya farklı şekilde gelişebilmektedir. Komşu segmentler, aynı zamanda birlikte kırılabilmektedir. Yüzeyde görünen geometrik ya da yapısal bariyerlerde deprem kırılmaları durdurulmakta veya engellenmektedir. Ya da alt segmentler, beklenilen maksimum veya karakteristik depremden daha küçük depremler üreterek kırılmaktadırlar. Bu yüzden, bir fay uzunluğu boyunca geçmiş depremlerin tarih ve uzanımları, her bir deprem esnasındaki kayma miktarları, bu kayma miktarlarının fay boyunca dağılımları ve faylar boyunca kayma hızları gibi sismolojik, jeolojik, paleosismolojik ve jeodezik çalışmalarla elde edilecek verilerin fay segmentlerinin ayırt edilmesinde ve deprem tekrarlanmaları ile ilgili modellemelerin yapılmasında oldukça önemlidirler (Schwartz ve Coppersmith, 1989; Schwartz, 1990). Bu çalışmada oluşturulan veri tabanı, magnitüdü Mw≥5.5 olan depremleri üretme potansiyeline sahip olduğu bilinen ya da düşünülen fayların segment uzunluğundan daha küçük bir uzunluk ölçeğinde "fay kesmesi" olarak isimlendirilen parçalar ölçeğinde parametrizasyonunu içermektedir (WGCEP, 2007; Şekil 4). Veri tabanı fay kesmesi ölçeğinde, fayların doğrultu, eğim ve kayma (rake) açılarının yanı sıra eğim yönü, sahip oldukları kayma hızları ve sismojenik zon kalınlıkları gibi parametrelerini kapsamaktadır (Şekil 7). Bir fay segmenti boyunca, fayın yukarıda sıralanan parametrelerinden herhangi biri değiştiğinde söz konusu segment fay kesmelerine ayrılmıştır. Eğer tanımlanan bir fay segmenti boyunca parametrelerde herhangi bir değişiklik olmadığı belirlenmişse o segmentin tek bir fay kesmesinden oluştuğu kabul edilmiştir. ''Fay kesmesi'' fay segmentinden



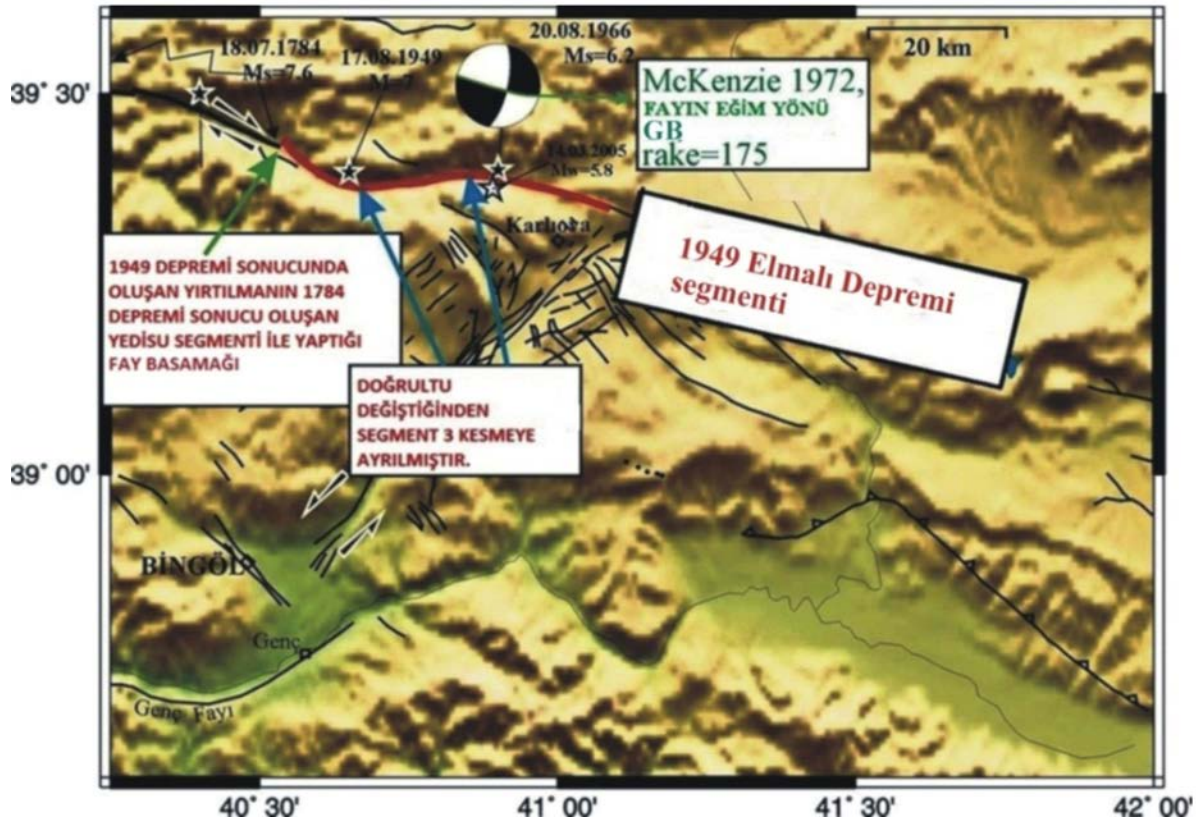
Şekil 3. Türkiye ve Çevresi Faylanma-Kaynak Parametreleri (Mt) Kataloğu (Kalafat ve diğ., 2009) ve GCMT-Harvard verileri derlenerek 1976-2010 yılları arasını kapsayan Mw≥4.0 ten büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri.

Figure 3. Available fault plane solutions of the combined earthquakes which are bigger than Mw≥4.0 in the GCMT and KOERI MT catalogues (Kalafat ve diğ., 2009) that covers the time period between 1976 – 2010 and 1938-2008, for the study area, respectively.

farklıdır. Çünkü segment sözcüğü uçlarında karakteristik deprem kırılmalarının sınırlandığı fay uzunluğu ya da parçası olarak ele alınır. Yerbilimciler fay segmentini tekrarlanan deprem modellerinin kesişiminde kullanırlar. Fay Kesmesi fay hakkında daha temel ve fiziksel anlamı olan bir tanım içerir. Fay segmenti birden fazla fay kesmesi içerebilir. Bir fay segmenti boyunca fay geometrisinde, kayma hızlarında ya da kayma türlerinde (sismik, asismik kayma) gözlenen değişimlere bağlı olarak o fay segmenti gerekli sayıda fay kesmelerine ayrılır.

Veri tabanı formatı

Uluslararası kullanılabilirliğinin sağlanması için İngilizce olarak hazırlanan veri tabanının ilk sütununda, parametrizasyonun hangi ülkenin hangi ana fay zonuna, ana fay zonunun hangi segmentine ve segmentin hangi fay kesmesine ait olduğuna dair bir kodlama kullanılmıştır (Şekil 4 ve 5b). Örneğin, Kuzey Anadolu Fay Zonu (NAF) TR1 (TR Türkiye kodu) olarak kodlanmıştır, 1949 Elmalı depremi kırılma uzunluğu bu fayın ilk segmenti (T1_1) olup kırılma uzunluğu boyunca doğrultuda meydana gelen iki önemli değişime bağlı olarak 3 kesmeye ayrılmıştır (Şekil 8); Karlıova (TR1_1_1), Kaynarpınar (TR1_1_2) ve Yedisu Doğu (TR1_1_3) fay kesmeleri. Kesme isimleri kesmelerin geçtiği köy ya da kasabaların isimleri dikkate alınarak verilmiştir Bu bilgiler, aktif fay veri tabanının ilk 7 sütununun girdilerini oluşturmaktadır (Şekil 6a). Veri tabanının 8-17 sütunları arası 10 sütunu tanımlanan fay kesmelerinin başlangıç ve bitiş enlem-boylamları, faylanma tipi ve uzunluğu, doğrultu, eğim ve rake (kayma vektör) açıları, eğim yönü, (Şekil 6b). Yatay ve düşey kayma



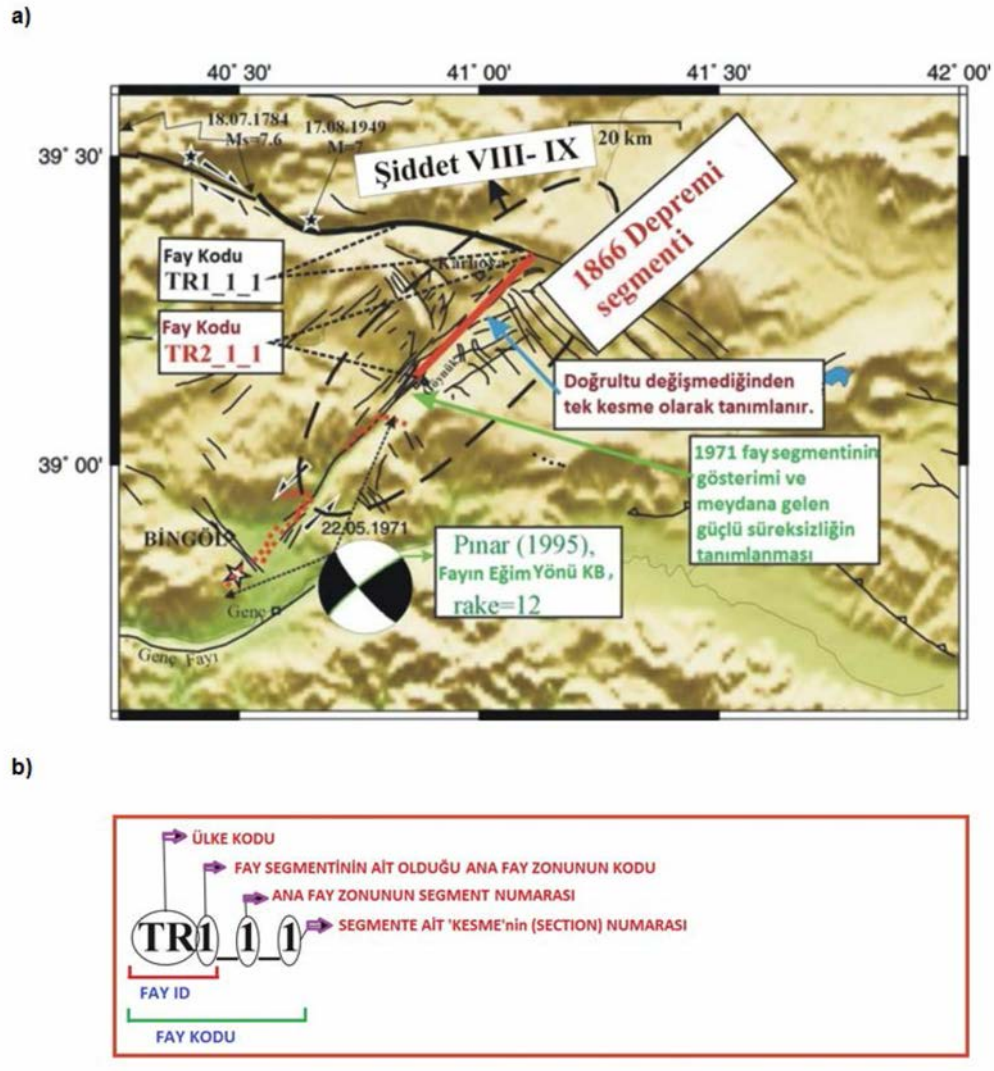
Şekil 4. Bölgesel bir fayın nasıl bir segment ya da (section) kesmelere ayrıldığının gösterilmesi (Karlıova Üçlü Ekleminde gerçekleşen 1949 Elmalı depremi kırılması bir segment olarak ele alınmış ve bu segment boyunca fayın doğrultusu 2 yerde önemli ölçüde değiştiği için segment 3 'kesme 'ye (section) ayrılmıştır).

Figure 4. Explanatory map showing how a fault segment (the 1949 Elmalı earthquake rupture segment in this case) is divided into fault sections and how some of the parameters of the active fault database is defined for this segment.

hızları ve hata miktarları bilgilerini, asismik kayma hızı, üst ve alt sismojenik zon derinlikleri en büyük yatay ve düşey yer değiştirmeler, (Şekil 6c). Önceki sütunlardaki bilgilerin alındığı kaynakların kodları bilgilerini ise 27-36 numaralı kolonlar içermektedir (Şekil 6d).

Aktif fay veri tabanındaki girdilerinden herhangi biri hakkında bilgi mevcut olmadığında ilgili girdiye ait hücreye -9999,9 sayısı yazılmıştır. Bir sonraki aşamada Mmax ve b değerlerini hesaplamada kullanılacak olan bilgisayar yazılımı veri tabanında ilgili bilginin mevcut olmadığı bu format sayesinde anlaşılmaktadır. Ayrıca, bazı girdiler tecrübeli uzman değerlendirmeleri yapılarak girilmiş ve ilgili girdinin referans kod bölümüne "EJ" (Expert Judgement - uzman değerlendirmesi) kodu yazılmıştır. Referans kodları referans veri tabanında kullanılan referans kodlarına gönderme yapmaktadır. Referans kodu ülke kodu ve referansın aktif fay veri tabanında kullanım sırasına göre verilen bir referans numarasından oluşmaktadır (TR16 gibi). Şekil 9'da görüldüğü üzere referans veri tabanı, yazar adı, yayınlanma yılı, yayınlandığı dergi/kitap adı, cilt/sayı/sayfa bilgilerini, doi numarasını ve yayın başlığı bilgilerini içermektedir. Ayrıca bu referansların tam metinlerinin pdf dosyalarını içeren bir elektronik kütüphane de aktif fay veri tabanına destek olarak hazırlanmıştır.

Aktif fay veri tabanı CBS'ne (Coğrafik Bilgi Sistemleri) uygun formatta hazırlandığından, CBS'nin sağladığı görsellikle verilere ulaşma ve kullanımda kolaylık sağlamaktadır (Şekil 10b). CBS ortamında aktif fay veri tabanı haritalanıp



Şekil 5. a) Bölgesel bir fayın nasıl bir segment ya da (section) kesmelere ayrıldığının görsel olarak ifade edilmesi ve fay kesmelerinin nasıl kodlandığının belirtilmesi (1866 Depremi sonucu kırılan fayın doğrultusu hiçbir yerde değişmediği için tek bir segment olarak isimlendirilmiş ve kodlanmıştır b) Aktif fay veritabanında fayların kodlanma biçimi.

Figure 5. a) Explanatory map showing how a fault segment is divided into fault sections (the 1866 earthquake rupture segment is given as an example. It consists of only one fault section and it shows how some of the parameters of the active fault database is defined for this segment. b) Coding format used in the active fault data base prepared in this study.

bir fay kesmesi üzerine tıklandığında ilgili fay sekmesine ait aktif fay veri tabanındaki mevcut parametreler ekranda açılan bir pencerede gösterilmektedir (Şekil 10a).

Deprem kaynak bölgeleri

Çalışma bölgesindeki deprem kaynak bölgeleri, kabuk yapısı; faylanma özellikleri (faylanma tipi, uzanım geometrisi vb.) depremsellik ve deprem tekrarlanmaları ve deformasyon dağılımları gözetilerek ayrılmış ve daha sonra her bir kaynak

a)

FAULTCODE	FAULTID	SEGMENTID	SECTIONID	FAULTNAME	SEGNAME	SECTNAME
TR1_1_1	TR1	TR1_1	TR1_1_1	NAF	1949_ELMALI_EARTHQUAKE	KARLIOVA
TR1_1_2	TR1	TR1_1	TR1_1_2	NAF	1949_ELMALI_EARTHQUAKE	KAYNARPINAR
TR1_1_3	TR1	TR1_1	TR1_1_3	NAF	1949_ELMALI_EARTHQUAKE	YEDISU_EAST

b)

LON1	LAT1	LON2	LAT2	FAULTTYPE	LENGTH	STRIKE	DIP	RAKE	DIPDIRECT
41.13012	39.31780	40.87830	39.39247	RL	23.30	111	85	175	201
40.88003	39.39450	40.67934	39.37540	RL	17.40	83	85	175	173
40.54807	39.41405	40.70120	39.35339	RL	14.80	117	85	175	207

c)

HORSLIPRAT	VERSLIPRAT	HORSLPRERR	VERSLPRERR	ASEISSLPRT	TOPDEPTH	BOTDEPTH	MAXHORDISP	MAXVERDISP
-25.3	5.8	0.20	0.30	0.00	0.00	18.000	-9999.9	-9999.900
-25.3	5.8	0.20	0.30	0.00	0.00	18.000	-9999.9	-9999.900
-25.3	5.8	0.20	0.30	0.00	0.00	18.000	-9999.9	-9999.900

d)

REFLENGTH	REFSTRIKE	REFDIP	REFRAKE	REFHORSLPR	REFVERSLPR	REFTOPD	REFBOTD	REFMAXHORD	REFMAXVERD
TR1_TR2	TR1_TR2	TR3	TR3_TR4	TR5	TR5	TR6	TR6		
TR1_TR2	TR1_TR2	TR3	TR3_TR4	TR5	TR5	TR6	TR6		
TR1_TR2	TR1_TR2	TR3	TR3_TR4	TR5	TR5	TR6	TR6		

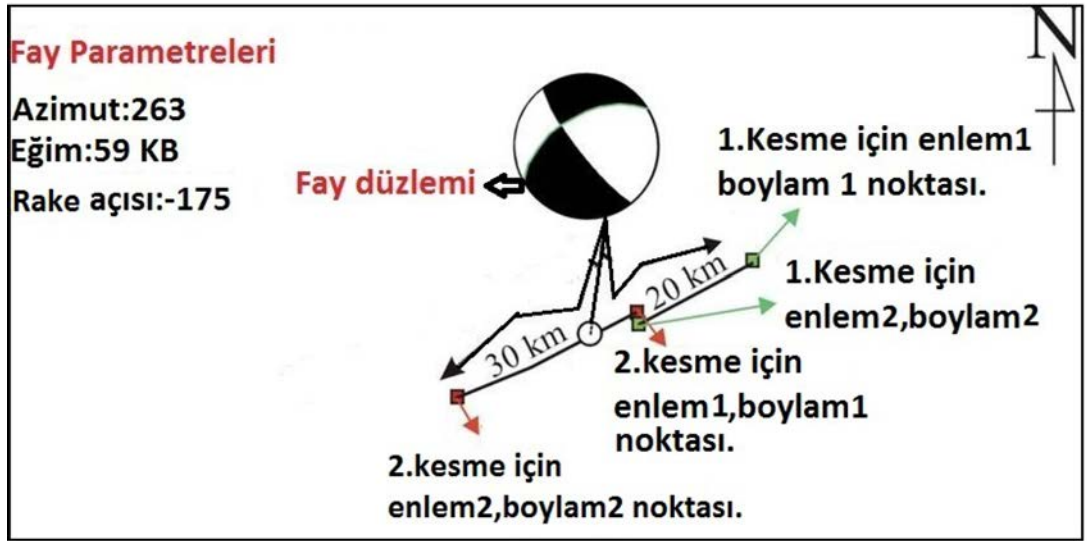
Şekil 6. Aktif fay veri tabanının ilk 7 sütunu. Bu sütunlar fay kodu, ana fay, segment ve fay kesmesi tanımlamaları ve isimlerini içermektedir. b) Aktif fay veri tabanının 8-17 sütunları arası fay kesmelerinin başlangıç ve bitiş enlem-boylamları, faylanma tipi ve uzunluğu, doğrultu, eğim ve rake (kayma vektör) açıları, eğim yönü bilgilerini, c) Aktif fay veri tabanının 18-26 sütunları arası yatay-düşey kayma hızları ve hata miktarları bilgilerini, asismik kayma, sismojenik zonun üst ve alt derinliklerini, en büyük yatay ve düşey yerdeğiştirme miktarlarını, d) 27-36 numaralı kolonlar ise yararlanılan referans kodları bilgilerini içermektedir.

Figure 6. a) First 7 columns of the "active fault database". These columns contain fault code, main fault, segment and fault section labels and names. b) Columns between 8 and 17 of the active fault database. These columns are entries for latitude-longitude for both ends of fault sections, faulting type, length, strike, dip and rake angle, dip direction informations, c) Columns between 18-26 of the active fault database. These columns contain information about horizontal-vertical slip rates and their errors, aseismic slip, top and bottom depth of the seismogenic zone, maximum horizontal and vertical displacements d) Columns between 27 and 36 of the active fault database. These columns indicate utilised reference codes of the fault parameters.

bölgesi içindeki Gutenberg-Richter dağılımı hesaplanmıştır. Depremlerin sayıları ile büyüklükleri arasındaki ilişki Gutenberg-Richter (1954) tarafından tanımlanan;

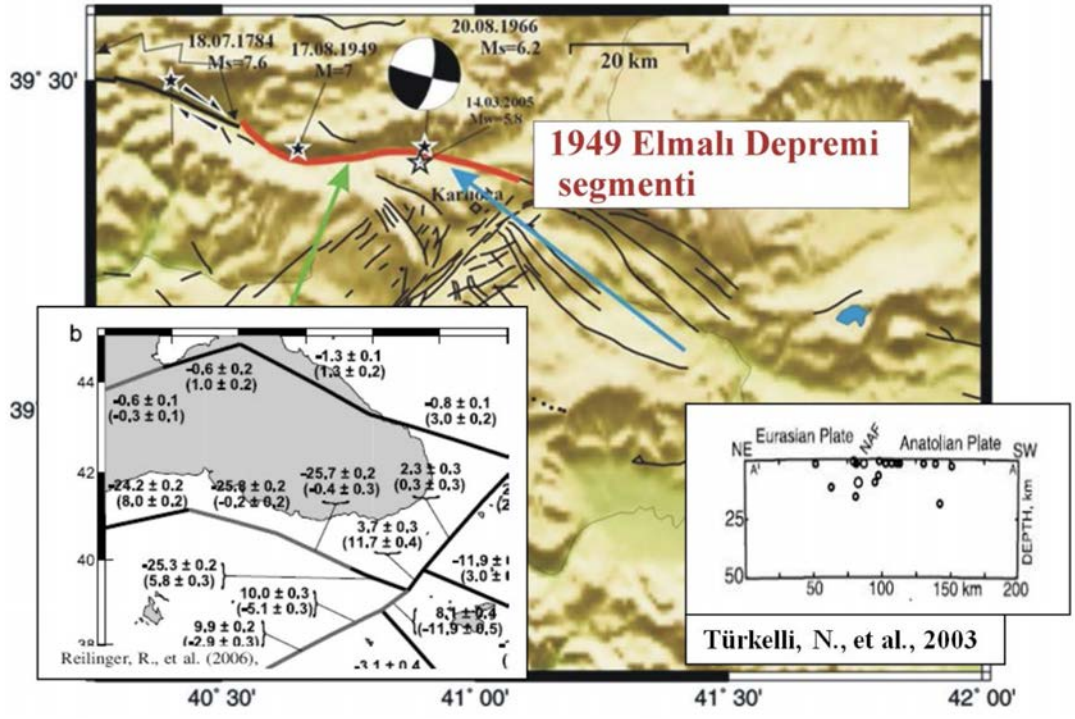
$$LogN = a - bM \quad (1.1)$$

bağıntısı ile ifade edilmektedir. Bu bağıntıda *a* sabiti incelenen bölgedeki depremsellik düzeyini verirken, deprem sayılarının logaritmaları ile büyüklükleri arasındaki doğrusal ilişkinin eğimini ifade eden *b* değerinin ise depremin oluşum fiziği ile doğrudan ilişkili olduğu ve kabuktaki gerilme ile ters ilişkili olduğu öne sürülmüştür (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Dolayısı ile depremlerin istatiksel analizleri ile elde edilen *b* değeri gelecekteki deprem tehlikesi hakkında



Şekil 7. Fay kesmelerinin başlangıç ve bitiş enlem-boylamları, faylanma tipi ve uzunluğu, doğrultu, eğim ve rake açılarının tanımlanmasına bir örnek. Enlem-boylam çiftleri ve faylanma uzunluğu diri fay haritalarından belirlenirken geri kalan parametreler mevcut odak mekanizmalarından belirlenmektedir.

Figure 7. An example for definition of latitude-longitude for both ends of fault sections, faulting type, length, strike, dip and rake angles and dip direction. Latitude-longitude pairs and faulting length were determined from active fault maps while the rest were retrieved from available focal mechanisms.



Şekil 8. 1949 Elmalı depremi fay segmenti için kayma hızı ve sismojenik zon üst ve alt derinliklerinin belirlenmesi. Kayma hızı ve sismojenik zon kalınlığı sırasıyla Reilinger ve diğerleri (2006) ve Türkelli ve diğerleri (2003)'den belirlenmiştir.

Figure 8. Definition of slip rate and top and bottom depths of seismogenic zone for the 1949 Elmalı earthquake fault segment of North Anatolian Fault Zone. Slip rate and seismogenic thickness were determined from Reilinger et al., (2006) and Türkelli et al., (2003), respectively.

	AUTHORS			JOURNAL,BOOK ETC.					
REFERENCE_CODE	LAST NAME	ET_AL.	YEAR	NAME	VOLUME	NUMBER	PAGE	doi	TITLE

	AUTHORS			JOURNAL,BOOK ETC.				
REFERENCE_CODE	LAST NAME	ET_AL.	YEAR	NAME	VOLUME	NuMBER	PAGE	doi
TR1	Saroglu	yes	1992	Phys.Earth Planet.Interior	37		227_264	
TR2	Barka Cadinsky Cade	yes	1988	Tectonics	7	3	663-684.	
TR3	McKenzie	yes	1972	Geophys. J.R. astr. Soc	30		109-185	

TITLE
Active fault map of Turkey. Publ. Miner. Res. Explor. ins. Turk., Ankara, Turkey.
Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity
Active tectonics of the Mediterrenean region

Şekil 9. Aktif fay veri tabanında yararlanılan referansların yazar adı, yayınlanma yılı, yayınlandığı dergi/kitap adı, cilt, sayı, sayfa, doi numarası ve yayın başlığı bilgilerini içeren 10 sütunlu referans veri tabanı.

Figure 9. Reference database with 10 columns include entries for first author's last name, publication year, journal/ book name, volume, number, page, doi number and title of the references used in the active database.

fikir vermesi açısından önemli bir parametredir (Alptekin, 1978; Wiemer ve Wyss, 1997; Kalafat ve diğ., 2010; Utkucu ve diğ., 2011).

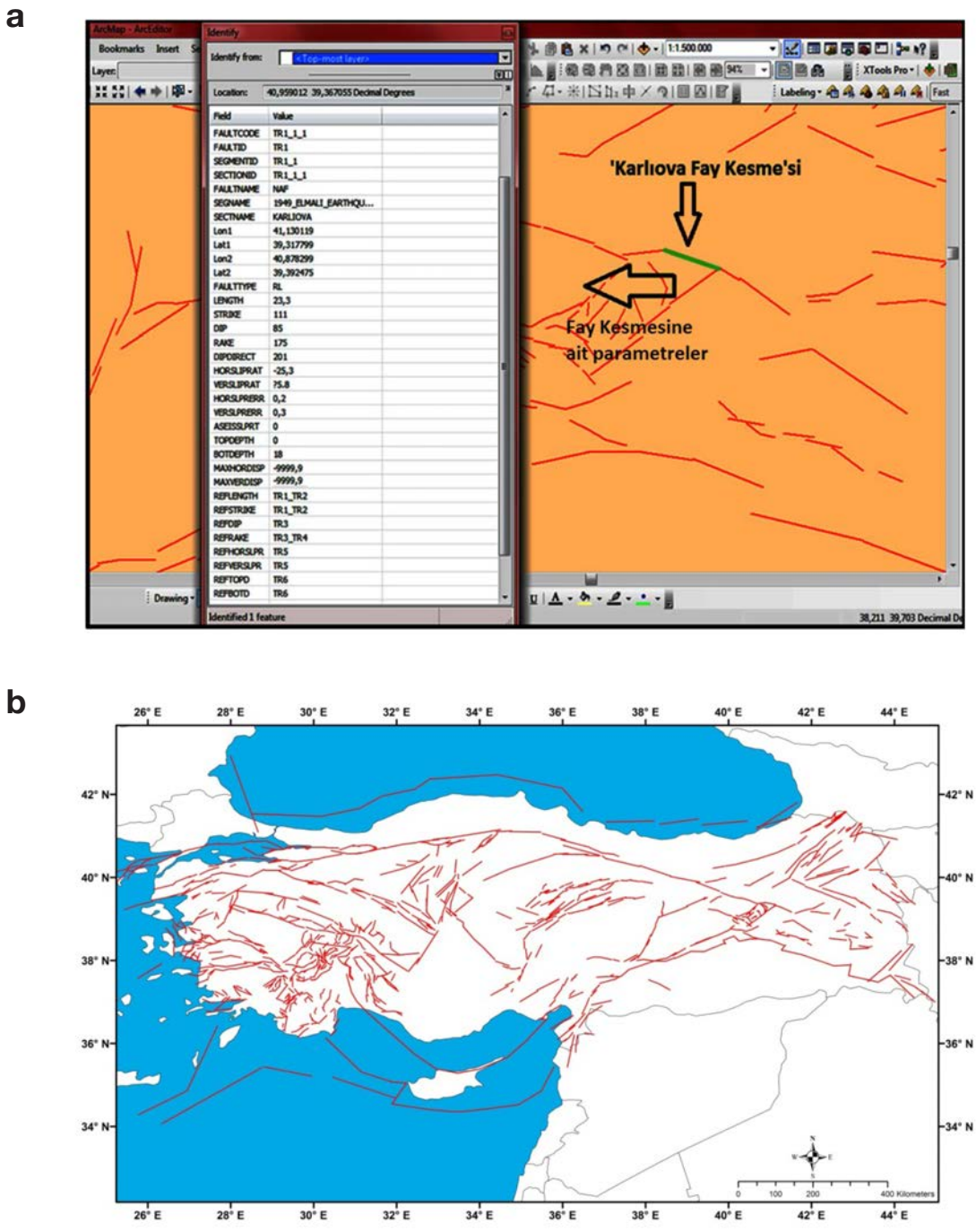
Bu çalışmada b değerinin belirlenmesinde en büyük olasılık yöntemi kullanılmıştır (Aki, 1965).

$$b = \frac{log_{10}e}{(M_{mean} - M_{min})} \quad (1.2)$$

Burada M_{mean} ortalama magnitüd ve M_{min} ise incelenen zaman aralığında deprem kataloğunun tamamlılık düzeyini gösteren minimum magnitüd veya kesme magnitüdüdür. Minimum magnitüd değeri Mmin, tamamlılık magnitüdü Mc'ye eşit ya da ondan büyük olarak alınır. En büyük olasılık yöntemi, yapay (suni) olarak düşük *b* değerlerine neden olabilen algılama eşiğindeki artışlara karşı daha fazla hassas olabilir (Wiemer, 2001; Çetin, 2004). Bu çalışmada Gutenberg- Richter (G-R) ilişkilerinin belirlenmesinde ZMAP paket bilgisayar programı kullanılmıştır (Wiemer, 2001) Gutenberg-Richter ilişkilerinin hesaplanması için Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden temin edilen, 1900-2010 yılları arasında Türkiye ve yakın çevresinde (34-43°K Enlemleri / 25-46°D Boylamları arası) meydana gelmiş (Kalafat ve diğ., 2011), büyüklükleri Mw≥4.0 olan 9200 adet depremi kapsayan bir depremsellik verisi kullanılmıştır (Şekil 2). Kullanılan bu depremsellik verisinde kümülatif deprem sayılarının magnitüd ve zamanla ve kümülatif momentin zamanla değişimi gibi bazı istatistik özellikleri Şekil 11'de verilmiştir. Kaynak zonları, 0.02° aralıklarla karelajlanmış ve karelaj içindeki her bir düğüm noktası merkezli çizilen 100 km çaplı daire içinde düşen depremlerden Gutenberg-Richter ilişkileri belirlenmiştir. Her bir veri hacmi içinde hesaplama yapılacak en küçük deprem sayısı 50 alınmıştır.

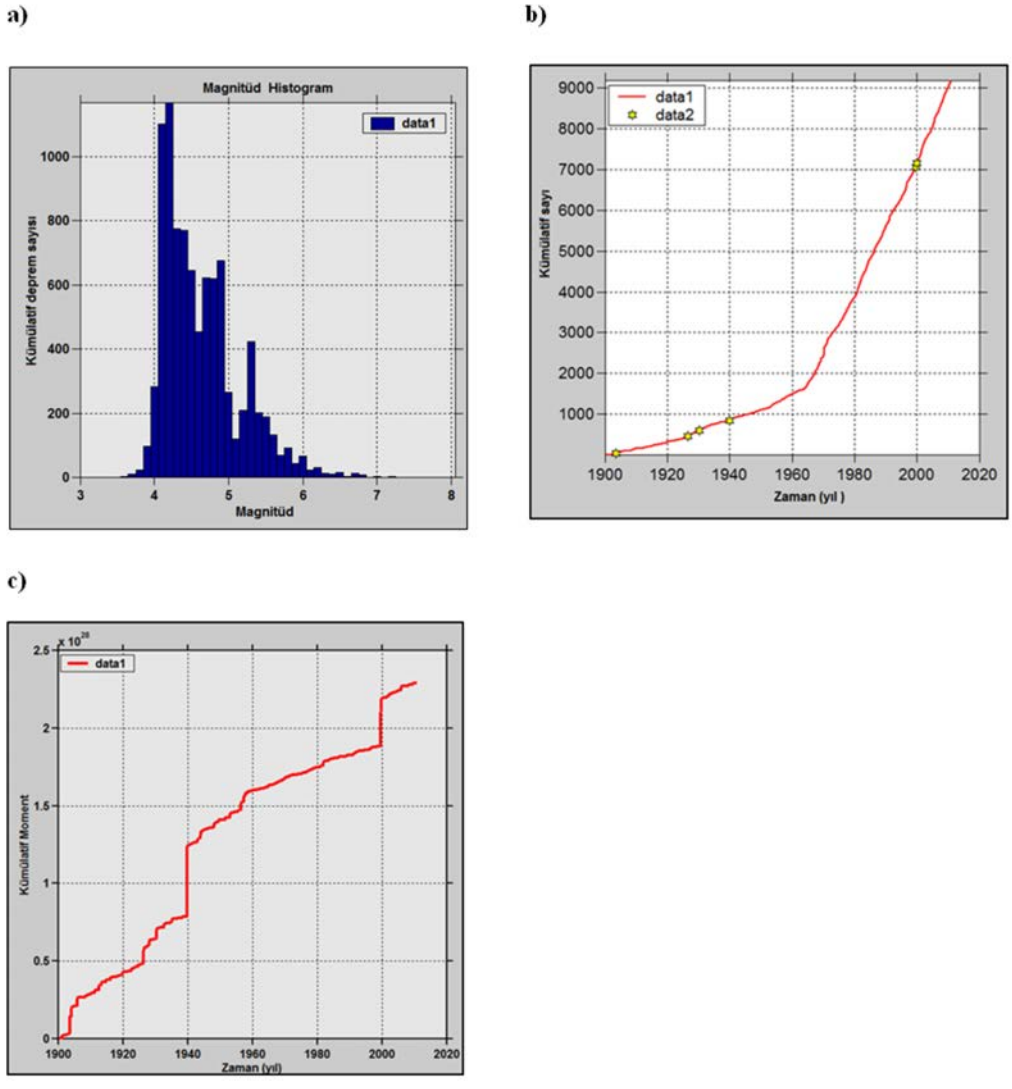
BULGULAR

Fay kesmelerini temel alan aktif fay veri tabanı Şekil 10b'de haritalanmıştır. Veri tabanı toplam 1070 adet fay kesmesini ve 23.356 km fay uzunluğunu kapsamaktadır. Çalışma bölgesi içinde tanımlanan kaynak bölgeleri ise Şekil 12a'da gösterilmiştir. Bölgenin genel sismik aktivitesi göz önünde bulundurularak depremlerin yoğun olarak kümelendiği bölgeler ve faylanmaların yönü ve türlerine göre çalışılan bölge 54 adet alan kaynağa bölünmüş ve her bir sismik zon için tamamlılık magnitüdü belirlenerek, depremlerin episantır dağılımları analiz edilerek depremsellik sabitleri (a ve b değerleri) hesaplanmıştır (Şekil 13). Her bir kaynak zonu için hesaplamada kullanılan deprem sayıları, gözlenmiş en büyük



Şekil 10. a) Aktif fay veri tabanı CBS'de (Coğrafik Bilgi Sistemleri) kullanılacak formatta hazırlanmıştır. CBS ortamında aktif fay veri tabanı haritalanıp bir fay kesmesi üzerine tıklandığında ilgili fay sekmesine ait aktif fay veri tabanındaki mevcut parametreler ekrana gelmektedir. Bu görsellik özelliği, aktif veri tabanındaki verilere ulaşmak kolaylaşırken büyük bir kullanım kolaylığı da sağlanmaktadır. b) Çalışmada Arc-GIS ortamında oluşturulan fay kesmesi temelli aktif fay veri tabanının harita görüntüsü. Veri tabanı toplam 1070 adet fay kesmesini ve 23.356 km fay uzunluğunu kapsamaktadır

Figure 10. a) The active fault database has been prepared in a proper format to be used in GIS. When the database is mapped in GIS domain and clicked on a fault section, all available parameters of the relevant fault section are displayed on the screen. This visual display makes it easy to access the data and it provides quick access to relevant data. b) Map view of the active fault database prepared in Arc-GIS format. The database contains a total number of 1070 fault sections having a total fault length of 23.356 km.



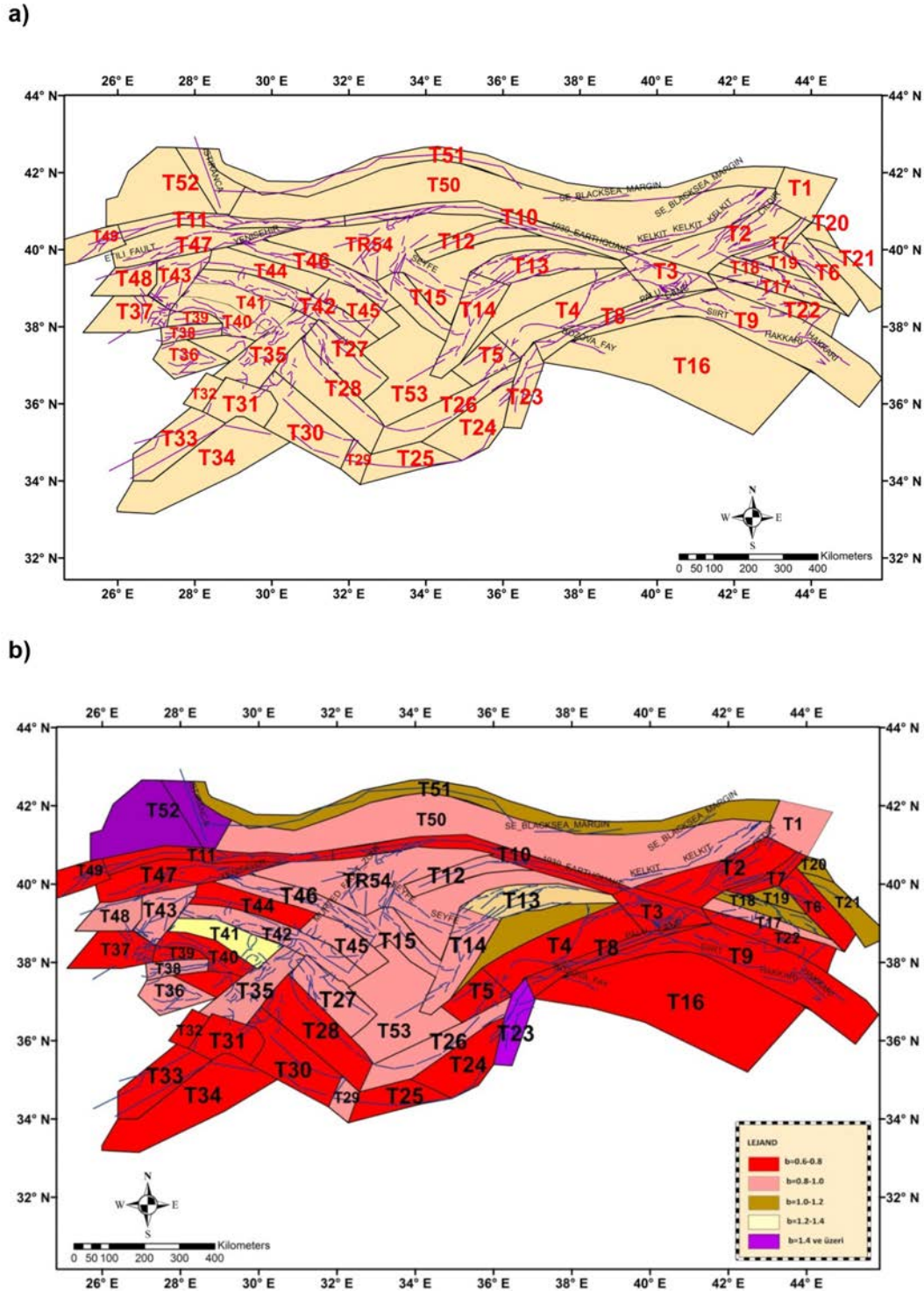
Şekil 11. Çalışmada kullanılan, Türkiye ve yakın çevresinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş Mw≥4.0 depremleri içeren katalog için (a) magnitüd-kümülatif deprem sayıları histogramı ve (b) kümülatif deprem sayılarının ve (c) kümülatif sismik momentin zamanla değişim grafikleri.

Figure 11. (a) Magnitude-frequency histogram and (b) cumulatif numbers and (c) cumulatif seismic moment of earthquakes with time graphics for the catalogue, which comprises the earthquakes for Turkey and near vicinity and it covers time period 1900-2010.

depremler ve hesaplanan tamamlılık magnitüdleri, a ve b değerleri ve hata miktarları Çizelge 1'de listelenmiştir. Kaynak bölgeleri için hesaplanan b değerlerinin değişimi Şekil 12b'de gösterilmiştir.

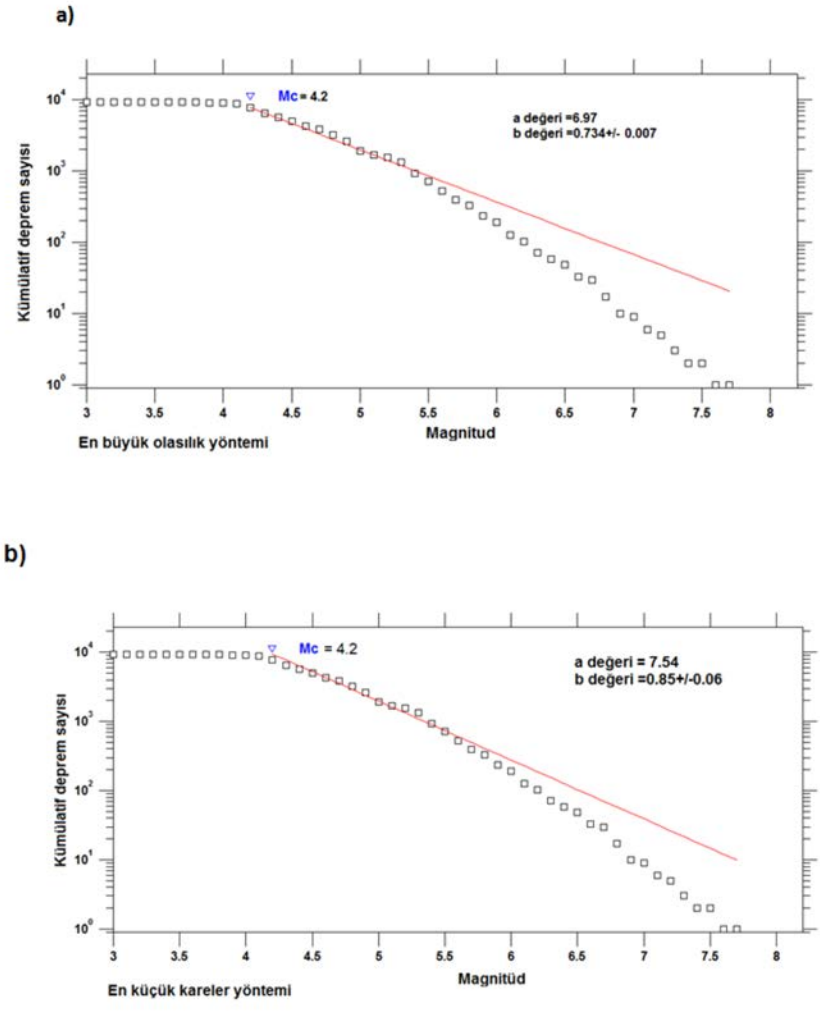
TARTIŞMA

b değerleri en büyük olasılık yöntemi yanında en küçük kareler yöntemi kullanılarak da hesaplanmıştır (Çizelge 1). Çizelge 1'den her iki yöntem için hesaplanan değerlerin birbirine yakın olduğu görülebilir. Ayrıca, b değerinin uzaysal dağılımlarının hesaplanmalarında kullanılan



Şekil 12. (a) Aktif fay veri tabanının harita görüntüsü üzerinde tanımlanan deprem kaynak zonları. Toplamda 54 kaynak zonu tanımlanmıştır. (b) Aktif fay veri tabanındaki fayların uzanımını gösteren harita üzerinde tanımlanan deprem kaynak bölgeleri için hesaplanan b değerlerinin değişimi.

Figure 12. (a) Earthquake source zones defined over the map view of the active fault database. In total, 54 source zones are defined. (b) Variation of b values calculated for the earthquake source zones defined over the map view of the active fault database.



Şekil 13. Çalışmada kullanılan depremsellik verisinin (a) EBO ve (b) EKK yöntemleri kullanılarak çıkarılmış Gutenberg-Richter ilişkileri. Depremsellik verisinin dış merkez dağılımı için Şekil 2'ye bakınız.

Fig. 13. Gutenberg-Richter relations of the seismicity data used in the study derived by utilising (a) ML and (b) LS methods. See Fig. 2 for the epicentral distribution of the seismicity data.

karelajlama aralıklarının ve veri dairesi yarıçaplarının değişmesinin sonuçlara etki etmesi kaçınılmazdır (Kalafat, ve diğ., 2010) . Farklı veri hacimleri ile yapılan hesaplamalar kontrol edilmiş ve yapılacak yorumların değiştirilmesine yol açacak önemde farklar görülmemiştir.

Tamamlılık magnitüdü (Mc) 54 sismojenik zon için 4.0 ile 4.9 aralığında değişmiştir. En küçük tamamlılık magnitüdleri T5 Göksun-Kozan, T17 Patnos, T18 Karayazı-Tutak-Çaldıran, T19 Balıkgölü Fay zonu, T20 Türkiye-Ermenistan sınırı, T21 Aralık sismojenik zonları üzerinde Mc=4.0 olarak, en büyük tamamlılık magnitüdü (kesme magnitüdü) ise T41 Sivaslı-Banaz Horst ve T50 Kelkit-Çoruh zonu üzerinde Mc=4.9 olarak belirlenmiştir. Her bir zon için ayrı hesaplanan Mc değerlerinden büyük olan depremlerin dağılımı ve kümülatif sayısı listede gösterilmiştir (bknz. Çizelge 1). Deprem tehlike seviyeleri ve deprem aktiviteleri Gutenberg-Richter (1944) parametrelerine göre belirlenmiştir. Maksimum magnitüd değerleri her bir sismik kaynak zona düşen

Çizelge 1. Her bir zon için hesaplanan deprem tehlike parametreleri aşağıdaki gibi listelenmiştir (Mw≥ Mc için Mmax, Mobs, a değeri, b değeri)

Table 1. The calculated seismic hazard parameters (Mw≥Mc, Mmax, Mobserved, a value) for each zone are as follows:

Deprem kaynak zon kodu	Deprem kaynak zonu	N(≥Mc)	Mc (Mmin)	M (obs max)	Mmax	b $\pm\sigma_b$ değeri (ML)	b $\pm\sigma$b value (WLS)	a değeri (ML)	a değeri (WLS)
T1	Türkiye-Gürcistan sınırı	89	4.8	6.2	6.7	0.987±0.1	0.89±0.07	6.44	5.96
T2	Erzurum	167	4.8	6.5	7.2	0.52±0.02	1.06±0.03	4.25	6.92
T3	Bingöl-Karakoçan	182	4.1	7.7	7.0	0.618±0.04	0.66±0.06	4.78	5
T4	Malatya-Elbistan	65	4.1	6.5	6.9	0.695±0.07	0.75±0.04	4.68	4.88
T5	Göksun-Kozan	73	4.0	6.2	7.0	0.68±0.07	0.71±0.05	4.57	4.77
T6	Iğdır	79	4.1	5.8	6.8	0.743±0.07	0.79±0.04	4.92	5.2
T7	Kağızman	15	4.1	6.1	6.9	0.648±0.1	0.67±0.06	3.83	3.98
T8	Türkoğlu-Çelikhan	146	4.1	6.1	7.0	0.784±0.05	0.789±0.04	5.54	5.81
T9	Siirt-Hakkari	192	4.1	6.2	7.2	0.719±0.04	0.87±0.08	5.19	5.92
T10	KAF-Doğu Kesimi	84	4.2	6.8	7.4	0.565±0.06	0.65±0.07	4.16	4.68
T11	KAF-Batı Kesimi	269	4.1	7.5	7.1	0.742±0.04	0.76±0.03	5.47	5.57
T12	Ezine Fayı	17	4.3	5.4	7.1	0.979±0.2	0.74±0.06	5.41	4.35
T13	Kızılırmak	69	4.4	5.5	7.0	1.32±0.1	1.68±0.1	7.44	9.21
T14	Ecemiş Fayı	62	4.5	5.7	7.0	0.945±0.08	1.24±0.09	5.67	7.076
T15	Tuz Gölü Fayı	73	4.1	5.7	6.9	0.956±0.1	1.06±0.07	5.75	6.25
T16	Mardin- Şırnak	61	4.2	5.9	7.0	0.713±0.07	0.82±0.1	4.66	5.22
T17	Patnos	327	4.0	6.2	6.8	0.949±0.04	1.09±0.06	6.31	6.96
T18	Karayazı-Tutak-Çaldıran	601	4.0	7.0	6.9	1.02±0.2	1.18±0.06	739	7.56
T19	Balıkgölü Fayı	110	4.0	5.9	7.0	1.08±0.1	1.11±0.04	6.36	6.5
T20	Türkiye-Ermenistan sınırı	243	4.0	5.9	7.0	1.06±0.06	1.18±0.07	6.6	7.18
T21	Aralık Fayı	195	4.0	5.2	7.0	1.31±0.1	1.15±0.07	7.43	6.8
T22	Van Fayı	308	4.3	7.1	7.2	0.787±0.03	0.98±0.08	5.68	6.6
T23	Doğu Hatay Fayı	42	4.8	5.3	7.2	2.26±0.6	1.07±0.2	12.1	6.04
T24	Kıbrıs Yayı-Doğu	45	4.2	6.3	7.2	0.749±0.1	0.64±0.05	4.71	4.24
T25	Kıbrıs Yayı Doğu-2	63	4.1	6.0	7.2	0.708±0.07	0.74±0.06	4.68	4.68
T26	Girne Misis-Doğu	48	4.2	6.0	7.2	0.885±0.1	0.78±0.06	5.29	4.82
T27	Seydişehir Fayı	18	4.3	5.9	7.0	0.889±0.3	0.63±0.08	4.94	3.71
T28	Girne-Misis-Batı	121	4.0	6.0	7.3	0.753±0.06	0.81±0.02	5.1	5.4
T29	Paphos fayı	124	4.2	6.5	7.1	0.855±0.07	0.9±0.07	5.51	5.73
T30	Kıbrıs Yayı-Batı	77	4.2	5.9	7.5	0.639±0.05	0.84±0.06	4.38	5.32

Çizelge 1. Devamı.

Deprem kaynak zon kodu	Deprem kaynak zonu	N(≥Mc)	Mc (Mmin)	M (obs max)	Mmax	b $\pm\sigma_b$ değeri (ML)	b $\pm\sigma$b value (WLS)	a değeri (ML)	a değeri (WLS)
T31	Pliny Trench-Kuzey_1	124	4.2	6.7	6.8	0.633±0.05	0.67±0.08	4.67	4.89
T32	Pliny Trench Kuzey_2	87	4.1	6.2	6.8	0.79±0.07	0.83±0.05	5.17	5.37
T33	Pliny Trench	432	4.1	6.6	7.8	0.773±0.03	0.86±0.07	5.77	6.22
T34	Strabo Trench	428	4.1	6.6	7.4	0.773±0.03	0.86±0.07	5.77	6.2
T35	Burdur Graben	257	4.5	6.6	6.8	1±0.06	1.22±0.05	6.72	7.82
T36	Gökova Transfer Fayı	96	4.1	6.3	6.9	0.851±0.08	0.82±0.06	5.46	5.36
T37	Seferihisar Fayı	172	4.0	6.4	7.1	0.72±0.05	0.740±0.04	5.12	5.27
T38	Büyük Menderes Graben	41	4.8	6.5	7.0	0.911±0.2	0.79±0.06	5.55	4.96
T39	Küçük Menderes Graben	24	4.2	6.3	6.9	0.668±0.2	0.50±0.1	3.89	3.44
T40	Gediz Graben	86	4.2	6.1	6.7	0.68±0.06	0.79±0.08	4.72	5.32
T41	Sivaslı-Banaz Horst	74	4.9	6.0	6.5	1.23±0.2	0.81±0.05	7.48	5.3
T42	Akşehir	323	4.4	6.5	7.2	0.936±0.06	0.97±0.04	6.46	6.67
T43	Balıkesir	90	4.1	6.0	7.4	1±0.1	0.94±0.05	6.06	5.83
T44	Kütahya	110	4.2	6.2	7.3	0.59±0.07	0.51±0.09	4.13	3.81
T45	Konya	22	4.2	5.8	6.9	0.954±0.2	0.86±0.06	5.31	4.9
T46	Sivrihisar	34	4.0	6.2	7.2	0.928±0.06	991±0.05	6.41	6.83
T47	Geyve-Gemlik	79	4.0	6.8	7.0	0.658±0.06	0.74±0.04	4.53	4.93
T48	Edremit	111	4.1	6.7	7.0	0.912±0.1	0.68±0.06	5.76	4.68
T49	Saros-Limnos	184	4.1	6.2	7.1	0.684±0.04	0.83±0.05	4.93	5.64
T50	Kelkit-Çoruh	104	4.9	6.8	7.2	0.938±0.1	1.02±0.08	6.17	6.68
T51	Karadeniz Marjin	12	4.7	5.4	7.6	1.10±0.09	1.17±0.05	6.46	6.14
T52	Istranca	19	4.7	5.4	7.7	1.53±0.4	0.8±0.1	8.28	4.68
T53	Mut-Pozantı	19	4.2	5.7	7.4	0.911±0.2	0.75±0.06	5	4.3
T54	Çeltikçi-Seyfe	240	4.1	6.2	7.3	0.843±0.06	0.71±0.06	5.82	4.1

fayların faylanma türü ve uzunluklarına göre Wells and Coppersmith (1994) bağıntılarından faydalanarak hesaplanmıştır. Buna göre kaynak zona düşen gözlenen maksimum magnitüd değerleri ile beklenen magnitüd değerleri Çizelge 1' de karşılaştırılmıştır. 1900-2010 yılları arasındaki derlenmiş homojen kataloğa göre genel olarak gözlenen magnitüd değerleri T21 Aralık Fayı zonu üzerinde Mw 5.2 ile T3 Bingöl-Karakoçan zonu üzerinde Mw 7.7 (1939 Erzincan Depremi) arasında değişmektedir. Gözlenen diğer büyük depremler T10 ve T11 Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu ve batı zonlarında sırasıyla Mw 7.5 (1999 Kocaeli depremi) ve Mw 7.2 (12 Kasım Düzce depremi)'dir. Aynı zamanda sismojenik zonlar için faylanma türü ve uzunluklarına göre yapılan analizlere bakıldığında beklenen maksimum magnitüd değerleri en düşük T41 Sivaslı-Banaz Horst graben üzerinde Mw 6.5 ile; T33 Pliny Trench üzerinde Mw 7.8 arasında değişmektedir. Pliny Trench ve çevresi dalma batma zonu içerisinde kalan bir yay olduğundan burada derin deprem aktivitesi oldukça fazla görülmektedir. Beklenen ikinci büyük deprem aktivitesi

Istranca zonu üzerinde Mw 7.7 olarak hesaplanmıştır. Ancak bu zon üzerinde son yüzyılda Mw=5.4 ten büyük deprem gözlenmemiştir. Hesaplamalarda gözlenen ile hesaplanan en geniş magnitüd aralığı T23 zonunda Hatay'ın doğu kısmında; gözlenen deprem magnitüdü Mw 5.3 ile beklenen deprem magnitüdü Mw 7.2 olarak belirlenmiştir. Özellikle beklenen maksimum magnitüd değerleri Güney Marmara, Kıbrıs ve Ege yayı ve çevresi, Karlıova Üçlü eklemi ve çevre zonları ve Kuzey Anadolu fayı boyunca hesaplanmıştır. Hesaplamalarda veri setinin tamamlılığı ve kalitesi çok önemlidir (Kalafat ve diğ., 2010). Kataloğun tamamlılığı, deprem sayısı, gözlem süresi ve oluşturulan sismojenik zonun genişliği ve hâkim faylanma türüne bağlı olarak bu değerlerde hassas değişimler olacaktır. Gutenberg-Richter ilişkisindeki b değerinin sismik değerlendirmelerdeki önemi ve deprem tahmininde öncü anomali olarak kullanılabilirliğinin yanında, gerilme birikimi, çatlak yoğunluğu ve heterojenite derecesi gibi sismojenik malzemedeki mekanik karakterlerin bir tamamlayıcısıdır (Voidomatis ve diğ., 1990; Ogata ve diğ., 1991). Düşük b değerleri kabuktaki yüksek gerilme birikimini ve homojen malzeme özelliğini göstermektedir (Yadav et al., 2011). Yüksek malzeme heterojenitesi veya yüksek çatlak yoğunluğu yüksek b değerlerine sebeb olur ve ısı dağılımındaki yükselim yüksek b değerine neden olabilir (Mogi, 1962). Malzeme heterojenliği incelenen bölgeyi oluşturan kayaçların malzeme özelliklerinin çok fazla değişken olmasından kaynaklanır. Bu malzeme özellikleri kayaçların içerdiği kırık yoğunluğu, kırılma direnci ve gözenek sıvı basıncı gibi parametreler olabilirler. Örneğin, çok kırıklı bir yapı içeren kayaçlar küçük depremleri oldukça fazla sayıda üretebileceklerinden, büyük bir b değeri gözlenir. Artçı sarsıntı verilerinden bulunan b değeri, malzeme heterojenliğini karakterize etmez. Bu nedenle, tarihsel dönem verileri ile bulunacak b değerinden farklıdır. Dolayısıyla malzeme heterojenliğine bağlı olarak b değerlerinde değişim gözlenir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Bu çalışmada en büyük olasılık yöntemine göre en düşük b değerleri T2 Erzurum ve T44 Kütahya kaynak zonu üzerinde sırasıyla b=0.52±0.02, b=0.59±0.07 olarak, en büyük b değerleri T23 Doğu Hatay Fayı kaynak zonu ve T52 Istranca kaynak zonları üzerinde sırasıyla b=2.26±0.6 ve b=1.53±0.4 olarak hesaplanmıştır. En küçük kareler yöntemine göre yapılan hesaplamalarda ise en küçük b değerleri T3 Bingöl-Karakoçan ve T39 Küçük Menderes Graben kaynak zonu üzerinde sırasıyla; b=0.66±0.06 ve b=0.50±0.1 olarak, en büyük b değerleri ise T13 Kızılırmak ve T35 Burdur Graben zonu üzerinde sırasıyla b=1.68±0.1 ve b=1.22±0.05 olarak hesaplanmıştır. Düşük b değerleri (b<0.80) özellikle Kıbrıs ve Ege yayı boyunca, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay zonu, Kütahya Fayı, Yenice-Gönen, Geyve-Gemlik, Küçük Menderes Graben fay zonları üzerinde tespit edilmiştir ki; bu zonlarda kabukta stres değerinin yüksek olduğunu ve gelecekte büyük bir depremin olma olasılığının arttığı söylenebilir. Yüksek b değerleri (b>1.10) ise özellikle T23 Hatay, T52 Tekirdağ, T41 Uşak, T13 Sivas ve civarındaki zonlarda hesaplanmıştır. Bu zonlarda gözlenen yüksek b değerleri ise kabuktaki stres birikiminin daha düşük olduğunu göstermektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada Türkiye için CBS ortamında aktif faylar veri tabanı oluşturulmuş ve toplam 1070 fay kesmesinin fiziksel parametreleri tanımlanmıştır. Toplam 23.356 km uzunluğunda fayların veri girdisi tam olarak yapılmıştır (Şekil 10b). Bu çalışma ile Türkiye'de standart formatta ilk kez bu kadar ayrıntılı bir aktif fay veri tabanı oluşturulmuş, sismik tehlike çalışmaları için başarılı bir adım atılmıştır. EMME projesi kapsamında hazırlanan veri tabanları projenin bitiminde, 2014 yılında kullanıcıların hizmetine sunulacaktır. Tanımlanan her fay kesmesi için girilen fiziksel parametrelerin referanslarının (makale, rapor, harita vb.) standart bir formatta bir araya getirilerek pdf formatında dosyaların saklanması da bize zengin dijital bir kütüphane sunmuştur. Bu literatür çalışmaları ve verilerin kaynağının belirlenmesi ve güvenilirliği açısından önemlidir. Ayrıca bu çalışma için derlenen homojen kataloglardan yararlanılarak ayrıntılı bir şekilde deprem analizleri yapılmış ve bulunan b değerleri açısından da çoğu sismik kaynak zonlarda kataloglarda tutarlılık görülmüştür. Aşağıda gösterilen deprem tehlike haritasına göre; Türkiye jeo-tektonik elemanlarının özellikleri ile deprem

oluşumlarının ve kaynak mekanizmalarının homojenliklerine göre 54 adet deprem kaynak zonuna bölünmüştür. Bu zonlarda hesaplanan depremsellik sabitlerine göre hesaplanan b değerlerinın genellikle 0.6-1.4 arasında değiştiği görülmüştür (Şekil 12b). Haritada bölgelerin b değeri değişimi 5 grupta incelenmiştir: 0.6-0.8, 0.8-1.0, 1.0-1.2, 1.2-1.4, 1.4 ve üzeri olanlardır. Düşük b değerleri (b<0.80) özellikle Kıbrıs ve Ege yayı boyunca, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay zonu, Kütahya Fayı, Yenice-Gönen, Geyve-Gemlik, Küçük Menderes Graben fay zonları üzerinde tespit edilmiştir. Bu düşük b değerleri adı geçen zonlarda kabukta stres değerinin yüksek olduğunu ve gelecekte büyük magnitüdlü depremlerin olma olasılığının bulunduğunu göstermektedir. Yüksek b değerleri (b>1.10) ise özellikle T23 Hatay, T52 Tekirdağ, , T41 Uşak, T13 Sivas ve civarındaki zonlarda hesaplanmıştır. Bu zonlarda ise; kabuktaki stres birikiminin daha düşük olduğu gözlenmiştir. Yüksek b değerlerinin elde edildiği bu bölgeler yerel tektoniğine ve tarihsel dönem deprem aktivitesine bakıldığında bu değerlerin beklenildiği bölgelerdir. Ancak Hatay ve civarında yüksek b değerlerinin gözlenmesinin (Şekil 12b) tektonik sebebinin, bölgede meydana gelen sığ odaklı depremlerin odak mekanizması çözümlerinin ışığında, bir açılma rejiminin Hatay bölgesinde etkin olmasından kaynaklandığı öne sürülebilir. Bölgedeki tektonik durum doğrultu atımlı rejimden çok açılma rejimi karekterine sahiptir (Över ve diğ., 2011).

Bir diğer açılmalı tektonik rejimin hakim olduğu Ege Bölgesi'nde b değerlerinin 0.6-1.0 arasında değişmesi ise başka bir soru işaretidir. (Sayıl, 2008; Polat ve diğ., 2008). Özellikle bazı kaynak bölgelerindeki baskın b değerlerinin, bölgenin tektonik ve litolojik yapısına göre değişen bir parametre olduğu bilinmektedir (Wiemer ve diğ., 1998). GPS çalışmaları Ege bölgesinin çok çabuk deforme olabilen kıtasal bir bölge olduğunu göstermiştir (Reilinger ve diğ., 2006; Aktuğ ve diğ., 2009; Bradley ve diğ., 2013). Rezistivite çalışmaları Ege bölgesinde üst kabuk ile alt kabuk arasında önemli bir farklılık olduğunu göstermektedir. Üst kabukta rezistivite değerlerinin yüksek olması burada gerilim biriktirebilecek özellikte bir üst kabuğun bulunduğunu işaret etmektedir. Özdirenci daha az olan alt kabuk sayesinde Ege Bölgesi çok hızlı bir şekilde deforme olmakta ve genişlemektedir (İlkışık, 1995; Bayrak ve diğ., 2000; Bayrak ve Nalbant, 2001; Bayrak, 2002; Gürer ve Bayrak, 2007; Gürer, 2009). Depremlerin odak mekanizma çözümleri bunu doğrulamakta ve bu bölgede kabuğun 10 km derinliğe kadar yüksek depremselliğe sahip olduğunu göstermektedir (Zhu ve diğ., 2006a; Zhu ve diğ., 2006b; Sayıl, 2008; Tezel ve diğ., 2010).

b değerlerini önemli ölçüde etkileyecek diğer faktörler: sismik katalogların tamamlılığı, b değerinin odak derinliğine bağlılığı, b değeri hesabında kullanılan değişik teknikler olarak sayılabilir (Wiemer ve diğ., 1998; Kagan ve diğ., 1999). Hesaplamalarda verinin yeterli ve güvenilir olması elbette b değeri hesaplamalarının güvenilirliğini arttıracaktır. Bu nedenle tamamlılık magnitüdlerinin belirlenmesi (Mc=4 ve civarı) gerekir ve küçük olması tercih edilir. Wiemer ve diğerlerine (1998) göre b değerindeki değişimler; magnitüd ölçeğine, derinliğe ve diğer faktörlere bağlı olarak %50 veya daha fazla olabilir. Yapılan b değeri hesaplamalarının bölgenin hakim tektonik rejimine doğrudan bağlı olduğu ve dolayısıyla dünya standartlarında b=1 değerinden sapmalar olacağı kaçınılmazdır. Küçük bir artçı şok bölgesi için bile b değeri önemli değişimler gösterebilir. Minimum b değeri, bölgedeki gelecek bir deprem için olası bir yere işaret edebilir (Westerhaus ve diğ., 2002).

Türkiye ve yakın çevresi Arabistan, Avrasya ve Afrika plakaları arasında kavşak bir bölge olması itibariyle (Gülen ve diğ., 1987) aktif tektoniği ve depremselliği ile önemle çalışılması, jeolojik ve jeofizik bilgilerin sürekli güncellenmesi gereken bir bölgedir. Bu çalışmayı diğer çalışmalardan ayıran özellikler: güncel verilerle analizlerin yapılması, bölgeyi kontrol eden fay zonlarının tekrar güncellenmesi ve detaylı bir şekilde fay parametrelerinin belirlendiği bir veri tabanının oluşturulmasıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada kullanılan verilerin elde edilmesinde emeği geçen B.Ü. KRDAE Deprem Mühendisliği çalışanları M. Betül Demircioğlu ve Karin

Sesetyan'a, Ulusal Deprem İzleme ve Araştırma Merkezi (UDİM) çalışanlarına, UDİM Müdürü Sayın Dr. Doğan Kalafat'a ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Mustafa Erdik'e teşekkür ederiz.

REFERANSLAR

Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the formula logN= a-bM and its confidence limits. Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 237-239.

Aktar, M., Ergin, M., Özalaybey, S., Tapırdamaz, C., Yörük, A. and Biçmen, F., 2000. A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: the 1998 Adana Earthquake (Mw = 6.2) and its aftershocks. Geophys. Res. Lett., 27, 2361–2364.

Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, M. A., Kilicoglu A., Akdeniz, H., Tekgül, A., 2009. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 114, 1978–2012, B1, doi: 10.1029/2008JB006000.

Alsan, E., 1972. Magnitude and time distributions of earthquakes in Turkey. Bull. Inst. Inst. Seismol. Earthquake Eng., 7, 1-10.

Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph. D. thesis, Tech, Socorro, New Mexico.

Alptekin, Ö., 1978. Magnitude-frequency relationships and deformation release for the earthquakes inand around Turkey. Thesis for Promoting to Associate Professor Level, Karadeniz Technical University, 107 p. (in Turkish).

Ambraseys, N N., Jackson, J. A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. Geophysical Journal International- Oxford, 133, 390-406.

Ambraseys, N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 947 p.

Barka, A. A., Toksöz M. N., Gülen, L., and Kadinsky-Cade, K., 1987. Segmentation, seismicity, and earthquake potential of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone. Yerbilimleri, Bull. Earth Sci. Appl. Res. Center, Hacettepe Univ. 14, 337–352.

Barka, A. A., Akyüz, H. S., Altunel, E., Sunal, G., Çakir, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., De Chabalier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. & Page, W. 2002. The Surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 43–60.

Barka, A., and Eyidoğan, H., 1993. The Erzincan Earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey. Terra Nova, 5, 190-194.

Barka, A., ve Kadinsky-cade, 1988. Strike-slip Fault Geometry in Turkey and its influence on Earthquake Activity. Tectonics, 7, 663-684.

Başöz, N., 1992. Seismic Hazard Assessment in Regions Having Diffused Boundaries and Nonhomogeneous Attenuation. Master Thesis. Middle East Technical University, 161 p.

Bath, M., 1979. Seismic risk in Turkey, a preliminary approach, Tectonophysics, 54, 9-16.

Bayrak, M., İlkışık, O. M., Kaya, C., Başokur, A. T., 2000. Magneto-telluric data in western Turkey: dimensionality analysis using Mohr circles. Journal of Geophysical Research, 105, 23391 –23401.

Bayrak, M. and Nalbant, S. S., 2001. Conductive crust imaged in western Turkey by MT. Geophysical Research Letters, 28, doi: 10.1029/2001GL012894.

Bayrak, M., 2002. Exploration of chrome in Southwestern Turkey by VLF-EM. Journal of the Balkan Geophysical Society, 5, 35–46.

Bayrak, Y., Yılmaztürk, A., and Öztürk, S., 2005. Relationships between fundamental seismic hazard parameters for the different source regions in Turkey. Natural Hazards, 36, 445-462.

Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsaponos, T., Koravas, G. C., Leventakis, G, A., 2009. Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey. Engineering Geology, 105, 200–210.

Burton, P. W, McGonigle, R. W., Macropoulos and Üçer, S. B., 1984. Seismic Risk in Turkey, the Aegean and the Eastern Mediterranean: the occurrence of large magnitude earthquakes. Geophys. J. R. Astr. Soc., 78, 475-506.

Bogdanov, N. A., Khain, V. E., Koronovsky, N.V., Lomize, M. G., and Chekhovich, V. D., 1994. Tectonic map of the Mediterranean Sea (1:5,000,000). Russian Academy of Sciences, Moscow.

Bradley, K. E., Vassilakis, E., Hosa, A., Weiss, B., 2013. Segmentation of the Hellenides recorded by Pliocene initation of clockwise block rotation in Central Greece. Earth and Planetary Science Letters, 362, 6-19.

Çetin, C., 2004. Marmara Bölgesinde Artçı Depremlerin İstatistiksel Analizi-Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 93 s.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus D. F., and Stein, S., 1990. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophys. Res. Lett., 21, 2191–2194.

Demircioğlu, M. B., Sesetyan, K., Durukal, E., and Erdik, M., 2007. Assessment of Earthquake Hazard in Turkey. Proceedings of the 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Thessaloniki, Greece.

Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., Şengör, AMC., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.). Collision Tectonics. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 19, 3 – 36.

Dhont, D., and Chorowicz, J., 2006. Review of the neotectonics of the Eastern Turkish–Armenian Plateau by geomorphic analysis of digital elevation model imagery. International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), 95, 34–49.

Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. Earth and Planetary Science Letters, 307, 27– 34.

Egeran, N., ve Lahn, E., 1944. 1/2.400.000 Mikyaslı Türkiye Yer Depremleri Haritası Hakkında Muhtıra. M.T.A. Mec., 9 (2/32), 270-289.

Elliot, J. R. Copley, A. C., Holley, R., Scharer, K., Parsons, B., 2013. The 2011 Mw 7.1 Van (Eastern Turkey) earthquake. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 118, 1-19.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. ve Elmacı, H., 2011. 23 Ekim 2011 Van depremi saha gözlemleri ve kaynak faya ilişkin ön değerlendirmeler. MTA Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara, 22 s.

EMME (Earthquake Model of Middle East Project), 2013. www.emme.org, 21 Kasım 2013.

Erdik, M. and Öner, S., 1982. A rational approach for the probabilistic assessment of the risk associated with the North Anatolian Fault, in Multi-disciplinary Approach to Earthquake Prediction, edited by A. Işıkara and Vogel, Vieweg, Brauschweig-Wiesbaden, 115-127 s.

Erdik, M., Doyuran, V., Yücemen, S., Gülkan, P. and Akkaş, N., 1982. A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey for long return periods. Proc. 3rd Int. Earthquake Microzonation Conf., Seattle, Wash, 1261-1272 p..

Erdik, M., Doyuran, V., Akkas, N., and Gülkan, P., 1985. A probabilistic assesment of the seismic hazard in Turkey. Tectonophysics, 117, 295-344.

Erdik, M., Biro, Y.A., Onur, T., Sesetyan, K. ve Birgören, G., 1999. Assessment of Earthquake Hazard in Turkey and Neighboring Regions. Annali Di Geofisica, 42 (6), 1125-1138.

Erdik, M., Demircioğlu M.,, Şeşetyan K., Durukal E., 2006. Ulaştırma Bakanlığı Demiryolları, Limanlar Ve Hava meydanları İnşaatı Genel Müdürlüğü Kıyı Yapıları, Demiryolları ve Havameydanları İnşaatları Deprem Teknik Yönetmeliği İçin Deprem Tehlikesi Belirlemesi, Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul, 45 s.

Ergin, K. ve Güçlü, U., 1971. Türkiye Depremlerinde Beklenecek Maksimum Şiddeti Gösterir harita.

Ergünay, O., 2007. ''Türkiye'nin afet profili'', TMMOB Afet Sempozyumu, Ankara, s 1-14.

Eyidoğan, H., ve Güçlü, U., 1993. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasının Evrimi ve Yeni Bir Harita İçin Öneri. Jeofizik, 7, 95-108.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., and Xuan, Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 30, 197–324.

Flerit, F., Armijo, R., King, G., Meyer, B., 2004. The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. Earth and Planetary Science Letters, 224 (2004) 347 – 362.

Gutenberg, R., Richter, C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bull. Seismol. Soc. Am., 34,185-188.

Gutenberg, R. and Richter, C. F., 1954. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. Bull. Seismol. Soc. Am., 32, 163-191.

Gülen, L., Barka, A., Toksöz, M. N., 1987. Continental collision and related complex deformation: Maraş Triple Junction and surrounding structures, southeastern Turkey. Yerbilimleri (Bull. Earth Sci. Applica. and Res. Center, Hacettepe Univ.), 14, 319-336.

Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Horasan, G., Yılmazer, M., and Işıkara, AM., 2002. Surface fault breaks, aftershock distribution, and rupture process of the August 17, 1999 İzmit, Turkey Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 230–244.

Gülen, L., Utkucu, M., Budakoğlu, E., Yalçın, H., Güneş, Y., Kalafat, D., 2012. Seismotectonics of the Lake Van Region and the October 23, 2011 Van Earthquake (Mw=7.1). Seismological Research Letters, 83(2), 438.

Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yücemen, M. S., Doyuran, V. and Başöz, N. 1993. A Seismic Zones Map of Turkey Derived from Recent Data (in Turkish). Middle East Technical University, Earthquake. Engineering Research Center, Report No:93–01, Ankara.

Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yücemen, M. S., Doyuran, V., and Başöz, N., 1993. En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası, Report No: METU/EERC 93-1.

Gürer, A., Bayrak, M., 2007. Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 445, 49-65.

Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö. F. , 2009. A VLF survey using current gathering phenomena for tracing buried faults of Fethiye–Burdur Fault Zone, Turkey. Journal of Applied Geophysics, 68, 3, (437–447).

Hattori, S., 1979. Seismic risk maps in the world, 11, Bull. Int. Inst. Seismol. Erathquake Eng., 17, 33-96.

Hattori, S., 1980. Seismic Risk Maps in Turkey, Iran and Mediterranean Areas, Proceedings of the Seventh World Conference on Earthquake Engineering, İstanbul, p 285-292.

İlhan, E., 1961. Yer Sarsıntıları ve Madencilik. Madencilik Dergisi, 3, 156 – 164.

İlkişik, O. M., 1995. Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs.

Tectonophysics, 244, 1–3, 15 , p 175–184.

İpek, M., Uz, Z. ve Güçlü, U., 1965, Sismolojik Donelere Göre Türkiye Deprem Bölgeleri. Deprem Yönetmeliği Toplantısına Takdim Edilen Rapor, 22 Şubat 1965, Ankara (Yayınlanmamış).

Kagan, Y. Y., 1999, Universality of the seismic moment-frequency relation, Pure Appl. Geophys. 155, 537-577.

Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmazer, M., Kara, M., Deniz, P. and Berberoğlu, M., 2009. Türkiye ve çevresi faylanma-kaynak parametreleri (MT) kataloğu (1938-2008). Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ocak 2009, İstanbul.

Kalafat, D., 2010. Türkiye Deprem Kataloğunun İstatistik Açıdan Değerlendirilmesi: Örnek Çalışma- Statistical Evaluation of Turkey Earthquake Catalog: Case Study, Boğaziçi Universitesi Yayınları, Yayın No: 1039, 87s., Bebek-İstanbul,

Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P., Yılmazer, M., 2011. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; M≥4.0) A revised and extented earthquake cataloque for Turkey since 1900 (M≥4.0).

Karakhanyan, A., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagyan, A., Philip, H., Aslanyan, R., Champollion, C., Arakelyan, S., Collard, P., Baghdasaryan , H., Peyret, M., Davtyan, V., Calais, E., Masson, F., 2013. GPS cons traints on continental def ormation in the Armenian r egion a nd Lesser Caucasus, Tectonophysics, 592, 39 –45.

Kayabalı, K., 2002. Modeling of Seismic Hazard for Turkey Using the Recent Neotectonic Data. Engineering Geology, 63, 221-232.

Kayabalı, K., Akın, M., 2003. Seismic hazard map of Turkey using the deterministic approach. Eng. Geol., 69, 127–137.

Ketin, İ., 1982. Genel Jeoloji Cilt I (II.Baskı). Yerbilimlerine Giriş, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul, 597s.

Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., and Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodynamical Acta, 14, 177–195, doi: 10.1016/S0985-3111(00)01064-0.

Koçyiğit, A., 2013. New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 62, 586–605.

Lahn, E., 1949. Seismological Investigations in Turkey. Bulletin of the Seismological Society of America, 39(2), 67-71.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzouni, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5719.

McKenzie, D. P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranian Region. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 30, 109-185.

Mogi, K., 1962. Study of the Elastic Shocks Caused by the Fructure of Heterogeneous Materials and its Relation to the Earthquake Phenomena. Bull. Earthquake Res. İnst. Univ. Tokyo, 40, 125- 173.

Nur, A. and Cline, E. H., 2000. Poseidon's Horses: Plate tectonics and earthquake storms in the Late Bronze Age Aegean and Eastern Mediterranean. Journal of Archaeological Science, 27, 43–63.

Nyst., T., and Thatcher, W., 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). 109, B11, doi: 10.1029/2003JB002830.

Ogata, Y., Masajiro, I. Koichi, K., 1991. 3-D spatial Variation of b-values of Magnitude-Frequency Distribution beneath the

Kanto District, Japan. Geophys. J. Int, 104, 135-146.

Okay, A. İ., 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. Geol. Mag., 137, 495-516.

Över, S., Ünlügenç, U. C., Özden, S., 2001. Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları. Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni. 23, 1-14.

Özer, N., Altınok, Y., Utkucu, M., Yalçınkaya, E., Alptekin, Ö., Pınar, A., Kanlı, A. İ. ve Şahin, Ş., 2002. 3 Şubat 2002 Afyon (Çay-Eber) depremi gözlem ve değerlendirmeler. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 15, 2, 11-24.

Özmen, B., 2012. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritalarının Tarihsel Gelişimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 55, 1.

Pamir, H.N, 1948. Dinamik Jeoloji. Cilt II, İstanbul Üniversitesi Yayınları , 348, 404 s.

Pampal, S. ve Özmen B., 2007. Türkiye'nin Deprem Gerçeği Deprem Bölgeleri Haritaları ve Yönetmeliklerinin Tarihsel Gelişimi, 1028 s.

Pınar, A., Kalafat, D., 1998. Source processes and seismotectonic implications of the 1995 and 1996 Cyprus, eastern Mediterranean region earthquakes. Tectonophysics, 301, 217-230.

Pınar, A., Yüksel, A. F., Kanlı, A. İ., Yılmaz, H., Alptekin, Ö., Yıldırım, A., Özçelik, S., Haspolat, Z., 2003. 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi (M=6.4). Yerbilimleri Önraporu, 40 s.

Polat, O., Gök, E., Yılmaz, D., 2008. Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 593-614.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, Journal of Geophysical Research, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051

Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P., 2009. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. Tectonophysics, 488, 1–4, p 22–30.

Sandvol, E., Türkelli, N., Barazangi, M., 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision, Geophysical Research Letters, 30, 24, doi: 10.1029/2003GL018912.

Sayıl, N., and Osmanşahin, İ., 2008. An investigation of seismicity for western Anatolia. Nat. Hazards, 44, 51-64.

Scholz, C. H., 1968. The Frequency-Magnitude Relation of Micro fracturing in Rock and its Relation to earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am; 58, 399-415.

Schwartz, D. P., and Coppersmith, K. J., 1984, Fault Behavior and characteristic earthquakes: Examples from Wasatch and San Andreas Faults, J. Geophys. Res. 89, 5681-5698.

Schwartz, D. P., and Coppersmith, K. J., 1989. Fault segmentation and controls of rupture initation and termination, Proceedings of conference XLV, Department of the Interior U.S. Geological Survey, Palm Springs, California, Open-File Report, s 89-315.

Schwartz, D. P., 1990. Geologic characterization of seismic sources: Moving into the 1990s. Earthquake Engineering, p 1-40.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, I., 1992. "Active Fault Map of Turkey", Mineral Res. Explor. Inst. Turkey.

Şengör, A. M. Görür, C., N., and F. Şaroğlu, 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-

slip Faulting and Basin Formation, K. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Special Publication 37, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.

Tabban, A., 1969. Türkiye'nin Sismisitesi. İmar ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı, Ankara, 47s.

Tatar, O., Poyraz, F., Gürsoy, H., Çakır, Z., Ergintav, S., Akpınar, Z., Koçbulut, F., Sezen, F., Türk, T., Hastaoğlu, K, Ö., Polat, A., Mesci, B, L., Gürsoy, Ö., Ayazlı, E., Çakmak, R., Belgen, A., Yavaşoğlu, H., 2012. Crustal deformation and kinematics of the Eastern Part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) from GPS measurements. Tectonophysics, 518-521 (2012) 55-62.

Taymaz, T., ve Tan, O., 2001. Source parameters of June 6, 2000 Orta-Çankırı (Mw=6.0) and December 15, 2000 Sultandağ- Akşehir (Mw=6.0) earthquakes obtained inversion of teleseismic P and SH body waveforms. Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia- Aegean and Recent Turkish Earthquakes. İstanbul Tecnical University, Extended Abstract book, s 96-107.

Turkelli, N., Sandvol, E., Zor, Ekrem., Gök, R., Bekler, T., Al-Lazki, A., Karabulut, H., Sadi Kuleli, Eken, T., Gürbüz, C., Bayraktutan, S., Seber, D., Barazangi, M., 2003. Seismogenic zones in Eastern Turkey, Geophysical Research Letters 30, 24.

Ulusay, R., Tuncay, E., Sönmez, H. ve Gökçeoğlu, C., 2004. An Attenuation Relationship Based on Turkish Strong Motion Data and Iso-Acceleration Map of Turkey. Engineering Geology, 74, 265-291.

Utkucu, M., Nalbant, S., McClusky, J., Steacy, S. and Alptekin, Ö., 2003a. Slip Distribution and Stress Changes Associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) Earthquake (Mw=7.1). Geophys. J. Int., 153, 229-241.

Utkucu, M., Alptekin, O., and Pınar, A., 2003b. A Detailed Source Study of The Orta (Çankırı) Earthquake of June 6, 2000 (Ms= 6.1): An Intraplate Earthquake in Central Anatolia. Journal of Seismology; 7, 193-202.

Utkucu, M., Budakoğlu, E. ve Durmuş, H., 2011. Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) depremsellik ve deprem tehlikesi üzerine bir tartışma. Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi, 32 (3), 187-212.

Utkucu, M., 2013. 23 October 2011, Van, Eastern Anatolia, earthquake (Mw=7.1) and seismotectonics of Lake Van area. J. Seismol., 17, 783–805, doi: 10.1007/s10950-012-9354-z.

Vernant, Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld, D., Abbassi, R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martınod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli., F., and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical J. Int., 157, 381-398.

Voidomatis, PH. S., Pavlid, S. B. ve Papadopoulos, G. A., 1990. ActiveDeformation and Seismic Potential in the Serbomacedonian Zone, Northern Greece. Tectonophysics, 179, 1-9.

Wells, D. L., Coppersmith, K. H., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974– 1002.

Westerhaus, M., Wyss, M., Yılmaz, R., and Zschau, J., 2002. Correlating variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 Izmit earthquake of 1999 August 17. Geophysical Journal International, 148, 1, 139-152.

WGCEP, 2007. The Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2), Working Group on California Earthquake Probabilities-USGS Report.

Wiemer, S., McNutt, SR., Wyss, M., 1998. Temporal and three-dimensional spatial

analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera. California., Geophys. J. Int, 134, 409-421.

Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999. Spatial Variability of Seismicity Parameters in Aftershock Zones. J. Geophys. Res,, 104, 13135-13151.

Wiemer, S., and Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times. J. Geophys. Res., 102, 15 115-15, 128.

Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity,: ZMAP. Seis. Res. Lett., 72(2),; 374-383

Yadav, R. B. S., Bayrak, Y., Tripathi, J. N., Chopra, S., Singh, A. P., and Bayrak, E., 2011. A Probabilistic Assessment of Earthquake Hazard Parameters in NW Himalaya and the Adjoining Regions. Pure Appl. Geophys. 169, 1619–1639.

Yalçın, H., Gülen, L., Çağnan, Z., Kalafat, D., 2012 . Kıbrıs ve Yakın Çevresinin Depremselliği. 65. Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri Kitabı, s 4-5. Ankara.

Yarar, R., Ergünay, O., Erdik, M. and Gülkan, P., 1980. A preliminary probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey. Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng., Istanbul, p 309 316.

Yeats, R. S., Huftile, G. J., 1995. The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake. Nature , 373, 418 – 420, doi:10.1038/373418a0.

Yılmaztürk, A. and Burton, P. W., 1999. An evaluation of seismic hazard parameters in southern Turkey. J. Seismol., 3, 61–81.

Zhu, L., Mitchell, B.J., Akyol, N., Cemen, I., Kekovali, K., 2006a. Crustal Thickness Variation in the Aegean Region and Its Implications for the Extension of Continental Crust. J. geophys. Res., 111, B01301, doi:10.1029/2005JB003770

Zhu, L., Akyol N., Mitchell, B. J., Sözbilir, H., 2006b. Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. Geophysical Research Letters, 33, 7, doi: 10.1029/2006GL025842.

Yerbilimleri, 34 (3), 161-176
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Alaköy Fayı'nın Jeomorfolojik Özellikleri ve Tektonik Etkinliği (Van Gölü Havzası – Doğu Anadolu)

Geomorphological Properties and Tectonic Activity of Alaköy Fault (Lake Van Basin– Eastern Anatolia)

CANSU OKULDAŞ[1]*, SERKAN ÜNER[1]

[1]Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080, Zeve Kampüsü, VAN

Geliş *(received)* : 10 Haziran *(June)* 2013
Kabul *(accepted)* : 29 Kasım *(November)* 2013

ÖZ

Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı'nın kuzeyinde bulunan Van Gölü Havzası, Geç Pliyosen'de oluşmuş ve Kuvaterner'de etkili olan volkanizma ile son şeklini almıştır. Van Gölü doğusunda gölün eski çökellerinde, K-G doğrultulu sıkışma ile temsil edilen yeni tektonik döneme ait genç yapısal unsurlar gözlenmektedir. Bu yapılardan biri olan yaklaşık D-B uzanımlı, bindirme karakterindeki Alaköy Fayı, Van şehir merkezine 20 km uzaklıktadır. 23 Ekim 2011 tarihinde meydana gelen 7.1 ve 5.6 (Mw) büyüklüğündeki depremler sırasında en çok hasar gören ve deprem sonrası artçı sarsıntıların en fazla gözlendiği hat üzerinde bulunan fay, morfolojik veriler yardımıyla 25 km boyunca takip edilebilmektedir. Kuvaterner yaşlı göl çökelleri ve kıyı çökelleri içerisinde, yer yer de bu çökeller ile havza temel kayaçları arasında gözlenen fayın etkinliği, akarsu kanalı kenarındaki eşlenmemiş (dönemsiz) teraslar, drenaj sistemindeki kesilme izleri, fay üzerinde gelişmiş yelpazeler ve topografyadaki ani eğim kırılmaları gibi jeomorfolojik veriler yardımıyla belirlenebilmektedir. Bu çalışma ile Alaköy Fayı'na ait, önceki çalışmalarda yer almayan fay düzlemi ölçümlerinin ilk defa ortaya koyulması ve jeomorfolojik veriler yardımıyla fayın güncel etkinliğinin ve bölgesel öneminin tartışılması amaçlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Alaköy Fayı, jeomorfoloji, Van Gölü Havzası, yeni tektonik dönem

ABSTRACT

The Lake Van Basin, formed in the Late Pliocene, is located on the north of Bitlis-Zagros Suture Belt and attained its final shape with Quaternary volcanic activity. Young structures created by N-S compressional neotectonic period are observed in lacustrine deposits of Lake Van. Nearly E-W trending Alaköy Thrust Fault is one of these structures which is 20 km far from Van city center. The most damaged areas due to the 23 October 2011 earthquakes (7.1 and 5.6 Mw) and the intense aftershocks are situated on this fault zone which can be followed along 25 km by geomorphologic indicators. The fault cuts off the Quaternary coastal lacustrine deposits and juxtaposes them with basement rocks of the basin in patches. The activity of the fault can be detected by unpaired terraces near the channel, interrupted drainages, fans formed on the fault and topographic slope breaks. In this study the fault plane measurements of Alaköy Fault are presented for the first time. The purpose of this study is to discuss the recent activity of Alaköy Fault within a regional content with the help of structural and geomorphologic data.

Keywords: *Alaköy Fault, geomorphology, Lake Van Basin, neotectonic period.*

C. Okuldaş
e-posta: cansuokuldas@hotmail.com

GİRİŞ

Avrasya Plakası ile Arap Plakası'nın çarpışma zonunda bulunan Doğu Anadolu Platosu, konumu itibariyle tektonizmanın oldukça aktif olduğu bir bölgede bulunmaktadır. Bu aktivitenin son örneği 23 Ekim 2011 tarihinde gerçekleşen 7.2 (M_w) büyüklüğündeki Van-Tabanlı depremidir. Türkiye'de bir ters fay tarafından üretilen en büyük sismik etkinlik olarak kaydedilen bu deprem (Koçyiğit, 2013), bölgesel tektonizma konusunda ilginin Van ve yakın çevresine dönmesine sebep olmuştur.

Van-Tabanlı Depremi sonrasında bölgenin yeni tektonik döneme ait jeolojik ve jeofizik özelliklerini, inşaat mühendisliği açısından durumunu ortaya koyan yayınlar ve raporlar yayımlanmıştır (Akyüz vd., 2011; Doğan vd., 2011; Emre vd., 2011; Kızılkanat vd., 2011; Koçyiğit vd., 2011; Özkaymak vd., 2011; Utkucu vd., 2011; Aydan vd., 2012; Konagai vd., 2012; Selçuk ve Aydın, 2012; Taşkın vd., 2012; Ulusay vd., 2012; Altıner vd., 2013; Çelebi vd., 2013; Doğan ve Karakaş, 2013; Koçyiğit, 2013; Di Sarno vd., 2013; Utkucu, 2013). Jeolojik çalışmalar genel olarak, bölgedeki çizgiselliklerin belirlenmesi, deprem odak mekanizması çözümlerinin yorumlanması ya da sarsıntılarla oluşan yüzey deformasyonlarının değerlendirilmesinden oluşmaktadır. Bölgenin depremselliği dikkate alındığında, önceki çalışmalarda bahsedilen yapısal unsurların özelliklerinin ortaya konulması büyük önem taşımaktadır.

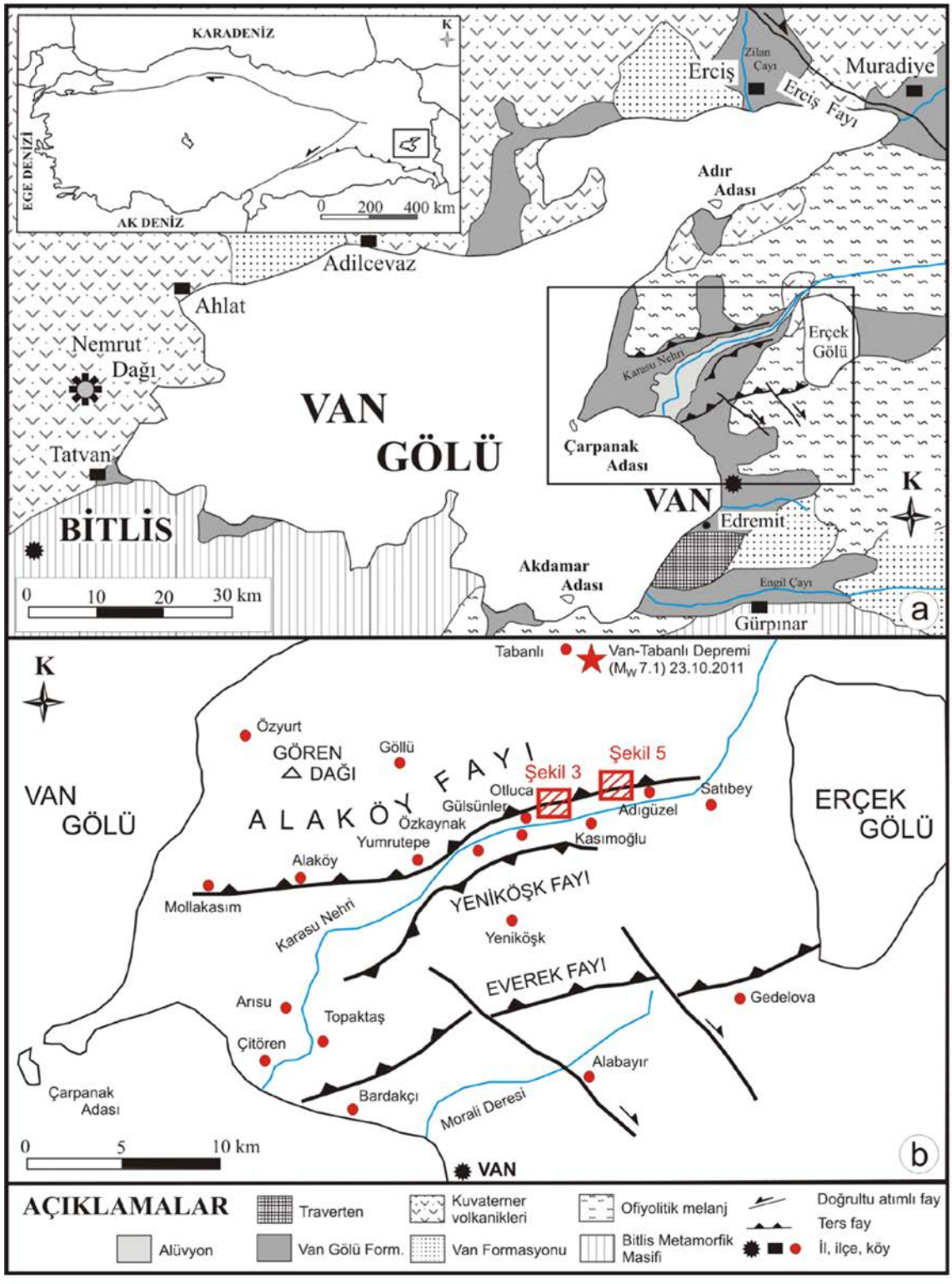
Bu çalışma Van Gölü doğusunda Kuvaterner yaşlı eski, gölsel kıyı çökelleri içerisinde gözlenen bindirme karakterli Alaköy Fayı'nın (Şekil 1) yapısal özelliklerinin ve jeomorfolojik gelişiminin, arazi verilerine dayandırılarak ortaya konulması ve bu fayın bölgesel tektonik sistemdeki yeri ve öneminin tartışılması amacıyla yapılmıştır.

BÖLGESEL JEOLOJİ ve TEKTONİZMA

Doğu Anadolu Platosu'nda yer alan Van Gölü Havzası, günümüzden yaklaşık 13 my önce, Avrasya ve Arap plakaları arasında meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonrası etkili olan sıkışma rejimi ürünü bir havzadır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Sınırları içerisinde dünyanın en büyük soda gölü olan Van Gölü'nü bulunduran havza (Kempe vd., 1978), Geç Pliyosen'de oluşmuş ve Kuvaterner'de etkili olan volkanizma ile son şeklini almıştır (Blumenthal vd., 1964; Wong ve Finckh, 1978; Degens vd., 1984). Yaklaşık 500.000 yaşında olduğu düşünülen Van Gölü'nde (Litt vd., 2009), göl su seviyesi oluşumundan günümüze kadar önemli dalgalanmalar göstermiştir (Degens vd. 1978; Üner, 2003; Kuzucuoğlu vd., 2010). Günümüzde deniz seviyesinden 1650 metre yüksekte bulunan Van Gölü'nün su seviyesinin çıktığı en yüksek değer önceki çalışmalarda; Degens vd. 1978 tarafından 1720 metre (+ 70 m), Kuzucuoğlu vd. 2010 tarafından ise 1755 metre (+105 m) olarak belirtilmiştir. Gerek tektonizma gerekse iklimsel faktörlere bağlı olarak gelişen bu değişimler sonucunda oluşan gölsel çökeller, Van Gölü doğusunda yaygın olarak gözlenmektedir (Aksoy, 1988; Acarlar vd. 1991; Üner vd. 2010; Kuzucuoğlu vd. 2010) (Şekil 1a).

Doğu Anadolu Platosu ve Van Gölü Havzası'nda yeni tektonik dönem Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır (Koçyiğit vd., 2001). Arap Plakası ile Avrasya Plakası arasındaki çarpışmaya bağlı olarak gelişen K-G doğrultulu sıkışma rejimi, D-B doğrultulu ters faylar, KB-GD doğrultulu sağ yönlü ve KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla ile K-G doğrultulu genişleme yapıları tarafından temsil edilir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Bozkurt, 2001; Koçyiğit vd., 2001; Koçyiğit, 2013).

Bölgede tarihsel ve aletsel dönemde farklı büyüklüklerde birçok deprem kaydedilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Utkucu, 2006; Tan vd., 2008; Selçuk vd., 2010). 23 Ekim 2011 tarihli Van-Tabanlı Depremi (M_W 7.2) ve hemen sonrasında yaşananlar deprem etkinliğinin devam ettiğinin önemli bir göstergesidir. Bölgede yeni tektonik dönem depremlerine ait jeolojik kayıtları Van Gölü'nün gölsel çökellerinde ve kıyı çökellerinde görülebilmektedir (Özkaymak, 2003; Üner vd., 2010; Özkaymak vd., 2011; Koçyiğit, 2013; Okuldaş ve Üner, 2013).



Şekil 1. a) Çalışma alanı ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Aksoy, 1988; Acarlar vd., 1991; Üner, 2003'den değiştirilmiştir), b) çalışma alanındaki aktif fayları gösteren harita (Emre vd. 2012; Koçyiğit, 2013'ten).

Figure 1. a) *Simplified geological map of the study area (modified from Aksoy, 1988; Acarlar et al. 1991; Üner, 2003), b) active faults of the study area (from Emre et al. 2012; Koçyiğit, 2013).*

STRATİGRAFİ

Geç Pliyosen'de oluşan Van Gölü Havzası (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986), Bitlis Metamorfikleri, Üst Kretase ofiyolitleri ve Van Formasyonu olarak isimlendirilen Oligosen-Miyosen yaşlı derin denizel çökellerden oluşan bir temel üzerinde bulunmaktadır. Havzada temel kayaçların üzerini, havza batısında ve kuzeyinde yer alan Nemrut ve Süphan volkanlarına ait Kuvaterner yaşlı volkanikler ve bunlarla eş yaşlı Van Gölü Formasyonu olarak isimlendirilen gölsel çökeller uyumsuz olarak örter. Havza çökel dolgusu, travertenler ve pekişmemiş güncel akarsu sedimanlarıyla sona ermektedir (Aksoy, 1988; Acarlar vd., 1991) (Şekil 2a).

Van Gölü'ne ait gölsel çökeller yaygın olarak Van Gölü'nün doğusunda, sınırlı olarak ta güneyinde ve kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1a). Van Gölü'nün doğusunda, Erçek Gölü ile Van Gölü arasındaki bölgede, gölsel çökeller Karasu Nehri'nin çökelleri ile yanal-düşey geçişli halde bulunmaktadır (Okuldaş ve Üner, 2013). İçerisinde dalga ripılları, çapraz tabakalar ve gastropoda kavkıları bulunduran gölsel fasiyesler (Şekil 2b ve 2c), Van Gölü'nün bugünkü su seviyesinin 70 metre üzerinde olduğu dönemdeki (1720 m) sedimantasyonu ifade etmektedir. Bu seviyedeki gölsel çökellerin ve gölsel kıyı çökellerinin günümüzden 18000 yıl önce depolandığı önceki çalışmalarda belirtilmektedir (Degens vd., 1978; Valeton, 1978).

ALAKÖY FAYI

23 Ekim 2011 Van-Tabanlı Depremi'ni üreten Everek Fayı'nın 9 km kuzeyinde, Van İli Merkez İlçeye bağlı Mollakasım ile Adıgüzel köyleri arasında, yaklaşık 25 km boyunca uzanan yaklaşık D-B gidişli fay, Koçyiğit (2013) tarafından Alaköy Fayı olarak isimlendirilmiştir. Adıgüzel, Kasımoğlu, Otluca, Gülsünler, Özkaynak, Alaköy ve Mollakasım köylerinden geçen Alaköy Fayı (Şekil 1b) yer yer Van Gölü'nün eski çökelleri içerisinde, yer yer de bu çökeller ile temel kayaçlar arasında gözlenmektedir.

Yapısal Özellikleri ve Depremselliği

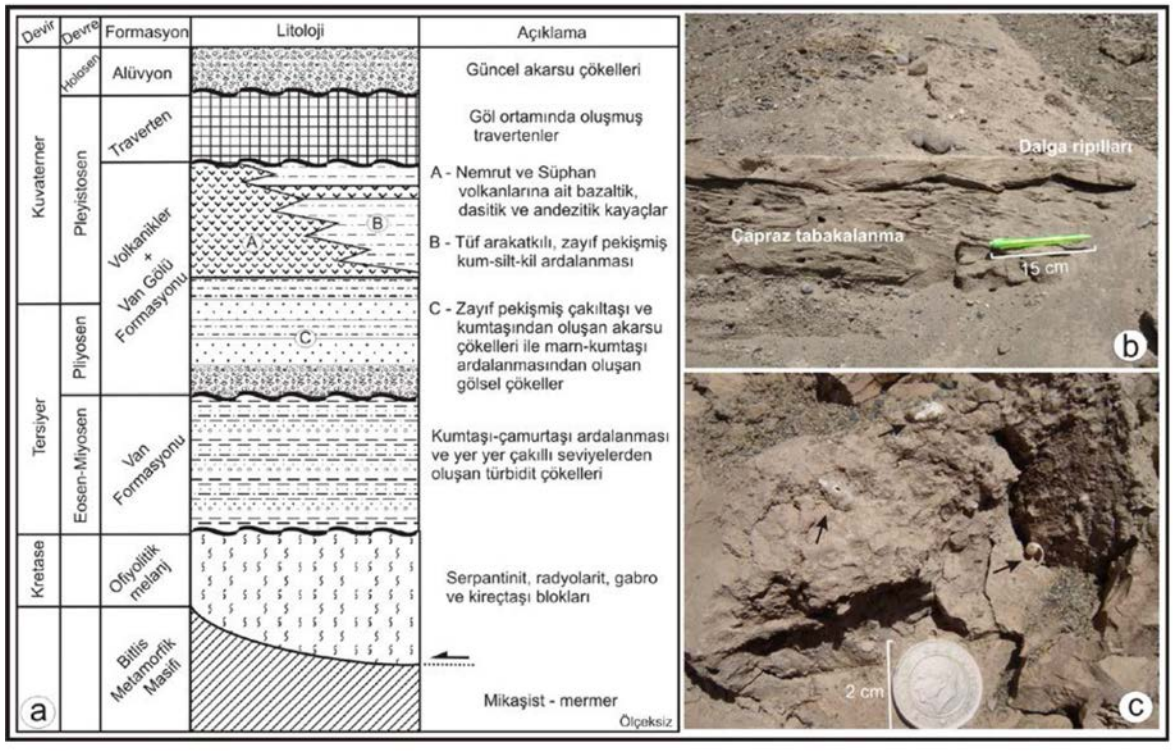
Kasımoğlu Köyü kuzeybatısında yapılan arazi çalışmaları sırasında, gölsel kıyı çökelleri içerisinde Alaköy Fayı'na ait fay düzlemi belirlenmiştir. Alaköy Fayı bu lokasyon için K70ºB / 26º KD konuma ve eğim yönünde 2 metrelik atıma sahiptir (Şekil 3a). Kaba kum ve ince çakıldan oluşan birim içerisinde gözlenen, fay düzlemi üzerindeki kayma çizikleri 90°'lik sapma açısı sunmaktadır (Şekil 3b).

Son 1,5 yıl içerisinde, çalışmanın konusunu oluşturan Alaköy Fayı üzerinde kaydedilen deprem etkinliğine bakıldığında; 3 adet 5'ten büyük, 11 adet 4 ile 5 arası ve 77 adet 3 ile 4 arası büyüklüğe sahip toplam 91 adet deprem verisi göze çarpmaktadır (Çizelge 1). Bu hat üzerindeki odak mekanizması çözümü yapılan depremler (EMSC, 2013), Alaköy Fayı'ndaki etkinliğin, yaklaşık D-B doğrultulu ve yer yer az miktarda doğrultu atım bileşenine sahip, ters fay karakterinde olduğunu göstermektedir (Şekil 4).

Jeomorfolojik Özellikleri

Morfolojik yapılardaki değişimin belirlenmesi, bölgesel tektonik etkinliğin karakteri, hızı ve devamlılığı hakkında önemli ipuçları sunmaktadır. Flüvyal sistemlerdeki tektonik deformasyon ile ilgili jeomorfolojik indisler daha çok deformasyonun akarsu kanalına paralel olduğu durumlar ile ilişkilidir. Bununla beraber, akarsu kanalına dik yönde gelişen deformasyonu gösteren az sayıda jeomorfolojik belirteç bulunmaktadır (Keller ve Pinter, 2002).

Çalışma alanında, Alaköy Fayı'na paralel konumda akış gösteren Karasu Nehri yatağında tektonik deformasyon ile oluşan bazı morfolojik yapılar göze çarpmaktadır. Eşlenmemiş teraslar ve bunların eğim açıları, drenaj sistemindeki kesilme izleri, fay üzerinde gelişmiş yelpazeler ve ani eğim kırılmaları gibi jeomorfolojik özellikler, fay üzerindeki deprem verileri ile beraber değerlendirildiğinde Alaköy Fayı'nın Geç Kuvaterner dönem etkinliğini ortaya koymaktadır.



Şekil 2. a) Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Aksoy, 1988; Acarlar vd., 1991'den değiştirilmiştir). Van Gölü Formasyonu gölsel çökellerinde gözlenen, b) dalga ripılları ve çapraz katmanlanma, c) gastropoda fosilleri.
Figure 2. a) Generalized stratigraphic columnar section of the study area (modified from Aksoy, 1988; Acarlar et al., 1991). b) wave ripples and cross bedding, c) gastropoda fossils from lacustrine deposits of Van Gölü Formation.

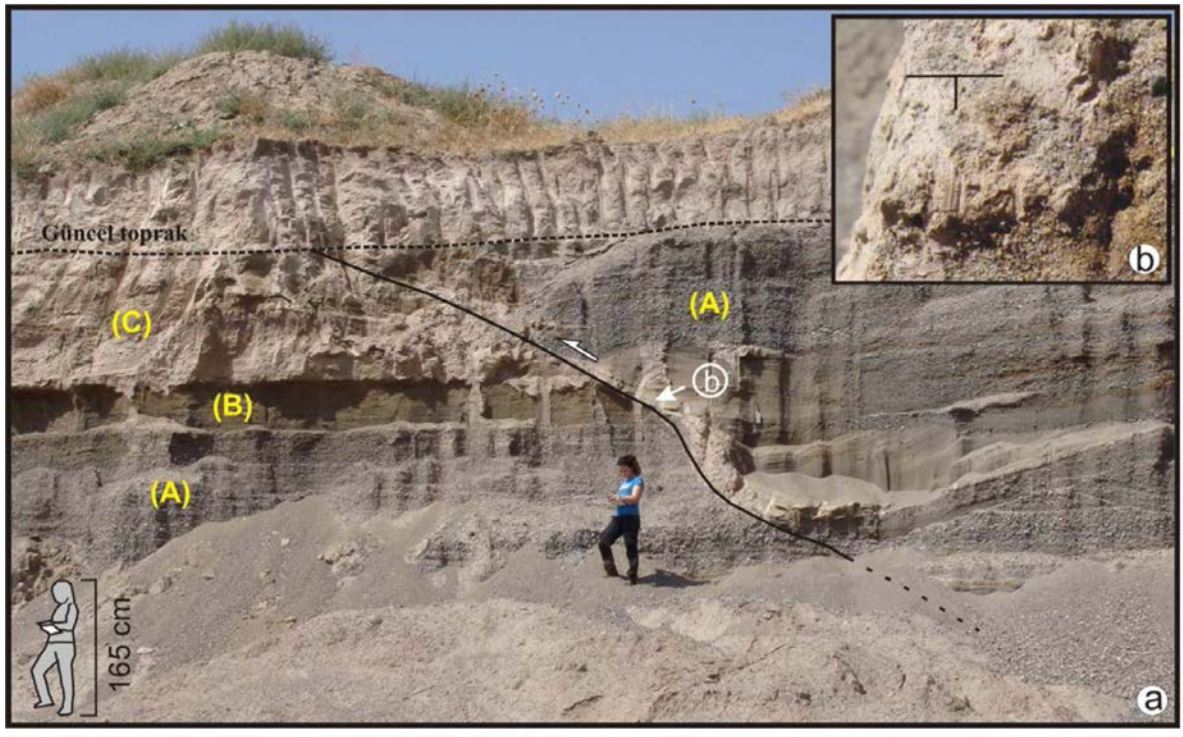
Eşlenmemiş teraslar ve eğim açıları

Karasu Nehri, Erçek Gölü'nün batısında Satıbey Köyü ile Yumrutepe Köyü arasında Alaköy Fayı'na yaklaşık paralel konumda akmaktadır. Kasımoğlu ve Adıgüzel köyleri civarında Karasu Nehri'nin yatağı incelendiğinde, akarsu kanalının güneyinde üç ayrı teras (T1-T2-T3), kuzeyinde ise tek bir teras (T3) bulunmaktadır (Şekil 5a ve 5b). Akarsu güneyindeki T1 ve T2 teraslarının karşılığı olan teraslar kanalın diğer tarafında gözlenememektedir. Eşlenmemiş (dönemsiz) teras olarak isimlendirilen bu teraslardan yapılan pusula ölçümlerine göre, T1 terası 9° eğim açısına, T2 terası 4° eğim açısına sahipken, T3 terası yatay konumdadır.

Akarsu kanalındaki derine kazılma ve kanalın tektonizma sebepli göçü, farklı eğim açılarına sahip eşlenmemiş terasları oluşturabilmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Miall, 2006). Bölgede yapılan çalışmalarda elde edilen veriler, Alaköy Fayı ile Yeniköşk Fayı arasında yer alan Karasu Nehri kanalının, tektonizmaya bağlı asimetrik yükseklik değişimi sebebiyle üç aşamalı olarak kuzeye göç ettiğini göstermektedir (Şekil 5c). Bu durumun hem eşlenmemiş terasların oluşmasına hem de mevcut T1 ve T2 teraslarının eğim kazanmasına sebep olduğu düşünülmektedir.

Drenaj sisteminin kesilmesi

Karasu Nehri yaklaşık İran sınırından başlayan ve Van Gölü'ne kadar uzanan geniş bir drenaj alanına sahiptir. Erçek Gölü ile Van Gölü arasında, Otluca, Kasımoğlu ve Adıgüzel köyleri



Şekil 3. a) Alaköy Fayı'nın arazi görüntüsü; (A) çakıl, (B) kaba kum, (C) silt-kil, b) fay düzlemi üzerindeki kayma çiziklerinin görüntüsü.
Figure 3. a) Field photograph of Alaköy Fault; (A) gravel, (B) coarse sand, (C) silt-clay, b) close-up view of slickenlines on fault plane.

civarında, akarsu kanalı kuzeyinde yer alan drenaj kanallarının bir kısmının kurumuş ve bir hat boyunca kesilmiş olduğu gözlenmektedir (Şekil 6a).

Bir akarsuyun drenaj kanallarındaki kesilme, ya tektonizma etkisi ile ya da nehir akış sistemindeki ani değişimlere bağlı olarak oluşabilmektedir (Keller ve Pinter, 2002; Huggett, 2007). Çalışma alanında belirlenen kesilmiş drenaj kanalları akarsu kanal seviyesinin yer yer 13 metre üzerinde bulunmaktadır (Şekil 6b). Bu durum kanallardaki kesilmenin, flüvyal sistemdeki değişiklik ya da taşkın sebepli drenaj boğulması şeklinde oluşmadığını göstermektedir. Drenaj kanallarının bir hat boyunca kesilmesi ve aynı hat üzerinde fay düzleminin bulunması (Şekil 3) tektonizma sebepli bir deformasyonu işaret etmektedir.

Fay üzerinde gelişmiş alüvyon yelpazeleri

Alaköy Fayı üzerinde çeşitli büyüklüklerde yelpazeler gelişmiştir. Alaköy Bindirmesi tavan bloğu üzerindeki yüksek kesimlerden, yapısal süreçler sonucu aşınan sedimanların taban blok üzerinde depolanmasıyla oluşan bu yelpazeler, fayın etkinliğini gösteren belirteçlerden bir tanesidir. Fay üzerinde gelişen yelpazelerden en büyüğü, yaklaşık 25 km^2 yayılıma sahip Alaköy Yelpazesi'dir (Şekil 7). Gören Dağı'ndan (Şekil 1b) aşınan sedimanlar tarafından oluşturulan yelpaze, Alaköy ile Arısu köyleri arasında geniş bir alanda gözlenmektedir. Fay hattı üzerinde, Adıgüzel Köyü civarında daha küçük yayılımlı yelpazeler de bulunmaktadır.

Ani eğim kırılması

Bilindiği gibi, bir çizgisellik boyunca yamaç eğim açısı değerlerinde meydana gelen ani

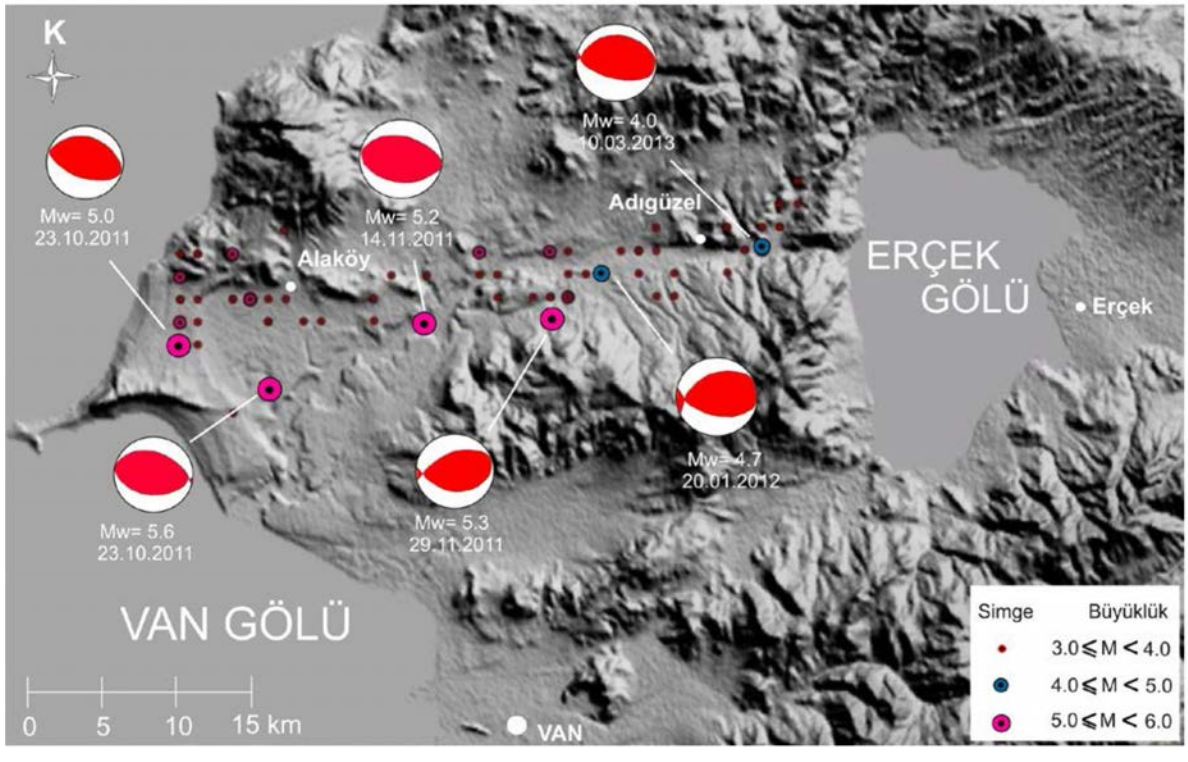
Çizelge 1. Alaköy Fayı ve yakın çevresinde 23 Ekim 2011 – 18 Nisan 2013 tarihleri arasında meydana gelmiş 3 ve üzeri büyüklüklerdeki depremlere ait kayıtlar (EMSC, 2013)

Table 1. Earthquake records with magnitude 3 and higher occured on the Alaköy Fault and surrounding area between 23 October 2011 – 18 April 2013 (EMSC, 2013)

Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük (Mw)	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük (Mw)
23.10.2011	38.70	43.18	7	3.8	20.11.2011	38.70	43.17	2	3.9
23.10.2011	38.73	43.52	7	3.0	21.11.2011	38.68	43.21	18	4.3
23.10.2011	38.71	43.48	2	3.8	29.11.2011	38.67	43.38	10	5.3
23.10.2011	38.70	43.49	5	3.3	30.11.2011	38.73	43.52	2	3.2
23.10.2011	38.69	43.40	7	3.1	07.11.2011	38.70	43.43	5	3.0
23.10.2011	38.69	43.17	7	4.5	08.12.2011	38.68	43.28	7	3.0
23.10.2011	38.70	43.34	2	4.9	09.12.2011	38.73	43.52	5	3.4
23.10.2011	38.64	43.22	12	5.6	12.12.2011	38.68	43.39	7	4.1
23.10.2011	38.66	43.17	12	5.0	15.12.2011	38.70	43.44	7	3.2
24.10.2011	38.68	43.20	2	3.2	22.12.2011	38.68	43.45	7	3.0
24.10.2011	38.67	43.22	7	3.4	27.12.2011	38.68	43.23	19	3.8
24.10.2011	38.67	43.25	11	3.0	16.01.2012	38.68	43.17	7	3.0
24.10.2011	38.67	43.28	7	3.2	17.01.2012	38.68	43.37	19	3.6
24.10.2011	38.69	43.40	2	3.8	20.01.2012	38.70	43.50	21	4.7
24.10.2011	38.71	43.50	2	3.8	16.02.2012	38.69	43.22	13	3.0
24.10.2011	38.72	43.51	2	3.1	18.03.2012	38.67	43.24	18	3.4
24.10.2011	38.70	43.38	2	4.2	04.04.2012	38.69	43.48	20	3.8
25.10.2011	38.68	43.17	7	3.7	13.05.2012	38.72	43.52	12	3.0
25.10.2011	38.68	43.38	20	3.0	20.07.2012	38.69	43.41	8	4.3
25.10.2011	38.71	43.51	2	3.2	25.07.2012	38.69	43.34	21	3.1
26.10.2011	38.68	43.38	2	3.6	25.07.2012	38.69	43.39	2	3.3
26.10.2011	38.72	43.51	7	3.3	14.08.2012	38.68	43.39	7	3.0
26.10.2011	38.70	43.20	7	4.7	13.10.2012	38.69	43.31	7	3.0
26.10.2011	38.67	43.31	2	4.1	09.11.2012	38.68	43.20	19	3.2
27.10.2011	38.68	43.44	2	3.3	10.11.2012	38.66	43.18	20	3.9
27.10.2011	38.69	43.45	7	3.1	18.11.2012	38.63	43.20	5	3.3
27.10.2011	38.71	43.48	7	3.0	24.11.2012	38.69	43.31	7	3.2
27.10.2011	38.70	43.49	7	3.4	07.12.2012	38.72	43.19	7	3.1
28.10.2011	38.68	43.22	5	3.3	17.12.2012	38.69	43.53	15	3.4
28.10.2011	38.71	43.51	2	3.8	19.12.2012	38.68	43.22	10	3.5
29.10.2011	38.73	43.52	5	3.4	22.12.2012	38.66	43.50	10	3.0
31.10.2011	38.68	43.20	7	3.3	03.01.2013	38.68	43.19	15	3.2
02.11.2011	38.70	43.42	14	3.6	08.01.2013	38.69	43.29	5	3.8
03.11.2011	38.70	43.18	7	3.0	11.01.2013	38.71	43.23	7	3.2
06.11.2011	38.69	43.35	5	3.6	22.01.2013	38.64	43.25	18	3.8
07.11.2011	38.70	43.39	7	3.2	23.01.2013	38.64	43.19	5	3.8

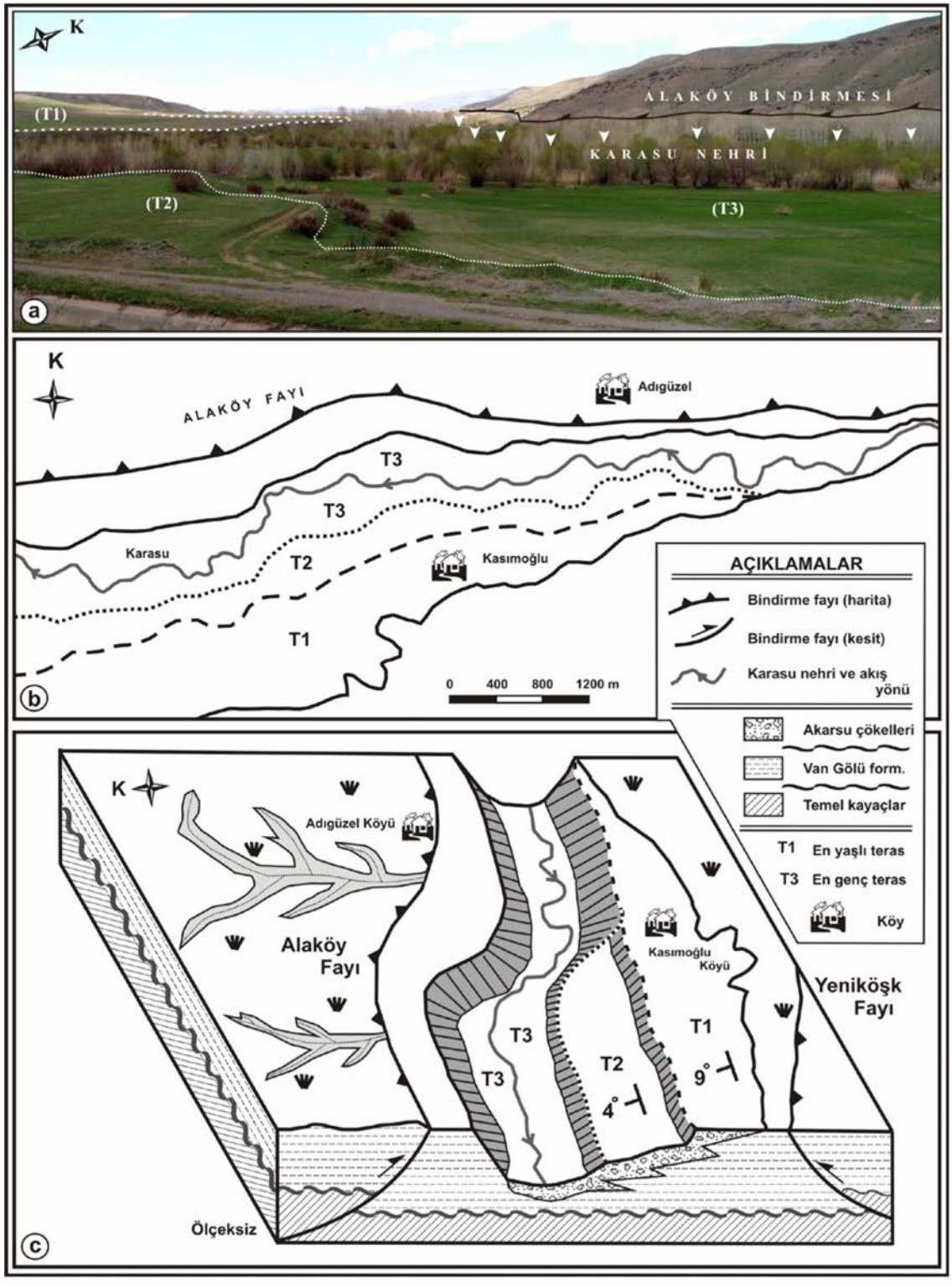
Çizelge 1. Devamı.

Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük (Mw)	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük (Mw)
08.11.2011	38.69	43.41	5	3.1	26.01.2013	38.72	43.26	7	3.1
08.11.2011	38.67	43.17	7	4.2	29.01.2013	38.64	43.18	5	3.4
10.11.2011	38.69	43.43	4	3.5	12.02.2013	38.62	43.19	5	3.0
10.11.2011	38.71	43.44	5	3.3	10.03.2013	38.73	43.49	5	3.4
13.11.2011	38.68	43.18	7	3.0	10.03.2013	38.71	43.48	10	4.0
14.11.2011	38.67	43.22	2	3.1	19.03.2013	38.69	43.18	9	3.2
14.11.2011	38.66	43.27	10	5.2	25.03.2013	38.70	43.18	5	3.6
16.11.2011	38.68	43.35	15	3.0	28.03.2013	38.62	43.18	5	3.3
17.11.2011	38.67	43.18	10	3.2	18.04.2013	38.63	43.15	5	3.2
18.11.2011	38.70	43.43	7	3.0					



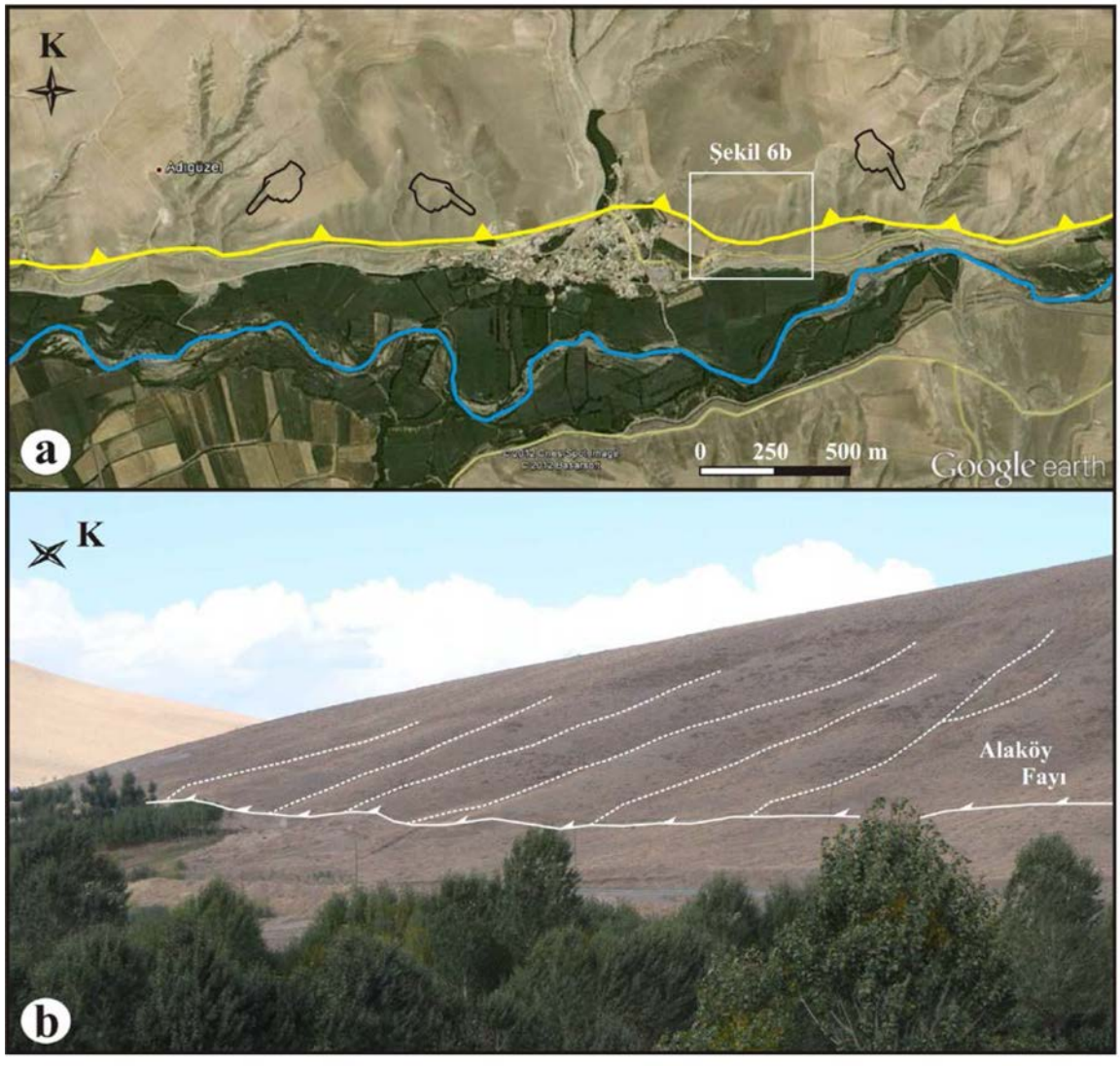
Şekil 4. Alaköy Fayı ve yakın çevresinde 23 Ekim 2011 – 18 Nisan 2013 tarihleri arasında meydana gelmiş 3 ve üzeri büyüklüklerdeki depremlerin dış merkezleri ve bazı depremlerin odak mekanizması çözümlerini gösteren harita (EMSC, 2013).

Figure 4. Map of earthquake epicenters with magnitude 3 and higher and earthquake focal mechanism solutions on the Alaköy Fault and surrounding area between 23 October 2011 – 18 April 2013 (EMSC, 2013).



Şekil 5. Karasu Nehri eski teraslarının, a) arazi fotoğrafı, b) harita görünümü, c) üç boyutlu oluşum modeli.

Figure 5. a) Field photograph, b) map view, c) three dimensional formation model of Karasu River terraces.



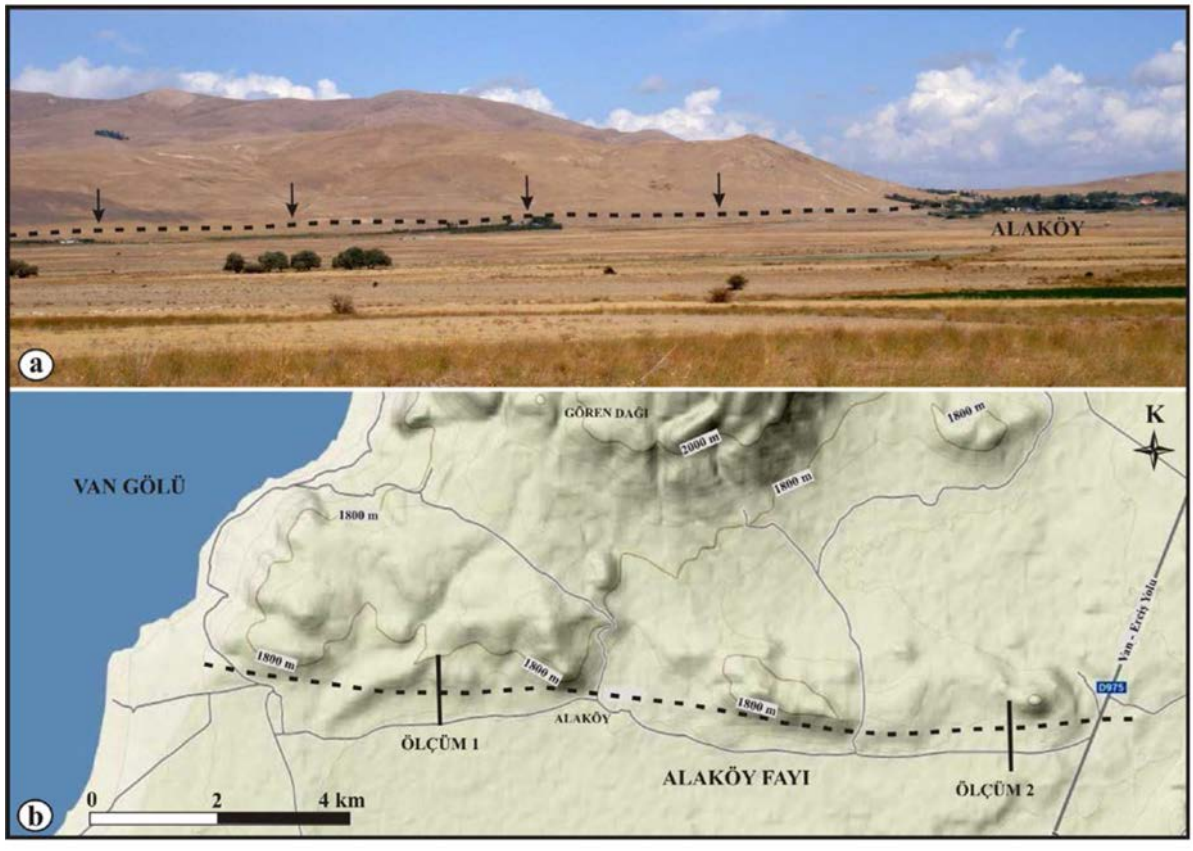
Şekil 6. Alaköy Fayı üzerindeki kesilmiş drenaj kanallarının, a) Google Earth uydu görüntüsü, b) arazi fotoğrafı.
Figure 6.a) Google Earth satellite image, b) field photograph of truncated feeder channels of Karasu River on Alaköy Fault.

değişimler, fay hatlarını gösteren önemli jeomorfolojik belirteçlerdendir. Alaköy Fayı'nın Mollakasım ve Yumrutepe köyleri arasında kalan batı kesimine ait yamaç eğim açısı değerleri incelendiğinde ani eğim kırılmaları göze çarpmaktadır. Alaköy-Mollakasım köyleri arasında topografik eğimin 15° den ani şekilde 3° ye düşmesi (Şekil 8-Ölçüm 1), ya da Yumrutepe Köyü güneyinde, topografik eğimin 28° den 4° ye düşmesi (Şekil 8-Ölçüm 2) bunun en güzel örnekleridir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Van Gölü'nün eski çökellerindeki faylar, Van Gölü doğusunun ve geniş anlamda bu bölgenin yeni tektonik dönem özelliklerinin anlaşılmasında

Şekil 7. Alaköy Fayı üzerindeki alüvyon yelpazesi çökellerinin Google Earth uydu görüntüsü.
Figure 7. Google Earth satellite image of alluvial fan deposits on Alaköy Fault.



Şekil 8. Alaköy Fayı üzerinde gözlenen topografik eğim kırılması (Alaköy batısı); (a) arazi fotoğrafı, (b) Google Earth kabartı haritası. (Kesikli çizgi fay izini göstermektedir).
Figure 8. Topographic slope break observed on Alaköy Fault (west of Alaköy Village); (a) Field photograph, b) Google Earth relief map view. (Dashed line shows fault trace).

anahtar rol oynamaktadır. Bu dönem faylarından birisi olan Alaköy Fayı, Van şehir merkezi kuzeyinde Adıgüzel Köyü'nden başlayıp D-B doğrultulu olarak Mollakasım Köyü'ne kadar yaklaşık 25 km boyunca uzanmaktadır.

Bu çalışma ile Van Gölü'ne ait Kuvaterner yaşlı gölsel kıyı çökelleri içerisinde gözlenen Alaköy Fayı'na ait fay düzlemi kayma verileri ilk kez ortaya konulmuştur. Buna göre, Kasımoğlu Köyü KB'sında fay K70B / 26 KD konumunda ve eğim yönünde 2 metrelik atıma sahiptir. Alaköy Fayı'ndan ölçülen bu düzlem verileri, yeni tektonik dönem karakterine uygun KKD-GGB doğrultulu bir sıkışmayı göstermektedir.

Van Gölü doğusunda yayılım gösteren ve deniz seviyesinden 1720 m yüksekte bulunan gölsel kıyı çökellerinin günümüzden 18000 yıl önce depolandığı bilinmektedir (Degens vd., 1978; Valeton, 1978). Alaköy Fayı'nın bu çökelleri kesiyor olması, bindirme karakterli Alaköy Fayı'nın genç bir fay olduğunun göstergesidir.

Eşlenmemiş teraslar, teraslardaki eğim açılarının farklılığı, kesilmiş drenajlar, fay üzerinde gelişmiş yelpazeler ve ani eğim kırılması gibi jeomorfolojik veriler Alaköy Fayı'nın Geç Kuvaterner etkinliğini ortaya koymaktadır.

23 Ekim 2011 tarihinde Van'da gerçekleşen Van-Tabanlı Depremi (M_w 7.2) hem tarihsel hem de aletsel dönemde bu coğrafyada yaşanan en büyük depremlerden bir tanesidir. Gerek ana şok, gerekse artçı şoklar sırasında bölgede Erciş İlçesi'nden sonra en fazla hasar gören yerleşim yerleri Alaköy Fayı'nın geçtiği hat üzerinde kalan köylerdir. Son 1,5 yılda Alaköy Fayı üzerinde ölçülen 3.0 ve üzeri büyüklüklerdeki depremler, fayın enerjisinin boşalmakta olduğunu gösterse de, Alaköy Fayı üzerinde ya da hemen yakınında bulunan Koçköy, Kasımoğlu, Özkaynak, Otluca, Yumrutepe, Alaköy ve Mollakasım köylerinin yanı sıra Van şehir merkezinin de tehlikeli bir konumda bulunduğu açıkça söylenebilir.

Alaköy Fayı, MTA Genel Müdürlüğü tarafından Emre vd. (2012)'ne hazırlatılan Türkiye Diri Fay Haritası'nda yer almamaktadır. Bu çalışmada etkinliğinden, konumundan ve jeomorfolojik özelliklerinden bahsedilen bu fayın Türkiye Diri Fay Haritası'na işlenmesi gerektiğini düşünmekteyiz.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü bünyesinde Cansu Okuldaş tarafından yapılan yüksek lisans tezinin bir bölümüdür.

KAYNAKLAR

Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Elibol, E., Erkan, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Uğuz, M.F., ve Umut, M., 1991. Van Gölü doğusu ve kuzeyinin jeolojisi, MTA Rapor No. 9469, Ankara, 94 s (yayımlanmamış).

Aksoy, E., 1988. Van ili doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ, 171 s (yayımlanmamış).

Akyüz, S., Zabcı, C., Sancar, T., 2011. 23 Ekim 2011 Van depremi hakkında ön rapor. İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Teknik Rapor, İstanbul.

Altıner, Y., Söhne, W., Güney, C., Perlt, J., Wang, R., Muzli, M., 2013. A geodetic study of the 23 October 2011 Van, Turkey earthquake, Tectonophysics 588, 118-134.

Ambraseys, N.N., Finkel, C., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas 1500–1800. Eren Publishers, Istanbul.

Aydan, Ö., Ulusay, R., Kumsar, H., Konagai, K., 2012. Site investigation and engineering evaluation of the Van Earthquakes of October 23 and November 9, 2011. Japan Society of Civil Engineers. Technical Report, 143 p.

Blumenthal, M.M., Van der Kaaden, G., and Vlodavetz, V.I., 1964. Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Part XVII Turkey and the Caucasus. International Association of Volcanology, 17, 1-23.

Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis. Geodinamica Acta, 14, 3-30.

Çelebi, E., Aktaş, M., Çağlar, N., Özocak, A., Kutanis, M., Mert, N., Özcan, Z., 2013. October 23, 2011 Turkey/Van–Ercis earthquake: structural damages in the residential buildings. Natural Hazards 65, 2287–2310.

Degens, E. T., Wong, H. K., Kempe, S., and Kurtman, F., 1984. A geological study of Lake Van, eastern Turkey. Geologische Rundschau, 73-2, 701–734.

Degens, E. T., Wong, H. K., Kurtman, F., and Finckh, P., 1978. Geological Development of Lake Van: A Summary. In: The Geology of Lake Van, E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Publication No.169, pp. 134-146.

Di Sarno, L., Yenidoğan, C., Erdik, M., 2013. Field evidence and numerical investigation of the Mw = 7.1 October 23 Van, Tabanlı and the MW > 5.7 November earthquakes of 2011. Bulletin of Earthquake Engineering 11, 313–346.

Doğan, B., Karakaş, A., 2013. Geometry of coseismic surface ruptures and tectonic meaning of the 23 October 2011 Mw 7.1 Van earthquake (East Anatolian Region, Turkey). Journal of Structural Geology 46, 99-114.

Doğan, B., Karakaş, A., Karaağaç, S., 2011. 23 / 10 / 2011 tarihli Van (Bardakçı-Kozluca köyleri) Depremi Ön Değerlendirme Raporu, Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Teknik Rapor, İzmit.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., 2011. 23 Ekim Van Depremi saha gözlemleri ve kaynak faya ilişkin ön değerlendirmeler. MTA Genel Müdürlüğü, Teknik Rapor, Ankara.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş., Elmacı, H., 2012. 1:250000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Van (NJ38-5) Paftası, Seri No:52, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.

EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre), 2013. http://www.emsc-csem.org: (28 Nisan 2013).

Huggett, R.J., 2007. Fundamentals of Geomorphology (2nd ed.), Taylor & Francis Group. 448 p.

Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics; Earthquakes, Uplift and Landscape. Second Edition, Prentice Hall, 362 p.

Kempe, S., Khoo, F., and Gürleyik, Y., 1978. Hydrography of Lake Van and its drainage area. In: The Geology of Lake Van, E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication No.169, pp. 30-44.

Kızılkanat, A., Koçak, A., Coşar, A., Güney, D., Selçuk, M.E., Yıldırım, M., 2011. 23 Ekim 2011 Van Depremi Ön İnceleme Raporu, Yıldız Teknik Üniversitesi, Teknik Rapor, İstanbul.

Koçyiğit, A., 2013. New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 62, 586-605.

Koçyiğit, A., Deveci, Ş., Kaplan, M., 2011. Van Depremleri Raporu (23 Ekim – 30 Kasım 2011). Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Teknik Rapor, Ankara.

Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta, 14, 177-195.

Konagai, K., Ulusay, R., Kumsar, H., Aydan, Ö., Çelebi, M., 2012. The characteristics of seismic, strong motion and structural damage of the 2011 Van-Erciş Earthquake. Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4, 2012, Tokyo, Japan, 1902-1913.

Kuzucuoğlu, C., Christol, A., Mouralis, D., Doğu, A.F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabıyıkoğlu, M., Scaillet, S., Reyss, J.L., Guillou, H., 2010. Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van. Journal of Quaternary Science 25, 1124-1137.

Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örçen, S. ve Çağatay, M.N., 2009. Van Gölü Sondaj Projesi 'PALEOVAN', Uluslararası Bilimsel Kıta Sondaj Programı (ICDP): Yaklaşan Derin Sondaj Seferi ve Bilimsel Hedefler. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, s. 718-719.

Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits; Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag Berlin, 582 p.

Okuldaş, C., Üner, S., 2013. Alaköy Fayı'nın Jeomorfolojik Özellikleri. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 1-5 Nisan 2013, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara, 56-57.

Özkaymak, Ç., 2003. Van Şehri ve Yakın Çevresinin Aktif Tektonik Özellikleri. Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (Yüksek Lisans Tezi, basılmamış), 76 s.

Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H., Çağlan, D. 2011. 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla İlişkisi. Jeoloji Jeoloji Mühendisliği Dergisi 35 (2), 175–199.

Selçuk, L., Aydın, H., 2012. Kuvaterner Yaşlı Alüvyal Zeminlerin Kuvvetli Yer Hareketine Etkisi: 2011 Van Depremleri. Jeoloji Mühendisliği Dergisi 36 (2), 75-97.

Selçuk, L., Sağlam Selçuk, A., Beyaz, T., 2010. Probabilistic seismic hazard assessment for Lake Van basin, Turkey. Natural Hazards 54, 949-965.

Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 107, 73-94.

Tan, O.M., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A., 2008. The earthquake catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 405–418.

Taşkın, B., Sezen, A., Tuğsal, Ü.M., Erken, A., 2012. The aftermath of 2011 Van earthquakes: evaluation of strong motion, geotechnical and structural issues. Bulletin of Earthquake Engineering, 11, 285–312.

Ulusay, R., Kumsar, H., Konagai, K., Aydan, Ö., 2012. The Characteristics of Geotechnical Damage by the 2011 Van-Erciş Earthquake. Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1-4, 2012, Tokyo, Japan, 1926-1937.

Utkucu, M., 2006. Implications for the water level change triggered moderate (M ≥ 4.0) earthquakes in Lake Van basin, Eastern Turkey. Journal of Seismology, 10, 105–117.

Utkucu, M., 2013. 23 October 2011 Van, Eastern Anatolia, earthquake (MW 7.1) and seismotectonics of Lake Van area. Journal of Seismology 17, 783–805.

Utkucu, M., Budakoğlu, E., Yalçın, H., Durmuş, H., Kalkan, H., Gülen, L., 2011. 23 Ekim 2011 Van Depremi (*M*w=7.2) Hakkında Ön Rapor, Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 10 s.

Üner, S., 2003. Van Gölü doğusu (Beyüzümü-Göllü dolayı) Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çökellerin sedimantolojisi. Yüksek lisans tezi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü, Van, 73 s (yayımlanmamış).

Üner, S., Yeşilova, Ç., Yakupoğlu, T., Üner, T., 2010. Pekişmemiş sedimanlarda depremlerle oluşan deformasyon yapıları (sismitler): Van Gölü Havzası, Doğu Anadolu. Yerbilimleri, 31 (1), 53-66.

Valeton, I., 1978. A morphological and petrological study of the terraces around Lake Van, Turkey. In: The Geology of Lake

Van, E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication No.169, pp. 64-80.

Wong, H.K., and Finckh, P., 1978. Shallow structures in Lake Van. In: The Geology of Lake Van, E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication, No.169, pp. 20-28.

Yerbilimleri, 34 (3), 177-190
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Determination of Horizontal Locations and Depths of Magnetic Sources Using Continuous Wavelet Transform

Sürekli Dalgacık Dönüşümü Kullanılarak Manyetik Kaynakların Yatay Konumlarının ve Derinliklerinin Belirlenmesi

Bülent ORUÇ

Kocaeli Universitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Umuttepe Yerleşkesi, 41380 İzmit-Kocaeli

Geliş *(received)* : 15 Temmuz *(July)* 2013
Kabul *(accepted)* : 02 Aralık *(December)* 2013

ABSTRACT

This paper outlines the effects of resolution of magnetic anomaly data with continuous wavelet transform (CWT) technique. Using complex wavelets to analyze magnetic data allows us to find the position of buried sources for different inclination of their induced magnetization vector in scale space domain. The CWT local modulus maxima of wavelet coefficients of magnetic field data exhibit cone like structures for isolated and extended bodies. Thus, the modulus maxima lines of the coefficients (ridges of wavelet transform) are used to find location and mean depths of anomalous sources. First, I summarize the theory, which primarily consists of interpreting magnetic fields via the properties of the upward continued derivative field with the application shown on synthetic magnetic data and finally, the technique has been applied to the total field magnetic anomaly from Kesikköprü (Bala-Ankara) iron bed. I have also compared the CWT solutions with the results from Euler deconvolution (ED). The iron bed was estimated at a depth of about 40 m from both techniques.

Anahtar Kelimeler: Magnetic anomalies, continuous wavelet transform, local maxima, source position

ÖZ

Bu çalışma sürekli dalgacık dönüşümü (CWT) tekniği ile manyetik anomali verilerinin çözünürlüğündeki etkilerini açıklamaktadır. Manyetik verileri analiz etmek için kullanılan karmaşık dalgacıklar, ölçekleme ortamında, indükleme ile kazanılmış mıknatıslanma doğrultusunun farklı doğrultuları için gömülü kaynakların yatay lokasyonlarını belirlemede kullanılır. Manyetik alan verilerinin dalgacık katsayılarının CWT yerel genlik maksimumları, sonlu ve uzanım gösteren kütleler için konik özellkiler sunar. Böylece, katsayıların genlik maksimum çizgileri (dalgacık dönüşümünün sırtları), anomali kaynaklarının ortalama konumlarını ve derinliklerini bulmak için kullanılabilir. Çalışmada ilk olarak, yukarı uzanımın türev özellikleriyle yöntemin manyetik alan verilerini yorumlamadaki temel ilkeleri ele alınmıştır. CWT tekniği, Kesikköprü (Bala-Ankara) bölgesi demir cevherinin toplam alan manyetik anomalisine uygulanmıştır. Aynı veriye uygulanan Euler dekonvolüsyon tekniğinden elde edilen sonuçlarla CWT çözümleri karşılaştırılmıştır. Her iki teknikten cevher yatağı yaklaşık 40 m derinlikte belirlenmiştir.

Keywords: *Manyetik anomaliler, sürekli dalgacık dönüşümü, yerel maksimumlar, kaynak konumu*

B. Oruç
e-posta: bulent.oruc@kocaeli.edu.tr

INTRODUCTION

Magnetic data play an important role in the study of subsurface modeling because of the susceptibility contrasts in the subsurface. Magnetic surveys for environmental applications are usually employed to detect buried metallic sources in the investigation of mining area. In most mining applications, especially in shallow surveys, a simple interpretation of the maps allows one to localize the main metallic features in the subsurface. Data processing with enhancement procedure can substantially improve the reliability of magnetic surveys. Many different approaches are commonly used to analyze information regarding the source depth and locations.

Most of the methods such as Werner deconvolution (Hartman *et al*., 1971), the analytic signal (Nabighian, 1984; Roest *et al*., 1992) and the enhanced analytic signal (Hsu *et al.,* 1996, 1998) were essentially implemented to give an estimation of the depth to the sources. Thompson (1982) first presented the method known as ED which provides an information on the depth and other geometrical source parameters. The ED was extended to the analysis of maps by Reid *et al*. (1990). The source parameter imaging method was presented by Thurston and Smith (1997) and Smith *et al.* (1998). The same information as the ED by computing the so-called 'local wavenumber' was essentially obtained.

Holschneider (1995) has developed the wavelet transform (WT) as a powerful analysis tool. Then wavelets have become a significant research approach because of their large range of applications. Because wavelets are well localized in space and frequency, WT are used in a wide range of applications in signal processing. In Potential field analysis it was used to locate and characterize homogeneous causative sources point in 1D (Moreau et al, 1997). The methods based on the CWT have becoming a very useful tool in geophysics (Kumar and Foufoula-Georgiou, 1997; Hornby *et al*., 1998; Sailhac et al., 2000; Ouadfeul, 2006; Ouadfeul and Aliouane, 2010).

I have explored one-dimensional CWT of total field anomaly data in determining the horizontal location and depth of 2-D anomalous sources for various magnetization vectors. The CWT has been applied to dipping contact, semi-infinite vertical thick dike, semi-infinite dipping thin dike, infinitely horizontal cylinder, and smaller and shallower objects then illustrated by applications to total field anomaly data from Kesikköprü (Bala-Ankara) iron deposit.

Continuous Wavelet Transform (CWT)

There are two major approaches to WT. These are the CWT and the discrete wavelet transform (DWT). The CWT is implemented on a continuous range of dilatations and translations. The DWT, an orthogonal transformation, uses a dyadic set of dilatations and translations. In this study I use only the CWT for its redundancy which can be an advantage because it allows a fine analysis of the observed signal. However the CWT implies a great computational cost and large sets of coefficients to be manipulated.

Moreau et al. (1997) has defined that the CWT of a function f(x) can be expressed as convolution product with the mother wavelet as

$$W_{\psi|f}(b,a) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{a}\psi\left(\frac{x-b}{a}\right) f(x)dx = (D_a\psi * f)(b) \quad (1)$$

where ψ is analyzing wavelet (or mother wavelet), a is dilation, b is translation and the dilation operator D_a is defined as

$$D_a\psi(x) = \frac{1}{a}\psi\left(\frac{x}{a}\right) \quad (2)$$

Moreau et al. (1997, 1999) have shown that a special class of wavelets is obtained when a derivative of order γ and dilation are applied to the Poisson semi-group kernel. This kernel defines the continuation filter $P_a(x)$ which transforms the harmonic field from measured level z to the level z+a

$$P_a(x) = \frac{1}{\pi}\frac{a}{a^2+x^2} \quad (3)$$

Horizontal and vertical wavelets are defined as;

$$\psi_x^{\gamma}(x) = \frac{\partial^{\gamma}}{\partial x^{\gamma}}\left(\frac{1}{\pi}\frac{1}{1+x^2}\right) \tag{4}$$

and

$$\psi_z^{\gamma}(x) = \frac{\partial^{\gamma-1}}{\partial x^{\gamma-1}}\frac{\partial}{\partial a}\left(\frac{1}{\pi}\frac{a}{a^2+x^2}\right)\Bigg|_{a=1} \tag{5}$$

A complex wavelet is defined as:

$$\psi_c^{\gamma}(x) = \psi_x^{\gamma}(x) - i\psi_z^{\gamma}(x) \tag{6}$$

The complex wavelet transform of the potential field f(x) is given by

$$W_{\psi_c^{\gamma}|f}(x,a) = W_{\psi_x^{\gamma}|f}(x,a) - iW_{\psi_z^{\gamma}|f}(x,a). \tag{7}$$

Moreau et al. (1997, 1999) have showed that positioning of maxima of the modulus of the CWT at scale a is equivalent to a combination of derivation/upward continuation of the field at the depth level z=a.

Theoretical Examples

The following examples illustrate the application of the technique on the magnetic anomaly due to isolated and extended homogeneous magnetic sources. The examples demonstrated could correspond to the case of zero remanent magnetization, with all magnetization being induced. To understand the behaviour of the modulus maxima of CWT of the magnetic anomaly due to the anomalous sources, I present the CWT analysis for various field inclinations. The first example is shown in Figure 1 to analyze the magnetic anomaly due to a dipping contact at the upper and bottom depth of 10 m and 40 m (Figure 1a, 1b, 1c and 1d), horizontal location of 100 m. The wavelet coefficients are computed by applying CWT to the anomaly using Poisson semi-group kernel.

Figure 1a and 1b show the calculated values of CWT coefficients for different dilations (1-100) of magnetic anomaly. The maxima of modulus of CWT provide cone like structures and are clearly shown which points towards the position of the upper corner of the model. On the other hand, whereas an approximate horizontal location has been estimated, an intersection of modulus maxima lines in the subsurface has placed on the upper depth of the model. However, the maxima of modulus of CWT does not provide cone like structures and the subsurface position of the model has not therefore obtained since magnetization direction is not vertical direction. Meanwhile, to determine precisely where the modulus maxima lines corresponding to intersections the abscissa, a least squares line fitting algorithm has been employed. To this end, the algorithm has been proceeded to the maxima of modulus by ignoring the extreme points. This algorithm proceeds to all theoretical and real examples.

Figure 2 shows the magnetic anomaly due to an infinitely horizontal cylinder at the depth of 30 m, horizontal location of 100 m and radius of 10 m, magnetization inclination of 60 degree, and declination of 3 degree. The wavelet coefficients are computed by applying CWT to the anomaly using Poisson semi-group kernel. Figure 1 shows the calculated values of CWT coefficients for different dilations (1-50) of magnetic anomalies. The cone like structure is clearly shown which points towards the position of the center of horizontal cylinder although intersection of the modulus maxima lines in the subsurface has been slightly shallower than depth to center of the model.

I have analyzed the CWT of the magnetic anomaly due to a semi-infinite dipping thin dike at the depths of 10 m and 20 m (Figure 3 a and 3 b). The wavelet coefficients are computed by applying CWT to the using Poisson semi-group kernel. Figure 3 a and 3 b show the calculated values of CWT coefficients for different dilations (1-60) of magnetic anomaly. The cone like structure is clearly shown which points towards the location of the source. It should be noted that main feature of the modulus maxima from magnetic anomaly due to thin dike model is that it yields much more successful depth-to-top.

Figure 4 shows the application of technique on semi-infinite vertical thick dike. The CWT

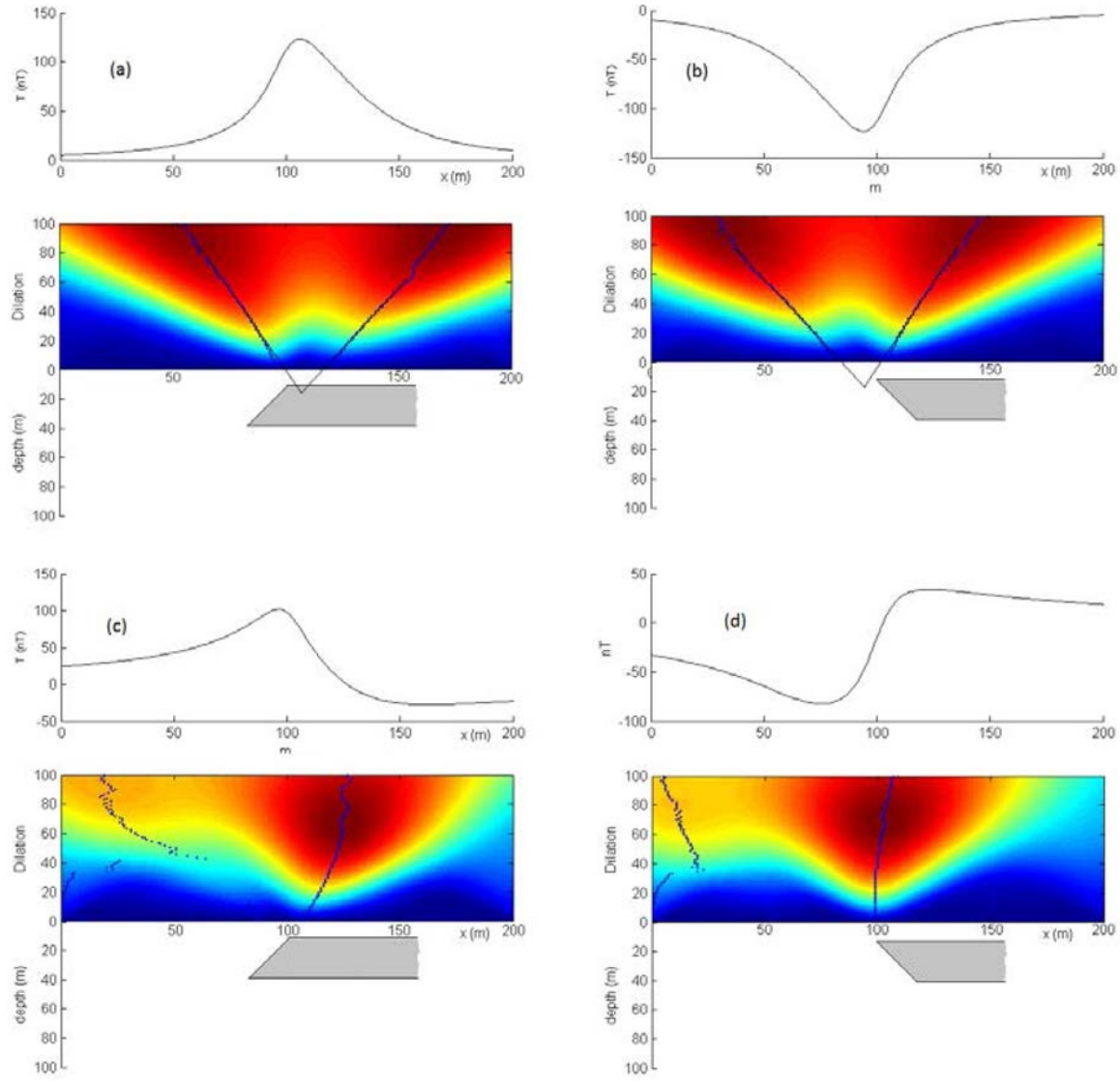


Figure 1. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-100) and distances (0-200 m) of total field magnetic anomaly caused by a dipping contact model to depth of the upper and bottom of 10 m and 40 m, respectively. Sampling interval is 1 m. Inducing field has an assumed strength of 47000 nT, susceptibility 0.001. a) The magnetization has an inclination of 90º and a declination of 0º. The dip angle of the model is 135°. b) The magnetization has an inclination of 90º and a declination of 0º. The dip angle of the model is 45°. c) The magnetization has an inclination of 60º and a declination of 3º. The dip angle of the model is 135°. d) The magnetization has an inclination of 60º and declination of 3º. The dip angle of the model is 45°

Şekil 1. Üst derinliği 10 m, alt derinliği 40 m olan dalımlı kontak modelinin toplam alan manyetik anomalisinin, farklı ölçekleme (1-100) ve uzaklıklarda (0-200 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 1 m dir. Alan şiddeti 50000 nT ve süseptibilite 0.001 olarak kabul edilir . a) Mıknatıslanma vektörünün inklinasyon açısı 90º ve deklinasyon açısı 0º. Modelin dalım açısı 135º. b) Mıknatıslanma vektörünün inklinasyon açısı 90º ve deklinasyon açısı 0º. Modelin dalım açısı 45º. c) Mıknatıslanma vektörünün inklinasyon açısı 60º ve deklinasyon açısı 3º. Modelin dalım açısı 135º. d) Mıknatıslanma vektörünün inklinasyon açısı 60º ve deklinasyon açısı 3º. Modelin dalım açısı 45º.

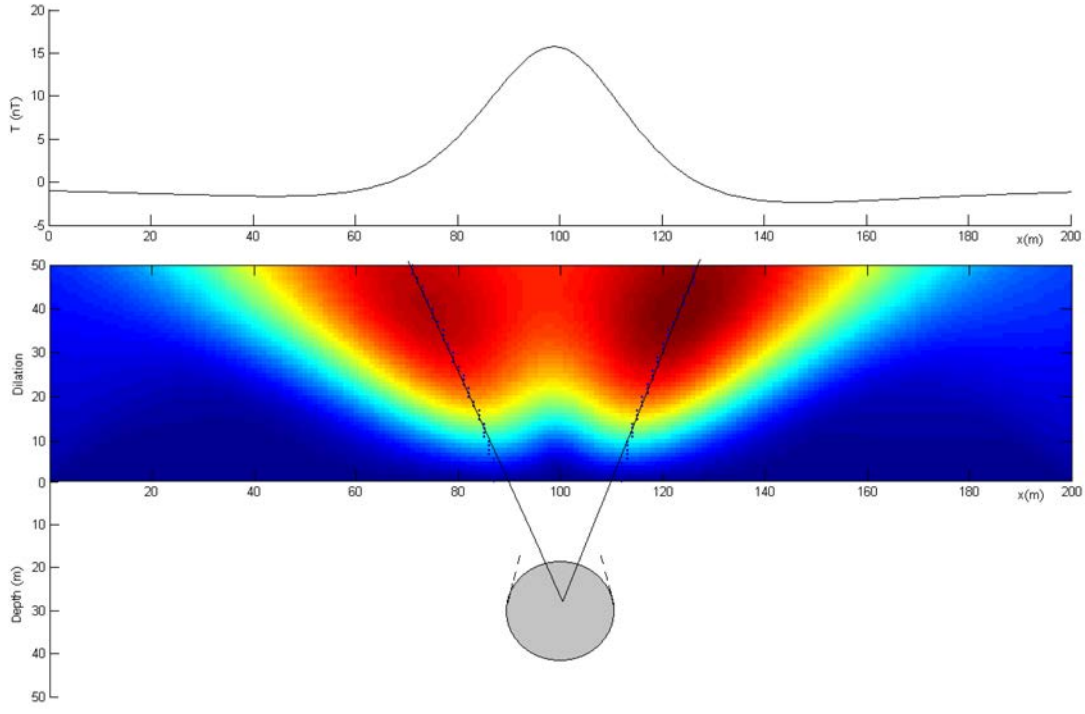


Figure 2. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-50) and distances (0-200 m) of total field magnetic anomaly caused by a long horizontal cylinder at the center depth of 30 m. Sampling interval is 1 m. Inducing field has an assumed strength of 45000 nT, susceptibility 0.001, and an inclination of 45º and a declination of 3º.

Şekil 2. Merkez derinliği 30 m olan uzun yatay silindir modelinin toplam alan manyetik anomalisinin, farklı ölçekleme (1-50) ve uzaklıklarda (0-200 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 1 m dir. Alan şiddeti 45000 nT , süseptibilite 0.001, inkilasyon 45º ve deklinasyon 3º olarak kabul edilir.

coefficients have been calculated for theoretical magnetic anomaly due to thick dikes placed at 100 m and depth of 10 m and 20 m. Figure 4 a and 4 b shows the results of CWT analysis for magnetization vector of 60º and 90º, respectively. In this case modulus maxima lines do not converge to the top edges of dikes for 60º. However, modulus maxima lines converge to the top edges of dikes for 90º giving horizontal location of 100 m and depth of 10 m and 20 m (Figure 4 c and 4 d). Hence, it is clear that the CWT technique could be valid for the vertical magnetization direction for thick dike model.

The CWT is analyzed to test the effect of interfering narrow objects at the shallower depths. The magnetic anomaly (Figure 5) of two polygonal models has been calculated using a method given by Won and Bevis (1987). As is well known, interfering anomalies have been a problem in that their interpretation is complicated. Note that the modulus maxima lines converge the depth to the bottom edge of the deeper one and center of the shallower one. In addition, it can be seen that the exact horizontal location has been obtained, whereas the method yields the mean depths for small and shallower bodies. In addition, there is an important feature related to the skewness of anomaly and CWT modulus. Depending on the source depth, the image of CWT modulus is stronger and more pronounced when strength and sharpening of the anomaly increase (Figure 5).

Application on real data

Figure 6 a shows a widespread magmatic intrusive associations intrude the crustal metamorphic rocks of the Kırsehir block (Görür et al,

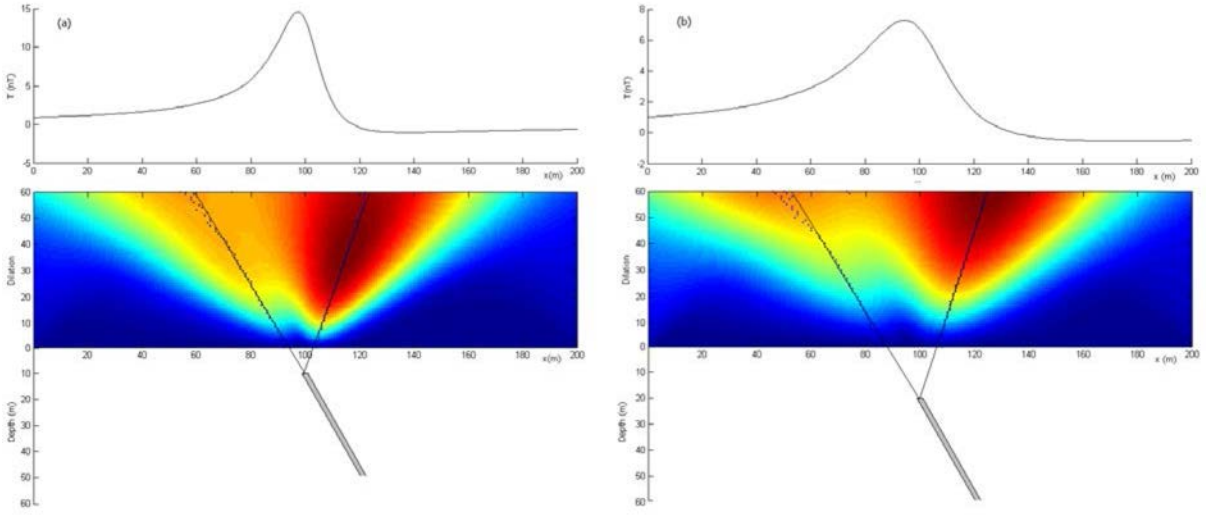


Figure 3. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-60) and distances (0-200 m) of total field magnetic anomaly due to semi-infinite dipping thin dike models to the depth of 10 m. Sampling interval is 1 m. Inducing field has an assumed strength of 45000 nT, susceptibility of 0.001 and a magnetization inclination of 60º and declination of 3º. a) The model to the top of the depth is 10 m. b) The model to the top of the depth is 20 m.

Şekil 3. Yarı sonsuz ince dayk modellerinin toplam alan manyetik anomalisinin,farklı ölçekleme (1-50) ve uzaklıklarda (0-200 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 1 m dir. Alan şiddeti 45000 nT, süseptibilite 0.001, inkilasyon 60º ve deklinasyon 3º olarak kabul edilir. a) Model derinliği 10 m. b) Model derinliği 20 m.

1984) or Central Anatolian Crystalline Complex (Göncüoglu et al., 1991). The study area is on the western edge of the Central Anatolian Massif (Figure 6 a). The basement in the vicinity of study area comprised by rock assemblages of Kırşehir massive is overlain by the upper Cretaceous ophiolitic complex together with sedimentary and volcanic-volcaniclastic rocks.

Examination of mineral deposits in the Central Anatolian Crystalline Complex provides broad new insights regarding their genesis. Considering their regional distribution and relationship to the geologic evolution of the region, the skarn and vein deposits constitute an important part of the metallogeny of the Central Anatolian Crystalline Complex (Kuşcu and Erler, 1998). Kesikköprü Iron Bed is one of the important iron mineralization in central Anatolia. In this area, the skarn-type iron deposits developed immediately adjacent to granitoid contacts.

Magnetic anomaly data provided by the General Directorate of the Mineral Research and Exploration Company of Turkey (MTA) have been compiled from Kesikköprü region. The total field magnetic anomaly map is shown in Figure 6 b.

CWT Analysis of Magnetic Data of Kesikköprü iron bed

For the present study I interpret an anomaly of 121 m length along the profile, AA'. I have digitized the profile a spacing of 0.3 m (Figure 7). The CWT analysis carried out on Figure 6 b using the Poisson semi-group kernel for 1-50 scaling. Although cone like structure in CWT modulus occurs, the modulus maxima do not converge towards the location of the source. In order to overcome this problem, the reduction to pole (RTP) process has been applied to the profile. As well known, RTP, which reduces the effect of the Earth's ambient magnetic field and provides a more accurate determination of the poition of source bodies. Thus, recomputing

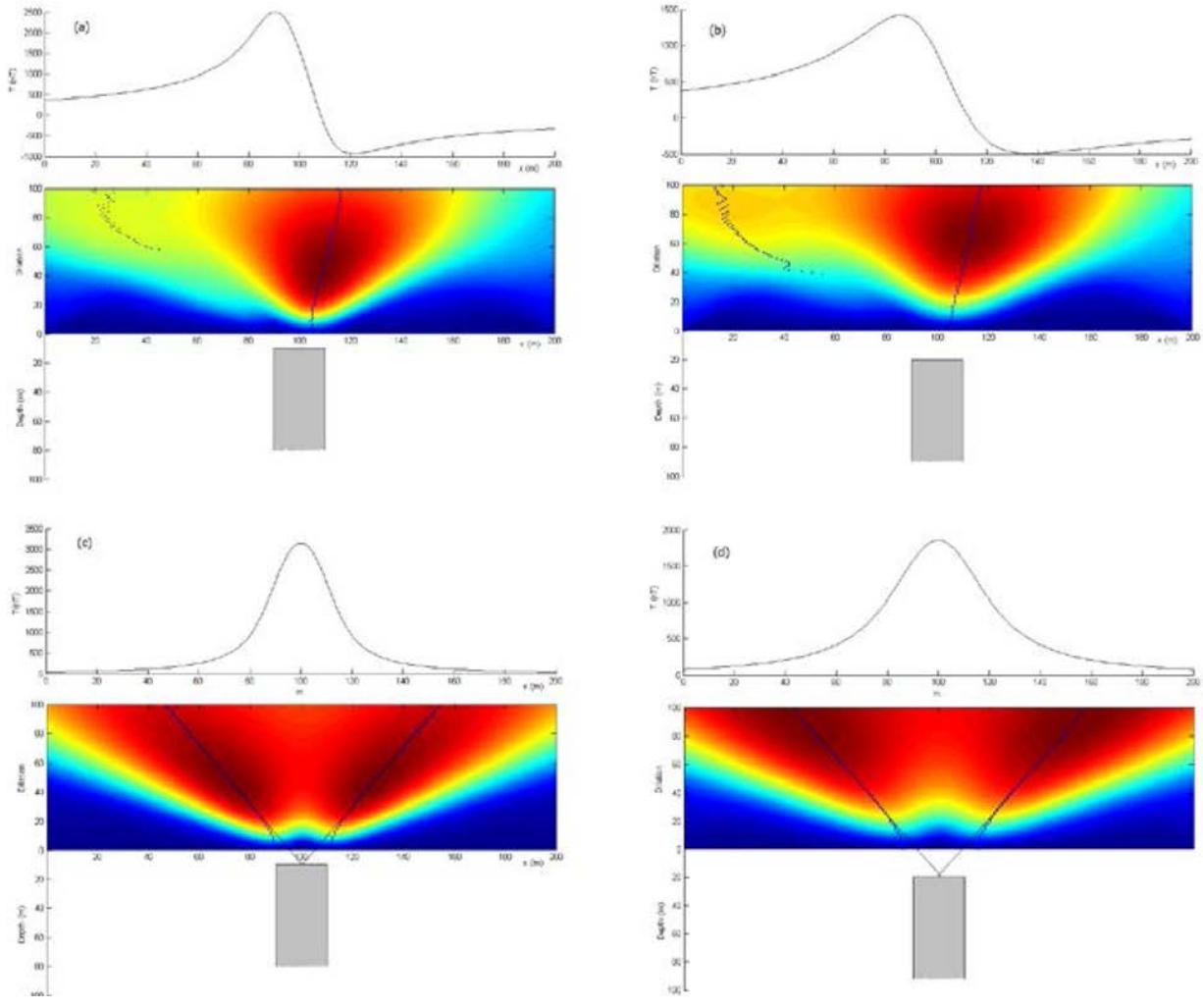


Figure 4. The modulus of CWT coefficients at dilations (1-100) and distances (0-200 m) of magnetic anomalies due to semi-infinite vertical dikes with the depth of top of 10 m and 20 m and the half width of 10 m. Sampling interval is 1 m. Magnetization has strength of 1000 A/m and declination of 3º. a) The model to the to the top of the depth is 10 m, and magnetization inclination is 60º. b) The model to the top of the depth is 20 m, and magnetization inclination is 60º. c) The model to the depth is 10 m, and magnetization inclination is 90º. d) The model to the depth is 20 m, and magnetization inclination is 90º.

Şekil 4. Üst derinlikleri 10 m, 20 m ve yarı genişliği 10 m olan yarı sonsuz düşey dayk modellerinin toplam alan manyetik anomalisinin, farklı ölçekleme (1-100) ve uzaklıklarda (0-200 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 1 m dir. Mıknatıslanma şiddeti 1000 A/m ve deklinasyon 3º dir. a) Model üst derinliği 10 m ve inklinasyon 60º dir. b)Model üst derinliği 20 m ve inklinasyon 60º dir. c) Model üst derinliği 10 m ve inklinasyon 90º dir. d) Model üst derinliği 20 m ve inklinasyon 90º dir.

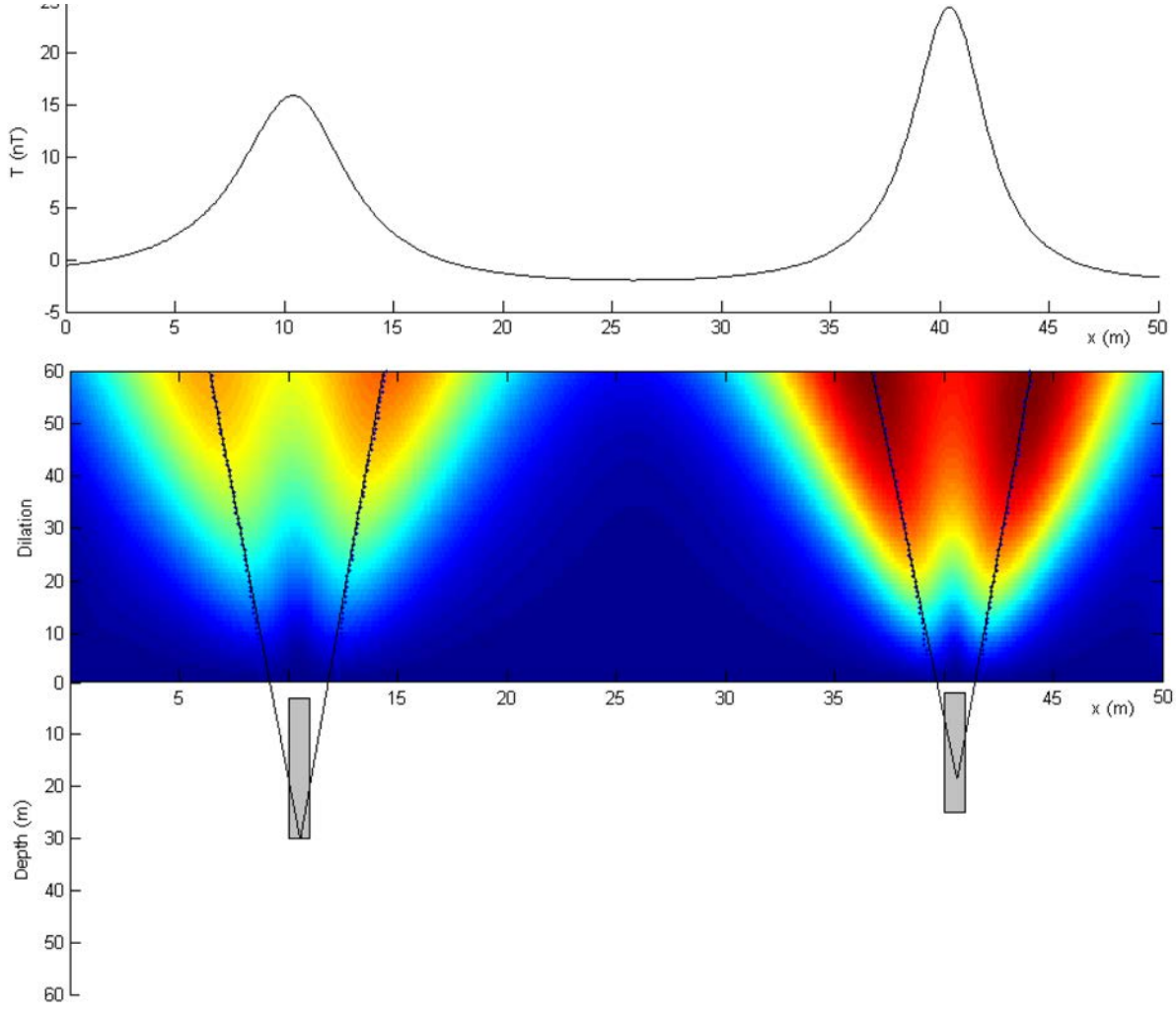


Figure 5. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-60) and distances (0-50 m) of total field magnetic anomalies due to shallower objects at the different locations and depths. Sampling interval is 0.1 m. Inducing field has an assumed strength of 47000 nT, susceptibility of 0.001, and magnetization inclination of 60º and declination of 3º.
Şekil 5. Farklı konum ve derinliklerde sığ kütlelerin toplam alan manyetik anomalisinin, farklı ölçekleme (1-50) ve uzaklıklarda (0-200 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 0.1 m dir. Alan şiddeti 47000 nT, süseptibilite 0.001, inkilasyon 60º ve deklinasyon 3º olarak kabul edilir.

a magnetic field so it appears as it would at a magnetic inclination of 90 degrees (i.e. the magnetic North Pole). A constant direction of the magnetic field with declination of 4.1º and inclination of 56.2º was used for the area. The profile is reduced to the pole, assuming it to be entirely due to induced magnetisation, with no remanent component using the algorithm given by Gunn (1975). Then, as shown in Figure 8, when I compute the CWT of magnetic anomaly reduced to pole, the modulus maxima lines of cone-like structure are shown which point towards the position of the source at the abscissa at 60 m and depth of 42 m.

Comparison of ED with CWT results

According to Thompson (1982), the following relationship between the magnetic field

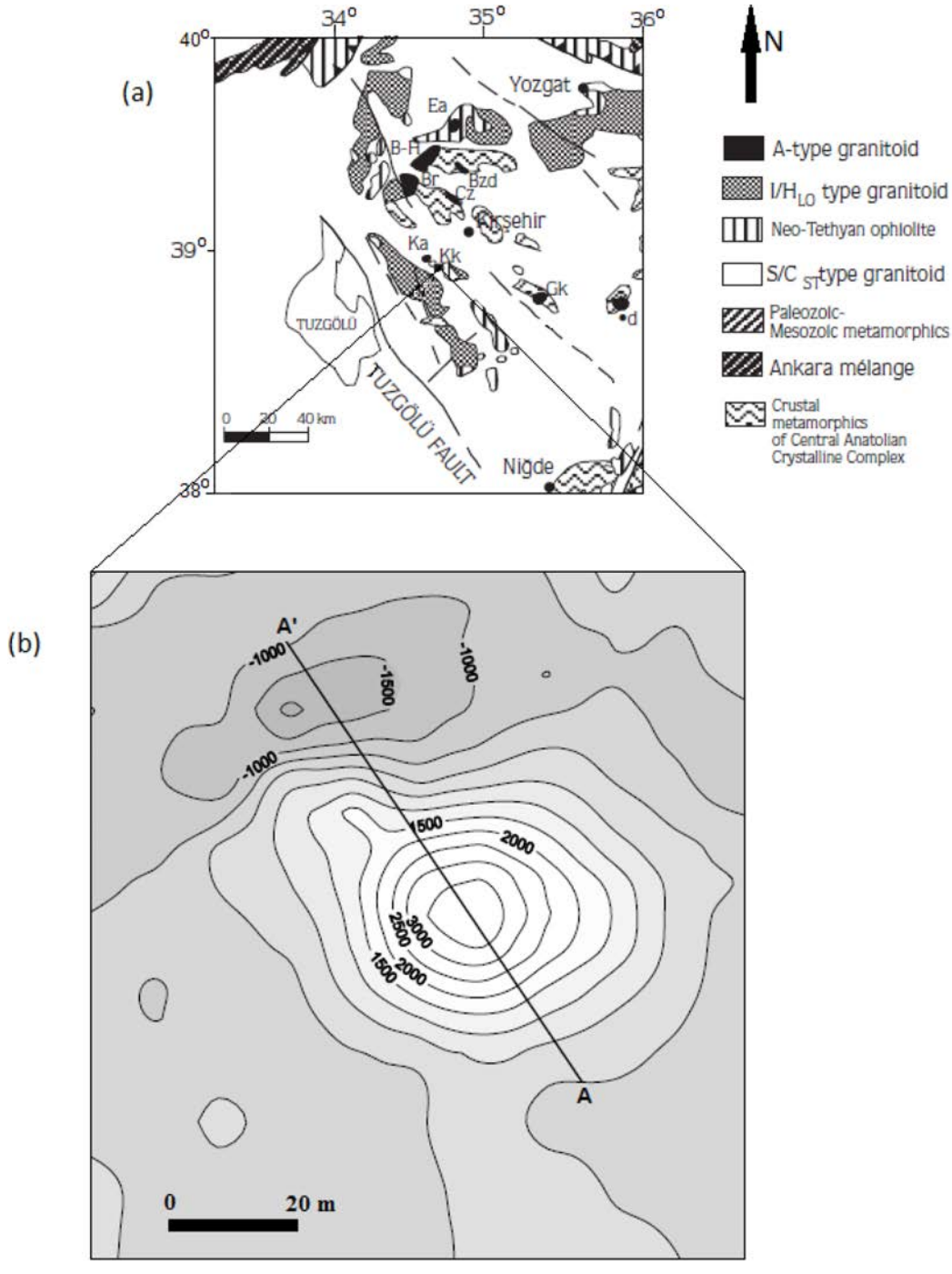


Figure 6. a) Simplified geologic setting a part of central Anatolia in Turkey (modified after Boztuğ, 1998). The abbreviations of plutons are as follow (from west to east): B-H, Bayındır-Hamit; Ea, Eğrialan; Br, Baranadag; Bzd, Buzlukdağ; Çz, Çayağzı; Ka, Kuruağıl; Kk, Kesikköprü; Gk, Gümüşkent; Id, Idişdağ. b)Total field magnetic anomaly map of Kesikköprü survey area (Aydın, 2008).
Şekil 6. a) Orta Anadolu'nun bir kesiminin basitleştirilmiş jeoloji haritası. (Boztuğ, 1998'den düzenlenerek) Plutonların kısaltlamar (Batı'dan Doğu'ya): B-H:Bayındır-Hamit; Ea:Eğrialan; Br:Baranadag; Bzd:Buzlukdağ; Çz:Çayağzı; Ka:Kuruağıl; Kk: Kesikköprü; Gk: Gümüşkent; Id: Idişdağ. b) Kesikköprü toplam alan manyetik anomali haritası (Aydın, 2008).

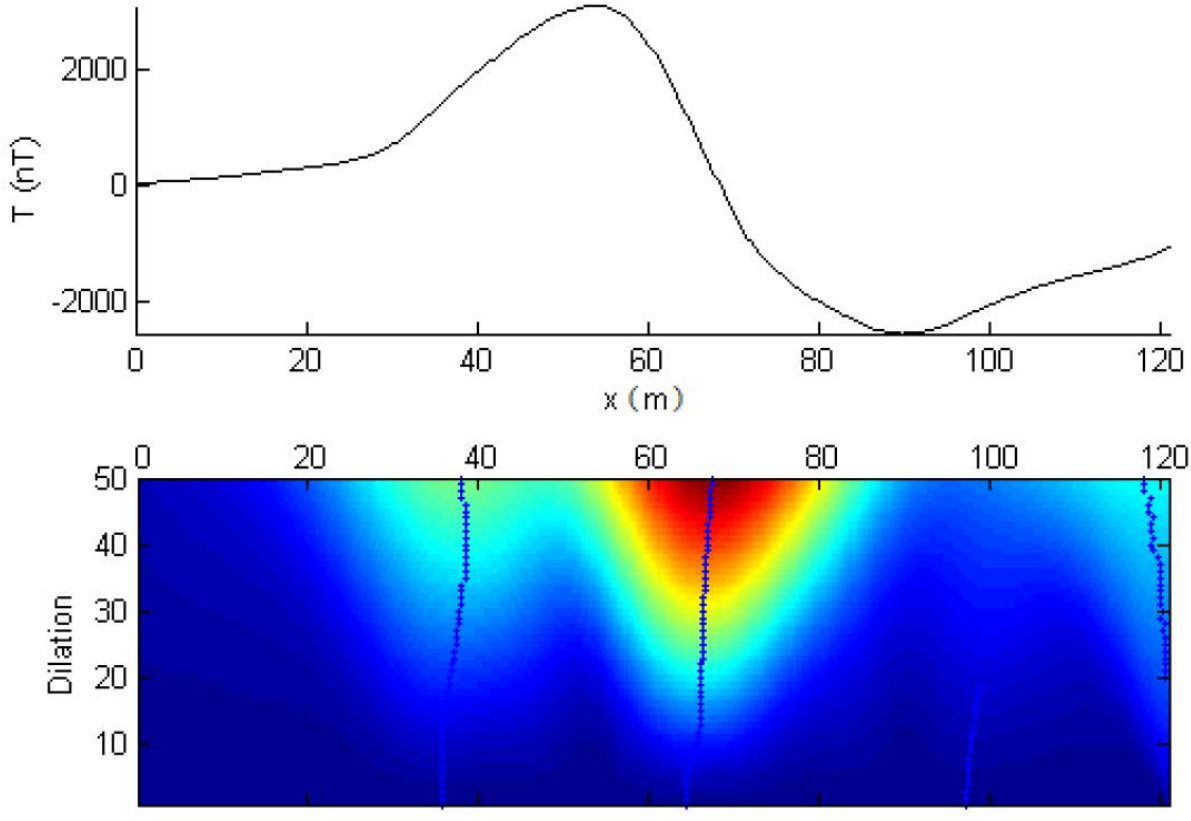


Figure 7. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-50) and distances (0-121 m) of Kesikköprü magnetic anomaly. Sampling interval is 0.3 m. It is clear that the modulus maxima do not converge towards the location of any source.
Şekil 7. Kesikköprü manyetik anomalisinin, farklı ölçekleme (1-50) ve uzaklıklarda (0-121 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 0.3 mdir. Genlik maksimumlarının kaynağa doğru yakınsamadığı açıktır.

intensity and the horizontal and vertical gradients yields (2D case):

$$x_0 \frac{\partial \Delta T(x)}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T(x)}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T(x)}{\partial x} + N \Delta T(x) \quad (8)$$

where the derivatives can be measured or computed from the magnetic anomaly data: the unknown quantities of the equation are the coordinates x_0, the distance along the profile, and z_0, the depth of the magnetic source. The N value (structural index or briefly SI) represents the type of sources which best suited the anomaly. The SI is also a measure of the fall-off rates of the effect of each magnetic anomaly. For instance, a point dipole (sphere) has a typical structural index N=3, a line of dipoles (circular cylinder) N=2, thin dike N=1, semi-infinite dipoles (thin rod) N=2 and semi-infinite triangular plate (thin plate) N=1 (Stavrev, 1997).

The horizontal and vertical derivatives of RTP anomaly were calculated using FFT algorithm for the ED application. The ED has been applied to the magnetic anomaly reduced to the pole using a structural index N=1, 2 and 3 (Figure 9). A 7-point window is used to form simultaneous equations for the two unknowns (x_0, z_0), and solved these equations by a least squares method. Note the best clustering for source positions for N=3 indicate general trends associated with the horizontal location and depth obtained from CWT analysis in Figure 8. Thus,

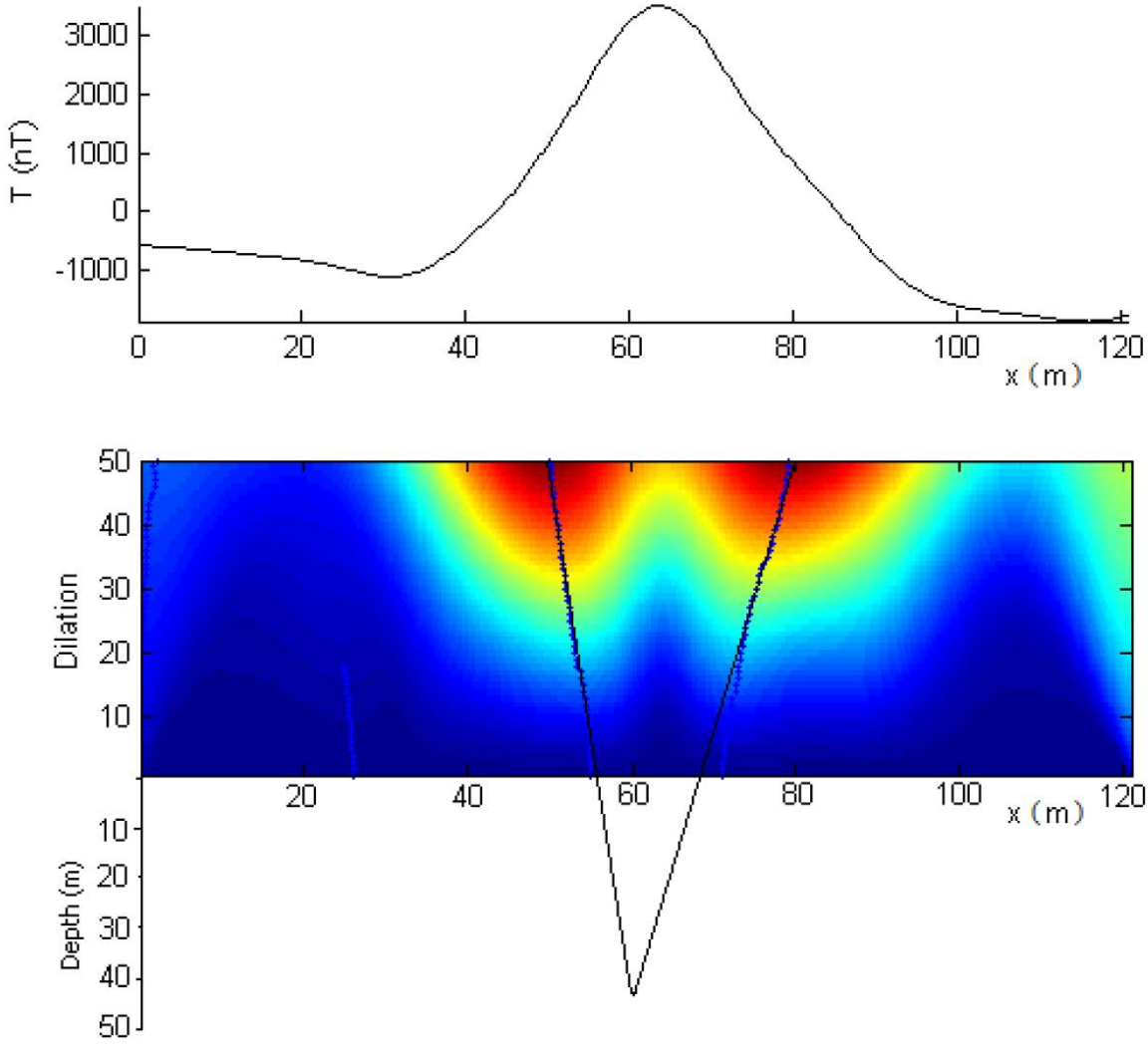


Figure 8. The modulus of CWT coefficients at different dilations (1-50) and distances (0-121 m) of reduced to pole data of magnetic anomaly in Figure 7. Sampling interval is 0.3 m. The modulus maxima lines converge towards the horizontal location of 60 m and depth of 42 m.
Şekil 8. Şekil 7'de manyetik anomalinin kutba indirgenmiş verisinin farklı ölçekleme (1-50) ve uzaklıklarda (0-121 m) CWT katsayılarının genliği. Örnekleme aralığı 0.3 mdir. Genlik maksimumları, 60 m yatay lokasyon ve 42 m derinlikte kesişmektedir.

these results could be interpreted as reflecting the presence of point dipole (sphere) which may be approximated prismatic body.

CONCLUSIONS

It has been shown that CWT allows estimating the position of the buried shallow-source anomalies and the deep-source ones. I have illustrated the experimental results that semi-infinite extended bodies (thin dyke, thick dyke and long horizontal cylinder) are fairly well-determined. For large dilations, the modulus maxima of the CWT of the magnetic anomalies contain the main features of the location and depth information of anomalous source in the magnetic anomaly data. In theoretical applications, the CWT modulus response of dipping contact, semi-infinite thin dyke, and long

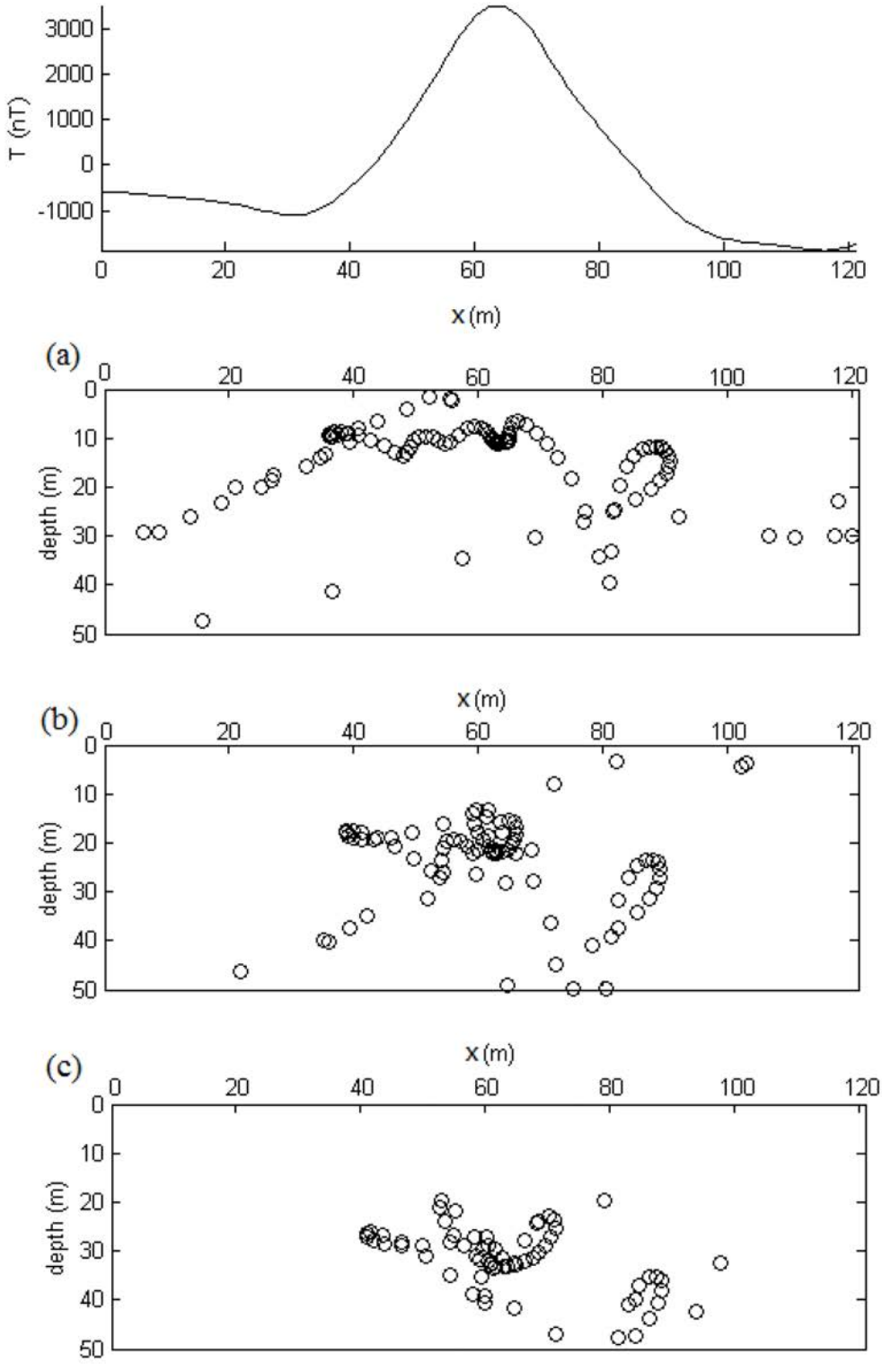


Figure 9. Results of ED with window size=7 by using different N values, (a) N=1, (b) N=2, (c) N=3. Note the clustering and stability of the depth solutions is most consistent for the N value of 3.
Şekil 9. Farklı SI değerleri ve pencere boyu 7 kullanılarak elde edilen ED sonuçları. a) N=1, b) N=2, c) N=3. Kümelenme ve derinlik çözümlerindeki duraylılığın N=3 değeri için elde edildiğine dikkat edilmelidir.

horizontal cylinder appear two cones pointing toward the upper and center depth (for cylinder) at small dilations. In addition, the position of semi-infinite thin dyke and long horizontal cylinder are independent of the magnetization direction except for semi-infinite thick dyke and dipping contact with a single conical pattern in CWT modulus. A satisfactory result of thick dyke and dipping contact model has been obtained in case the magnetization direction is vertical.

REFERENCES

Aydın, İ. , 2008. Maden Arama Jeofiziği Ders Notları 1.Bölüm (Gravite-Manyetik). Genişletilmiş 2.Yazım, Ankara.

Boztuğ, D., 1998. Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 7, 145–16.

Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Erler, A. and Kusca, I. 1991. Orta Anadolu masifi batı kesiminin jeolojisi, Bölüm 1:Güney kesim. *TPAO Rap*., No.2909, 176 pp. (in Turkish)

Görür, N., Oktay F.Y., Seymen, I. and Şengör, A.M.C. 1984. Paleotectonic evolution of Tuz Golu basin complex, central Turkey. In the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, (J.E,Dixon and A.H.F. Robertson, eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ*., 17, Blackwell, Oxford, 81-96.

Gunn, P. J., 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophys. Prosp*. 23 300–312

Hartman, R. R, Teskey, D. J., and Friedberg, J. L., 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics* 36 891-918

Holschneider, M., 1995. Wavelets: An Analysis Tool. *New York: Oxford University Press*

Honby P, Boschetti, F. and Horovitz, F. G. 1998. Analysis of potential field data in the wavelet domain, G*eophys. J. Int.*, 137, pp 175–196

Hsu, S., Sibuet, J., and Shyu, C., 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics* 61 373–386

Hsu, S., Coppens, D., and Shyu, C., 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *Geophysics* 63 1947–1957.

Kumar, P. and Foufoula-Georgiou, E., 1997. Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of Geophysics* 35 385–412.

Kuşcu, İ., and Erler, A., 1998. Mineralization Events in a Collision-Related Setting: The central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review* 40 532-565.

Moreau, F., Gibert, D., Holschneider, M., Saracco, G., 1997. Wavelet analysis of potential fields. *Inverse Problem* 13 165–178.

Moreau, F., Gibert, D., Holschneider, M., and Saracco, G., 1999. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory, *J. Geophys. Res.*, 104, 5003–5013.

Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. Geophysics 49, 780–786.

Ouadfeul, S., 2006. Automatic lithofacies segmentation using the wavelet transform modulus maxima lines (WTMM) combined with the detrended fluctuation analysis (DFA), *17th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, Expanded abstract.*

Ouadfeul, S. and Aliouane, L., 2010. Multiscale of 3D GPR data using the continuous wavelet transform *IEEE*, doi: 10.1109/ICGPR.2010.5550177 1-4.

Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Milett, A. J., and Somerton, I., 1990. Magnetic interpretation in tree dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.

Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using

the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57 116–125.

Sailhac P, Galdeano A, Gibert D, Moreau F and Delor C 2000 Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Complex wavelets and applications to magnetic profiles in French Guiana*, J. Geophys. Res*., 105, 19,455– 19,475.

Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai, T. F., and MacLeod, I. N., 1998. iSPI™ the improved source parameter imaging method: *Geophys. Prosp.* 46 141–151.

Stavrev, P. Y ., 1997. Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting* 45, 207–246.

Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47 31–37.

Thurston, J. B. and Smith, R. S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI™ method. *Geophysics* 62, 807–813.

Won I. J. and Bevis M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines, Geophysics, 52, 232–238.

Düzeltme (Erratum)

Dergimizin 34/1 Nisan 2013 sayısında yer alan “Yapay Sinir Ağı Yöntemi ile Manyetotellürik Veride Sinyal ve Gürültü Ayırımı “ başlıklı makalenin iletişim kurulacak yazarı Ebru Şengül ULUOCAK olup, iletişim adresi : ebrusengul@gmail.com olarak düzeltilmiştir. Bu aksaklık için sayın yazarımızdan özür dileriz.