Maden Tetkik ve Arama Dergisi

http://dergi.mta.gov.tr



Elmalı havzası (Antalya) ve yakın çevresinin neotektonik ve morfometrik özellikleri

Neotectonic and morphotectonic characteristics of the Elmali basin and near vicinities

Şule GÜRBOĞA[a*] ve Özgür AKTÜRK[b]

[a]*Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı, Çankaya/Ankara. orcid.org/0000-0002-5225-5895*
[b]*Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya. orcid.org/0000-0001-7703-5779*

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:
Elmalı havzası, aktif fay, morfometrik analiz, GB Türkiye.

ÖZ

Elmalı Havzası, Antalya iline yaklaşık 120 km uzaklıkta bulunan Elmalı ilçesi ve birçok köy yerleşiminin bulunduğu, güneybatı Türkiye'nin genişlemeli neotektonik bölgesi içinde yer alan güncel depolanma alanlarından biridir. Bu tür alanlar temel kayalardan güncel çökellere kadar olan süreci kaydetmeleri nedeniyle jeolojik tarihçenin anlaşılması için önemli veriler sunmaktadır. Bu nedenle, havzaya güncel şeklini ve özelliklerini kazandıran yapıların tespiti ve değerlendirilmesi deformasyon fazlarının elde edilmesi amacıyla kullanılmaktadır. Bu amaca yönelik olarak; (a) çalışma alanına ait 1/25.000 ölçekli jeolojik harita ve yapılara ait verilerin ortaya konması, (b) havza kenarını sınırlayan faylara ait aktivite ve deformasyon bilgisinin araştırılması, (c) bölgede meydana gelebilecek ortalama 6.5 büyüklüğünde bir deprem sonucunda maksimum yer sarsıntı miktarı (peak ground acceleration), ve (d) sayısal yükseklik modeli kullanılarak havzaya ilişkin morfometrik analizlerin sonucunda havzayı kontrol eden tektonik yapılar araştırılmıştır. Bu çalışmadan ve önceki çalışmalardan elde edilen verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda ortaya çıkan sonuçlar, Elmalı Havzası'nın çok sayıda deformasyon yapısına ve aktif faylara sahip olduğunu göstermektedir. Ayrıca, morfometrik indeksler havzanın batı sınırının doğu sınırına göre daha yüksek oranda yükselim hızına sahip olduğunu ortaya koymuştur..

Geliş Tarihi: 09.12.2016
Kabul Tarihi: 28.09.2017

Keywords:
Elmalı basin, active fault, morphometric analysis, SW Turkey.

ABSTRACT

Elmalı Basin, which consists of the Elmalı county and some villages, approximately 120 km far from Antalya city, is one of the recent depositional areas in the extensional neotectonic region of southwestern Turkey. The basin provides significant data for the understanding of the geological evolution to record from the basement to recent depositional units. For this reason, these kinds of structures are used to determine the deformations phases for the evolutionary history of basin formation. In the content of the study, following applications have been investigated: (a) mapping of the area and structures in 1/25.000 scale, (b) information about deformation and tectonic activity along the basin margin faults, (c) the distribution of peak ground acceleration (PGA) in case of an earthquake with 6.5 magnitude and (d) morphometric analyzes of the basin to understand the tectonic uplift by using the digital elevation model. The new results combined with existing data imply that the Elmalı Basin has a number of deformation structures and active faults on both western and eastern sites of the basin. Depending on the morphometric indices, western side of the basin created higher uplift ratio compared with the eastern side of the basin.

1. Giriş

Çalışma alanı Antalya iline bağlı Elmalı ilçesi ve civarını içine alan, güncel depolanma alanı olan Elmalı Havzası ve yakın civarını kapsamaktadır (Şekil 1). Çalışma alanının içinde bulunduğu Toroslar ve Isparta Açısı literatürde jeolojik tarihçe, güncel tektonizmanın başlama yaşı ve tektonik rejimin türü konusunda farklı görüşlerin olduğu tartışmalı bir alandır. Fakat bu çalışma kapsamında özellikle güncel

* *Başvurulacak yazar: Şule GÜRBOĞA, sule.gurboga@gmail.com*
http://dx.doi.org/10.19076/mta.350176

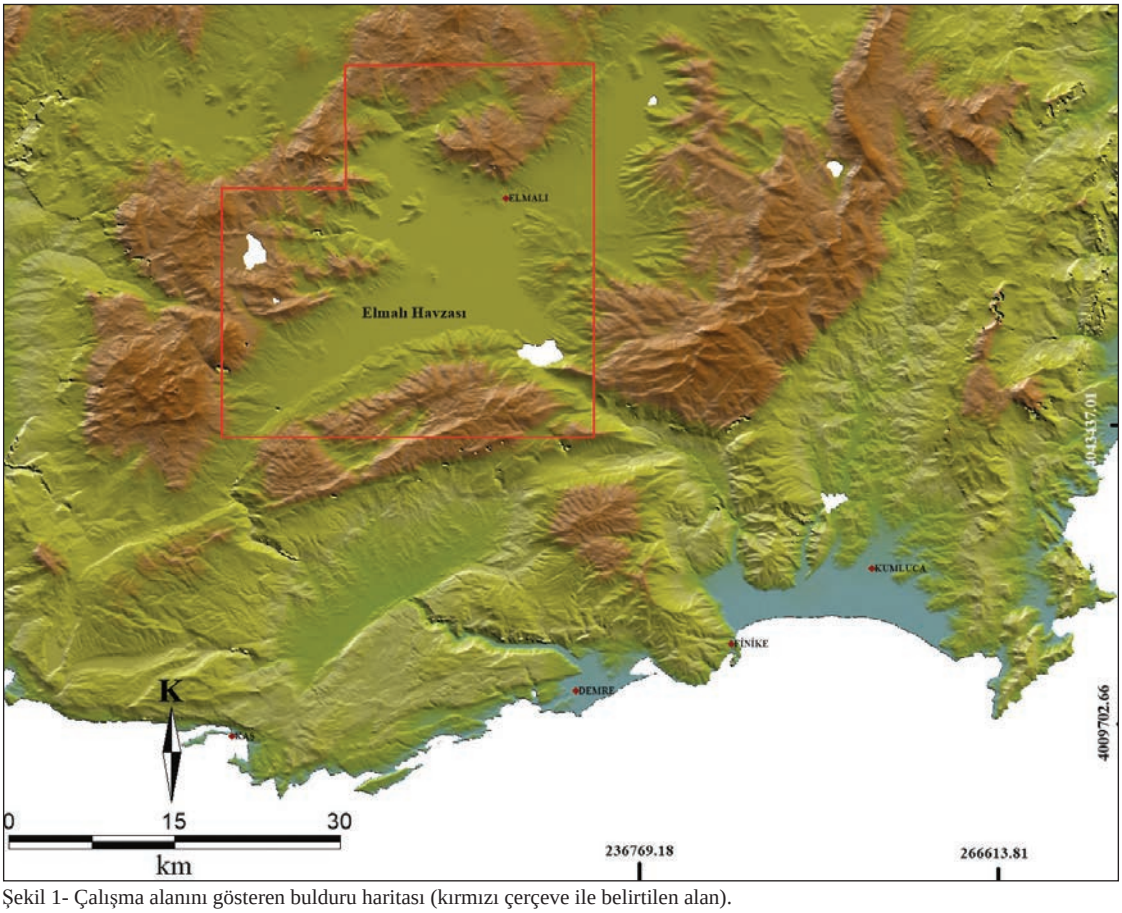
tektonizma ve deformasyon yapıları konu alınacağı için jeolojik gelişim evrelerine ilişkin önceki tartışmalar detaylandırılmayacak, kısaca özetlenecektir.

Elmalı Havzası Türkiye Deprem Bölgeleri haritasında II. Derece deprem bölgesinde yer almasına (AFAD, 1996) rağmen, Türkiye Diri Fay Haritası'nda (Emre vd., 2013) çalışma alanı içinde haritalanmış bir aktif fay bulunmamaktadır (Şekil 1). Haritalanmış bir aktif fay bulunmamasına rağmen çalışma alanının II. Derece deprem bölgesinde yer alıyor olmasının başlıca nedeni yakın civarında meydana gelen tarihsel ve aletsel döneme ait deprem kayıtlarının biliniyor olmasıdır. Burada dikkat çeken en önemli nokta tektonik olarak aktif olan bir bölgede yer alan çalışma alanı içinde detaylı bir araştırmanın yapılmamış olması ve güncel bir depolanma alanı olması nedeniyle de jeolojik olarak birçok verinin bulunması gerçeğidir. İşte bu nedenle yapılan ilk arazi çalışması sırasında Elmalı Havzası'nda hem güncel çökelimin devam ediyor olması hem de deformasyon yapılarının varlığı, detay araştırma yapılması gerekliliğini ortaya koymuştur.

Yapılan bu çalışma kapsamında üç temel hedef belirlenmiştir. Bunlardan ilki havzaya ait stratigrafik ve tektonik özelliklerin ortaya konmasıdır. Böylelikle çalışma alanının jeolojik haritasının hazırlanarak birim sınırları, sınır ilişkileri ve deformasyon yapıları tespit edilmiştir. İkinci hedef sayısal yükseklik modelinden faydalanılarak havzaya ait tektonizma hakkında bilgi edinmek amacıyla morfometrik analizlerin yapılmasıdır. Son olarak ise bölgede oluşma ihtimali olan bir deprem için beklenen maksimum yer ivmesi değerinin hesaplanarak ileride tehlike ve risk haritaları için altlık veri sağlamasıdır.

Elmalı Havzası, Batı Anadolu genişlemeli neotektonik bölgesi içinde yeralan Isparta Açısı'nın batı kanadında bulunan güncel bir havzadır. Bulunduğu konum ve güncel depolanmanın devam ettiği bir alan olması nedeniyle bölgenin jeolojik evriminin anlaşılması için büyük önem taşımakta ve önemli veriler sunmaktadır (Şekil 1).

Elmalı ve yakın civarında özellikle neotektonik döneme ait yapısal jeoloji verileri içeren çalışmalar



Şekil 1- Çalışma alanını gösteren bulduru haritası (kırmızı çerçeve ile belirtilen alan).

literatürde bulunmamaktadır. Bunun yanında, özellikle havzanın kuzey kesiminde ve Isparta Açısı'nın paleotektonik evrimi ile ilgili olarak farklı çalışmalar mevcuttur. "Λ" şekilli bir morfoloji gösteren Isparta Açısı ilk defa Blumental (1951, 1963) tarafından tanımlanmış ve bu yapının oluşumu ile ilgili iki farklı fikir ortaya atılmıştır. Bunlardan ilki Isparta kıvrımının Torosları ikiye (doğu ve batı) ayıran bir yerleşim olma varsayımını savunurken (Dumont, 1979; Kelling vd., 2005), diğeri Isparta Açısı'nın orijini hakkında tam bir fikir birliği olmamasına rağmen birçok yazar bu yapının paleotektonik dönemde D-B uzanımlı Toros dağ oluşumu yapısının kuzeye doğru bükülmesinden kaynaklandığını ve bunun Erken Paleosen-Erken Pliyosen zamanında gelişen saat ve saatin ters yönü rotasyondan kaynaklandığını kabul etmektedirler (Poisson, 1977; Akay ve Uysal, 1985; Kissel ve Poisson, 1987; Kissel vd.,1993; Robertson, 1993; Piper vd., 2002; Poisson vd., 2003).

Isparta Açısı ile ilgili bir diğer tartışma konusu da neotektonik dönemin başlama yaşı ve güncel tektonik rejimin türüdür. Bir grup bilim adamı bu yapının sıkışma rejimi olarak günümüzde etkinliğini sürdürdüğünü düşünürken (Akay ve Uysal, 1988; Boray vd., 1985; Barka vd.,1995; Yılmaz vd., 2000; Poisson vd., 2003; Kelling vd., 2005; Alçiçek vd.,2006), başka bir grup çalışmacı ise bu yapının normal faylar tarafından karakterize edilen genişleme rejiminin kontrolünde olduğunu savunmaktadır (Koçyiğit, 1996; Glover ve Robertson, 1998*a*; Koçyiğit vd., 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Poisson vd., 2003; Koçyiğit, 2005; Koçyiğit ve Deveci, 2007). Isparta Açısı içinde ve dışında yer alan birçok havzada yapılan çalışmalar sıkışma rejiminin son evresinde çökelen denizel ve karasal tortulları içermektedir. Bunlar Çameli, Acıpayam, Karamanlı, Burdur, Isparta, Senirkent, Dinar, Dombayova–Sandıklı, Karadirek, Sinanpaşa, Haydarlı–Karaadilli, Gelendost, Beyşehir–Yarıkkaya, Şuhut ve Akşehir–Afyon havzalarıdır (Ercan vd., 1978; Koçyiğit, 1984*a*; 1984*b*; Boray vd., 1985; Karaman, 1986; Şenel vd., 1989; Price ve Scott, 1991; Yağmurlu, 1991; Akgün ve Akyol, 1992; Koçyiğit vd., 2000; Koçyiğit vd., 2001; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Alçiçek vd., 2005; Koşun vd., 2009). Bu havzalar dışında kalan ve Isparta Açısı'nın kuzeyinde yeralan havzalar ise, karasal kökene sahip çökellerden oluşmaktadır. Dolgu malzemeleri incelendiğinde ise yaş aralığı yaklaşık erken Miyosen ile orta Pliyosen arasında değişmektedir (Koçyiğit, 1981; Koçyiğit vd., 2000; Alçiçek vd., 2005; Kelling vd., 2005; Koçyiğit, 2005; Keller ve Villari, 1972; Becker-Platen vd., 1977; Besang vd., 1977; Koçyiğit, 1981, 1983, 1984*a*; Ercan vd., 1985: Çevikbaş vd., 1988; Yağmurlu vd., 1997; Erkül vd., 2005; Aldanmaz, 2006). Kısaca özetlemek gerekirse, Isparta Açısı'nın oluşum mekanizması ve oluşum yaşı, bu bölgeyi etkileyen tektonik rejim türleri ve yaşları hakkında tam bir fikir birliği bulunmamaktadır. Bu nedenle özellikle güncel havzaların bu bakış açısı ile incelenip değerlendirilmesi büyük önem arz etmektedir. Şu ana kadar yapılmış olan çalışmaların hiçbirinde Elmalı havzasının ayrıntılı haritalaması, fayların tespiti ve kayma verisi analizi yapılmamıştır. Bunun yanı sıra, Teke yarımadasında bulunan havzaların bazılarının Miyosen-güncel çökelleri arasındaki ilişkileri (Poisson ve Poignant, 1974; Özgül, 1976) ve bölgedeki allokton birimleri, Beydağları otoktonunu ve napların stratigrafik özellikleri hakkında detaylı bilgi verilmektedir (Brunn vd., 1973; Şenel vd., 1996; Koşun vd., 2009).

Sonuç olarak, Isparta Açısı'nın oluşum yaşı ve güncel tektoniğin türü hakkında iki farklı fikir yeralmaktadır: (a) Isparta Açısı'nın oluşum yaşı Geç Miyosen'dir ve o zamandan günümüze sıkışmalı tektonik rejim devam etmektedir (Boray vd., 1985; Barka vd., 1995; Yağmurlu vd.,1997; Alçiçek vd., 2006; Karaman, 2010); (b) Isparta Açısı'nın güncel tektoniği genişlemeli rejim tarafından kontrol edilmekte ve neotektonik dönemin başlama yaşı Erken Kuvaterner'dir (Koçyiğit, 1996; Glover ve Robertson, 1998*b*; Koçyiğit vd., 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Poisson vd.,2003; Koçyiğit, 2005; Koçyiğit ve Deveci, 2007). Halen literatürde tartışmalı olan bu bölgenin şu anki tektonik rejimi, bu rejimin başlama yaşı ve birimlerin geçirmiş olduğu deformasyon fazları Elmalı havzası çökelleri ve yakın çevresindeki birimler esas alınarak incelenmiş ve önemli sonuçlar elde edilmiştir.

2. Yöntem

Bu çalışmada kullanılan birincil ve en önemli yöntem jeoloji haritasının ve tüm yapıların gözleme dayalı olarak arazide incelenmesi, fay düzlemlerinden ölçülen fay kayma verilerinin TENSOR programı (Angelier, 1994) ile analiz edilmesidir. Arazi çalışması yapılmadan önce detaylı bir literatür taraması ve bölgesel ölçekte küçük bir alanı kapsayan Elmalı havzasına ilişkin genel bilgiler elde edilmiştir. Sonrasında havzaya ait 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış, fay ve deformasyon yapıları ölçülüp analizler yapılarak değerlendirilmiştir. Ayrıca, havza sınırlarında tektonik etkinin tespit edilebilmesi için morfometrik analizler yapılmıştır. Bu analizlerin

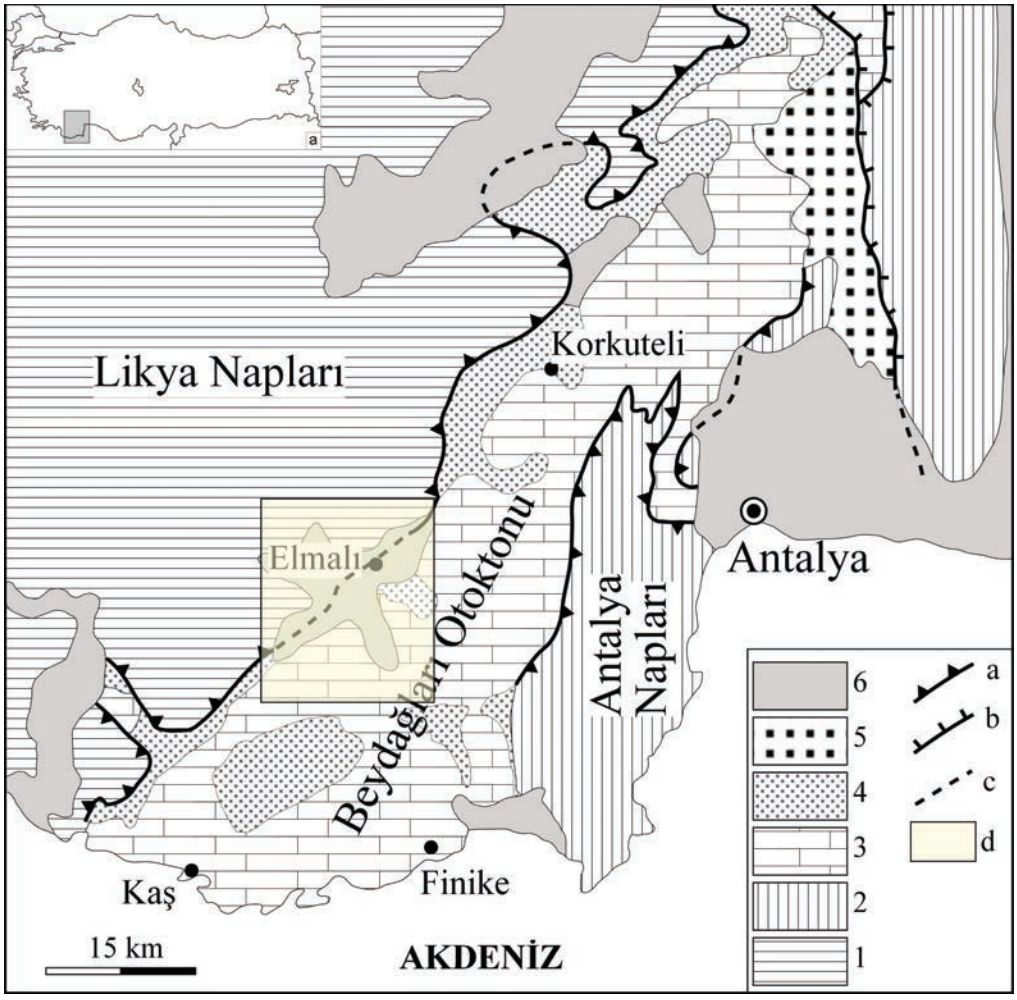
yapılabilmesi için çalışma alanına ait HGK'dan alınan 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritasından sayısal yükseklik modeli MapInfo 11.5 ve Global Mapper 16.0 programları kullanılarak üretilmiştir. Çalışma alanının jeomorfolojik evrimi ve aktif tektonik özelliklerini ortaya koymak amacıyla da "Dağ Önü Eğrilik Oranı (Smf)" ve "Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı (Vf)" morfometrik indisleri ile tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkilerin belirlenmesi amacıyla da "Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL)" hesaplanmıştır.

Son olarak, yaklaşık 6.5 büyüklüğündeki bir deprem olması halinde ortaya çıkacak yer ivmesi değerlerinin Ulusay vd. (2004) tarafından önerilen azalım denklemi kullanılarak hesaplanması yapılmıştır. Bu veriler de ileride yapılabilecek tehlike ve risk haritaları için altlık veri niteliği taşımaktadır.

3. Elmalı Havzası ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

3.1. Stratigrafik Özellikler

Çalışma alanı içinde yer alan birimler Mesozoyik'ten günümüze kadar olan zaman dilimini temsil eden kaya türlerini içermektedir. Önceki çalışmalar kısmında da belirtildiği gibi özellikle çalışma alanı yakın çevresinde bulunan yaşlı otokton ve allokton birimler farklı çalışmalara konu olmuştur (Şekil 2). Bu çalışmalar genellikle bölgede hüküm



Şekil 2- Çalışma alanı ve çevresindeki tektonik birlikleri gösteren genelleştirilmiş jeolojik harita (Hayward, 1982; Meşhur ve Akpınar, 1984; Şenel vd., 1992; Aksoy ve Aksarı, 2008). 1. Likya napları, 2. Antalya napları, 3. Beydağları otoktonu (Üst Triyas-Oligosen), 4. Beydağları otoktonu (Alt-Orta Miyosen), 5. Aksu havza çökelleri (Alt-Orta Miyosen), 6. Pliyo-Kuvaterner; a. Eski bindirme yapıları, b. Normal faylar, c. Muhtemel faylar, d. Şekil 3'de gösterilen çalışma alanı.

sürmüş olan nap tektoniği ve Isparta Açısı'nın oluşum mekanizması hakkındaki çalışmalardır. Öte yandan literatürde Elmalı havzası ile ilgili güncel tektonizma ve neden olduğu deformasyon yapıları hakkında detaylı veriler bulunmamaktadır. Bu çalışma kapsamında havzada bulunan güncel çökeller ve yaşlı birimlerle olan kontak ilişkileri ortaya konmuştur.

Beydağları karbonat platformu iki farklı nap dilimi tarafından üzerlenmektedir. Bunlar kuzeybatıda Likya napları ve doğuda Antalya napları olarak isimlendirilmiştir (Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; Gutnic vd., 1979; Robertson, 2000). Antalya naplarının yerleşimi geç Kretase ve Paleosen boyunca Beydağlarının güneydoğu kısmından gerçekleştiği önerilmiş (Poisson, 1977; Gutnic vd., 1979; Robertson, 2000) ve kökeninin Neotetisin güney kolunun kapanması ile ilgili olduğu savunulmuştur (Robertson vd., 2003; Poisson vd., 2003). Diğer yandan Likya nap yerleşiminin ise Geç Kretase döneminde olduğu ve Langiyen'den günümüze kadar bugünkü yerinde bulunduğu önerilmiştir. Ayrıca, Likya naplarının Neotetisin kuzey kolunun kapanması ile ilişkili olduğu da düşünülmektedir (Poisson, 1977).

Elmalı Havzası'nın KB'sında bulunan ve uzanım olarak çalışma alanı sınırları içinde de bulunan Likya Napları'nın jeolojisi farklı araştırmalara konu olmuştur (Hayward, 1984; Aksoy ve Aksarı, 2008). Bu çalışmalara göre genel olarak Likya napları Yeşilbarak Napı, Alt Nap, Ofiyolit Napı ve Üst Nap olmak üzere birbirleriyle tektonik dokanaklı dört tektonik birimden oluşur. Tektonik birimler ayrıca kendi içlerinde de düşük açılı bindirmelerle dilimlenmiştir. Likya naplarının, Beydağları otoktonu üzerine yerleşmesi muhtemelen Erken Langiyen olarak önerilmiş ve bu yerleşimin nedeninin sıkışmaya bağlı kabuk daralması olduğu öne sürülmüştür (Şengör vd., 1984). Sonraki yıllarda yapılan çalışmalar ise Likya naplarının orta Miyosen'deki bu son hareketinin kabuksal sıkışma/daralmayı temsil etmeyeceği vurgulanmıştır ve köksüz bir yerleşimden söz edilmiştir Seyitoğlu ve Scott, 1992; Collins ve Robertson, 1998). Bu büyük ölçekli tektonik olayların oluşumlarından sonra Miyosen'den günümüze kadar olan süreçte güncel havzaların gelişimi ve stratigrafik özellikleri bazı havzalarda araştırılmış ama Elmalı Havzası'nda yeteri kadar bilgi edinilmemiştir.

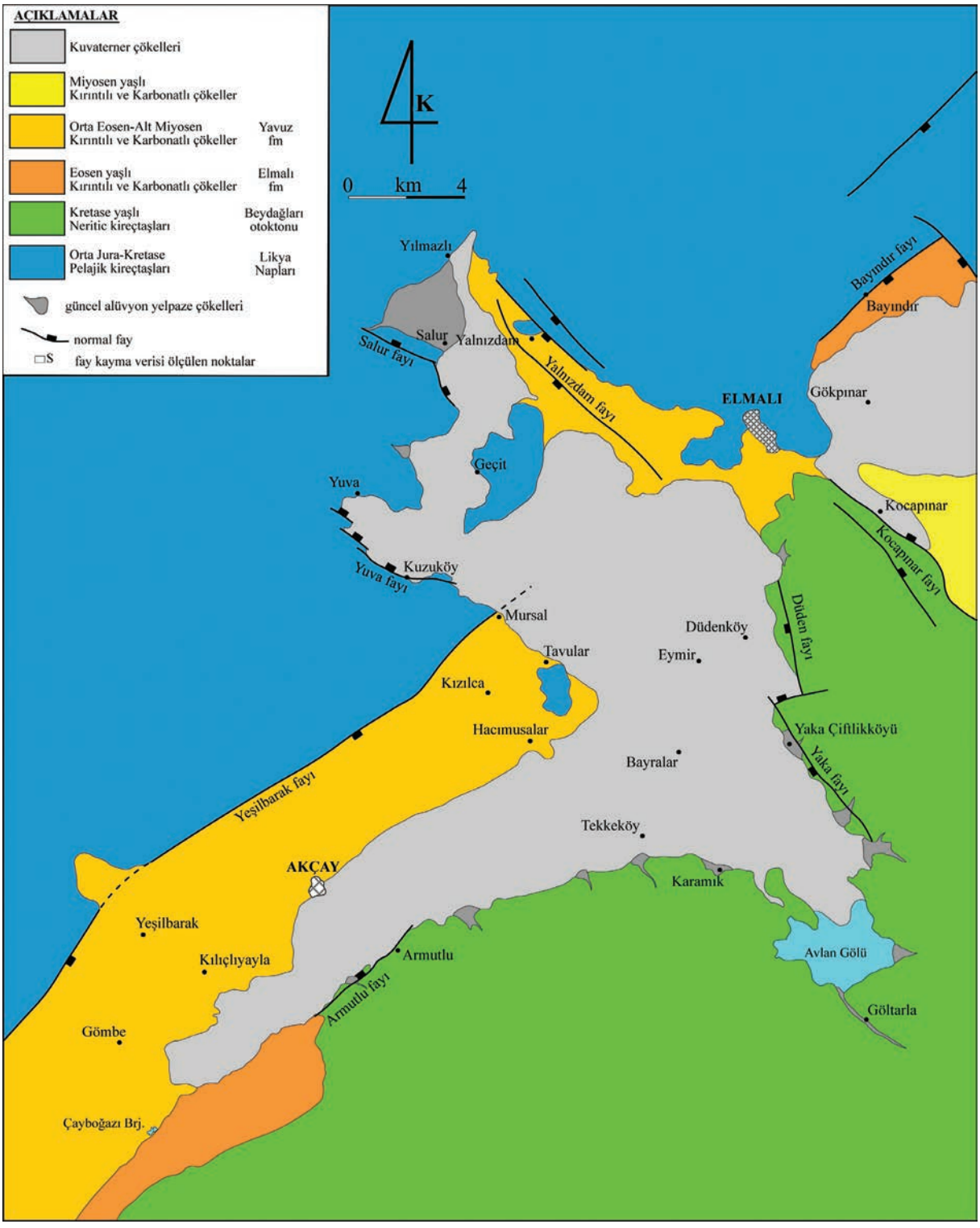
Elmalı Havzası otokton ve allokton iki büyük tektonik dilimin sınırda ve güncel tektonik mekanizması tartışmalı olan bir alanda gelişen Teke yarımadasında bulunan orta büyüklükteki havzalardan biridir. Detaylı arazi çalışmaları sonucunda havza kenarlarında ve içinde farklı yaş aralıklarına sahip birçok birim konumlandığı görülmektedir (Şekil 3). Likya Naplarının en üst kısmını oluşturan üst nap dilimi ve Kuvaterner çökelleri bu çalışma kapsamında irdelenerek deformasyon yapıları ortaya konmuştur.

Üst napa ait en yaşlı formasyon Elmalı formasyonu (Eosen) olup Önalan (1979) tarafından adlanmıştır. Formasyon genel olarak kumtaşı, kiltaşı ve silttaşı ardalanmasından oluşmakta (Şekil 4) üst seviyelerinde yer yer kamalanmalar şeklinde konglomera katmanları bulunmaktadır.

Yavuz formasyonu çalışma alanının KD ve GB kesiminde yüzeleyen, oldukça geniş bir alanda gözlenen birim Şenel vd. (1989) tarafından adlanmıştır. Genel olarak kırıntılılardan oluşan Yavuz formasyonu alt seviyelerde kireçtaşı ardalanmalı üst kısımlara doğru da killi kireçtaşı, kiltaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 5).

Elmalı ve Yavuz formasyonları Yeşilbarak napına ait birimlerdir ve havza kenarlarında gözlenmeleri ayrıca güncel tektonik rejim kontrolünde deforme olmaları sebebiyle önem taşımaktadırlar. Aktif havza kenar fayları ile ilgili olan deformasyon yapıları ve bunların analizi raporun tektonizma bölümünde sunulmuştur. Üst napa ait olan ve havza kenarlarında gözlenen diğer bir formasyon ise Taşkesiği formasyonudur (Şekil 6).

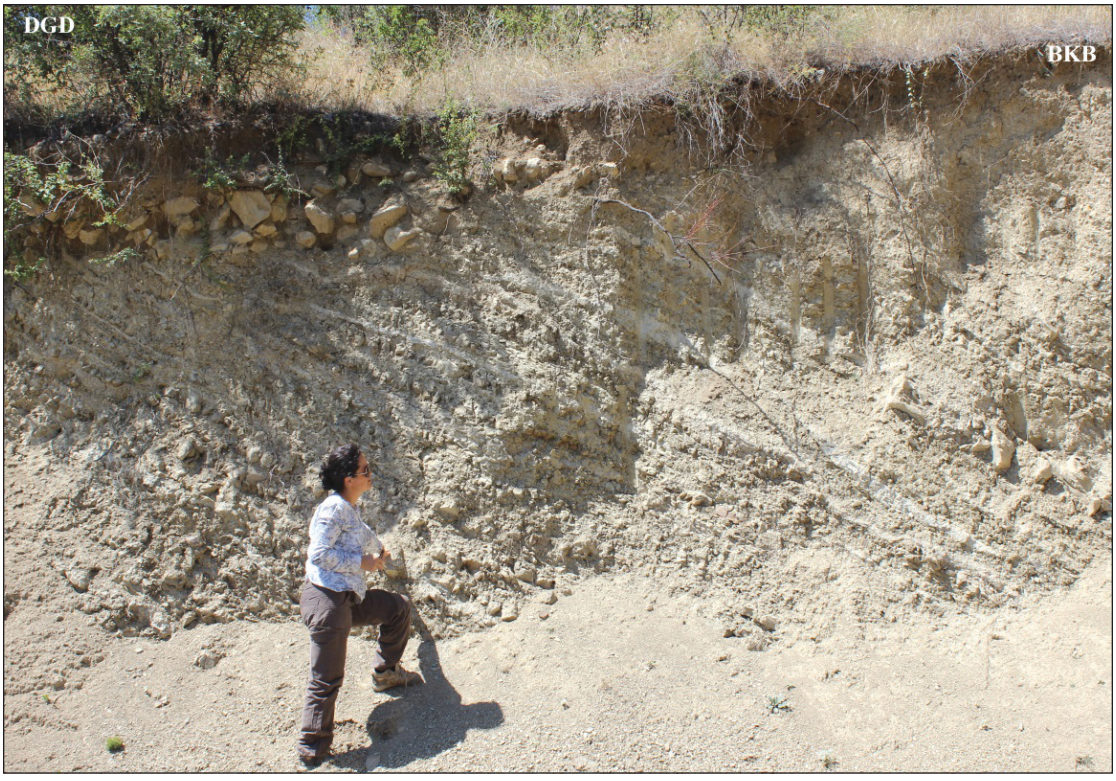
Kalın masif kireçtaşı tabakalarından oluşan formasyon Elmalı ilçesinin kuzey-kuzeybatı kesiminde gözlenmiş ve Likya napları ile ayrıştırılmadan haritada sunulmuştur. Likya naplarını kırıntılı ve kireçtaşı ardalanmalı gri renkli Miyosen birimleri (Şekil 7) uyumsuzlukla üzerlerken, tüm bu birimlerin üstüne yine uyumsuzlukla güncel Elmalı havzası çökelleri gelmiş ve halen oluşumları devam etmektedir. Elmalı Havzasının en güney kesiminde yer alan Avlan Gölü'de havzadaki su seviyesinin durumunu gösteren hem de mevcut suyun güneye ilerlemesinde deşarj görevi gören aktif bir depolanma alanıdır (Şekil 8). Elmalı havzası'nın bu güncel çökellerinin aktif faylarla olan ilişkisi ilerleyen kısımlarda sunulmuştur.



Şekil 3- Elmalı Havzası'na ait 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.



Şekil 4- Elmalı formasyonu yakın görünümü (KKD'ya bakış).



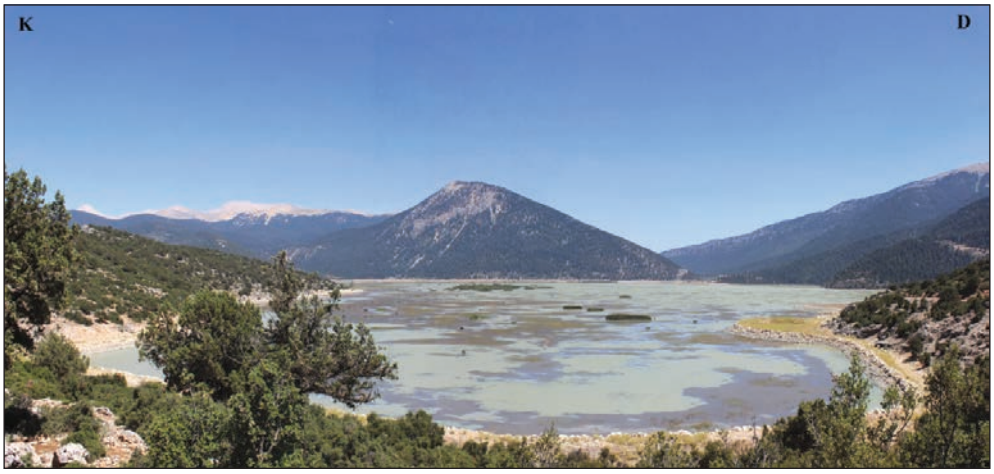
Şekil 5- Yavuz formasyonu yakın görünümü (GGB'ya bakış).



Şekil 6- Taşkesiği formasyonu yakın görünümü (G'ye bakış).



Şekil 7- Miyosen çökelleri yakın görünümü (DKD'ya bakış).



Şekil 8- Avlan Gölü genel görünümü (D'ya bakış).

3.2. Tektonik Özellikler

Alp dağ oluşum sürecinde sıkışmalı tektonik etki altında gelişen bölge (Colin, 1962; Brunn vd., 1971; Poisson, 1977; Önalan, 1979; Erakman vd., 1982; Akay ve Uysal, 1985; Şenel vd., 1987, 1989, 1994; Robertson, 1993; Şenel, 1997*a,b,c*) daha sonra nap tektoniğinin hakim olduğu Daniyen döneminde Antalya naplarının Beydağları otoktonu üzerine yerleşmesi sonucu daha da karmaşık bir yapı haline gelmiştir. İlerleyen evrelerde Eosen döneminde Likya naplarının da etkin olması sonucu Beydağları otoktonunun kuzeybatısına yerleşerek nap sürecini tamamlamıştır. En son evre olan Likya naplarının yerleşmesi ise Orta Miyosen sonuna karşılık gelmektedir (Şenel vd., 1989; Hayward, 1982; Şengör vd. 1984; Seyitoğlu vd., 1992; Aksoy ve Aksarı, 2008). Tüm bu bindirme tektoniği Üst Miyosen'den itibaren yerini genişleme tektoniğine bırakmış ve böylece güncel havzaların oluşumu başlamıştır (Şenel, 1997*a,b,c*). Bu havzalardan biri olan Elmalı halen güncel bir depolanma alanı olup kenar fayları incelendiğinde bunların güncel çökelleri kesen aktif yapılar olduğu görülmüştür. Havzada bulunan bu faylardan kayma verileri toplanarak paleostress analizleri yapılmış ve ana gerilme eksenleri tespit edilmiştir. Her bir fay detaylı olarak arazi gözlemleri ve analizlerini de içerecek şekilde ilerleyen kısımlarda sunulmuştur.

Şekil 3'te verilen jeoloji haritasında da görüldüğü gibi çalışma alanı içinde yer alan aktif faylar Düden, Yaka, Yeşilbarak, Yuva, Salur ve Yalnızdam faylarıdır. Bunlar ilk defa bu çalışmada adlanıp tanımlanmış faylardır.

3.2.1. Düden Fayı

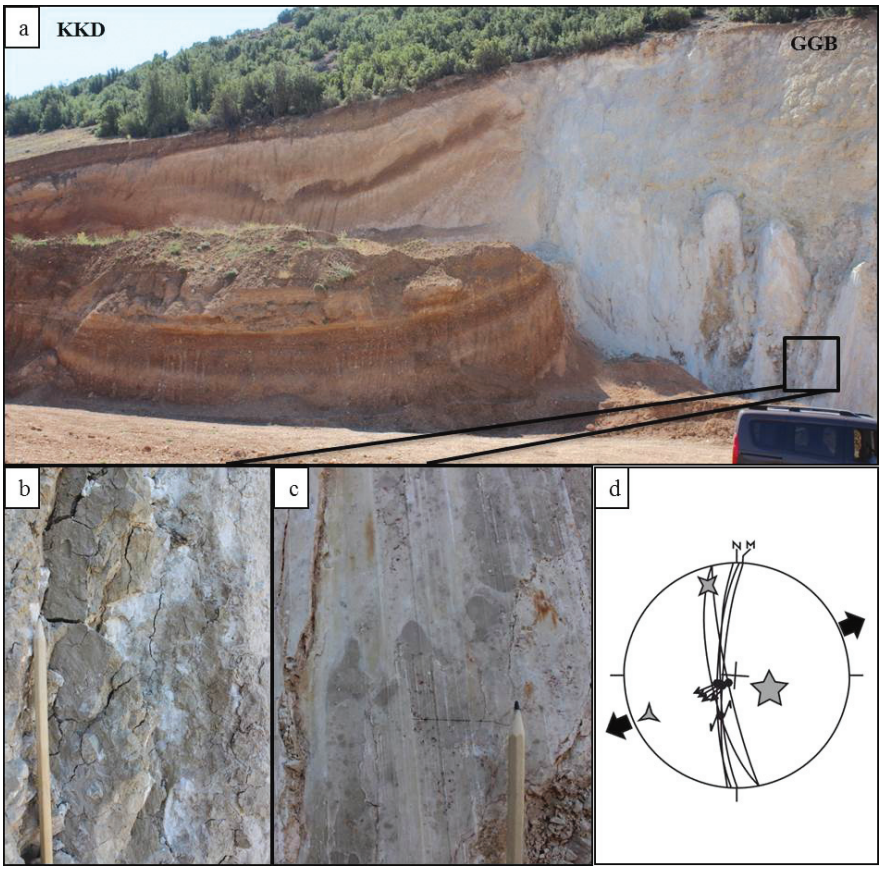
Düden fayı havzanın doğu sınırında bulunan K-G gidişli, B'ya havza içine doğru eğimli, izlenen uzunluğu yaklaşık 4 km olan bir normal faydır. Düden fayı temel birimler ile Pliyo-Kuvaterner çökelleri arasında sınır oluşturmakta ve özellikle temel birimlerin breşleşmesine sebep olacak yoğun bir deformasyon zonu içermektedir (Şekil 9a). Fay zonu içindeki killeşmeler (Şekil 9b) ve fay düzlemindeki kayma verisi iyi korunmuş bir fay aynasının varlığı sebebiyle net olarak gözlemlenmektedir (Şekil 9c). Fay kayma verilerinin analiz sonucunda da görüldüğü gibi Düden fayı yan yatım açısı (rake) 85º nin üstünde olan eğim atımlı normal bir fay özelliğindedir ve yerel olarak yaklaşık KKD-GGB yönlü bir genişlemeyi işaret etmektedir. Bu genişleme yönü bölgesel ölçekte bilinen Batı Anadolu'nun genişleme yönüyle uyumludur.

3.2.2. Yaka Fayı

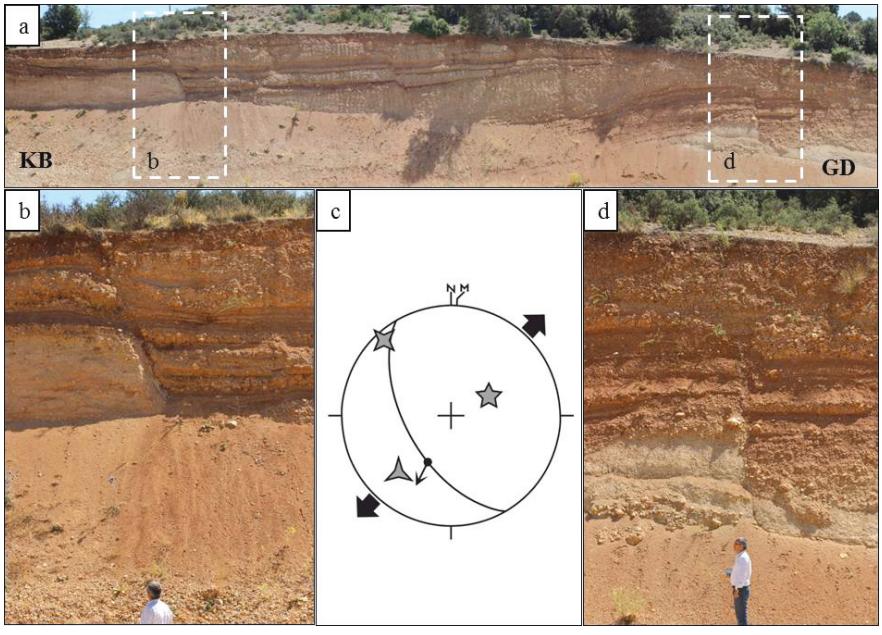
Yakaçiftlik köyünün doğusunda havzanın doğu kenarını sınırlayan, yaklaşık KKB-GGD gidişli, ~ 6 km uzunlukta, yol yarmasında Kuvaterner birimlerinin düşey yönde kesip ötelediği net olarak gözlenen Yaka Fayı bölgenin güncel yapıları arasında önemli bir yer tutmaktadır. Yaka Fayı büyük deprem üretme potansiyeline sahip olmamasına rağmen özellikle havzanın doğu kenarının güncel olarak aktivitesinin bir kanıtıdır. Fay zonu içinde kayma verisini kaydedecek ince taneli malzeme olmaması nedeniyle tek düzlem kullanılarak çözüm yapılmış ve yaklaşık KD-GB yönlü bir yerel genişleme yönü elde edilmiştir (Şekil 10). Güncel teras birimlerini kesmesi ve havza içine doğru basamaklı bir yapı göstermesi nedeniyle de fayın aktif olduğu sonucuna varılmıştır.

3.2.3. Yeşilbarak Fayı

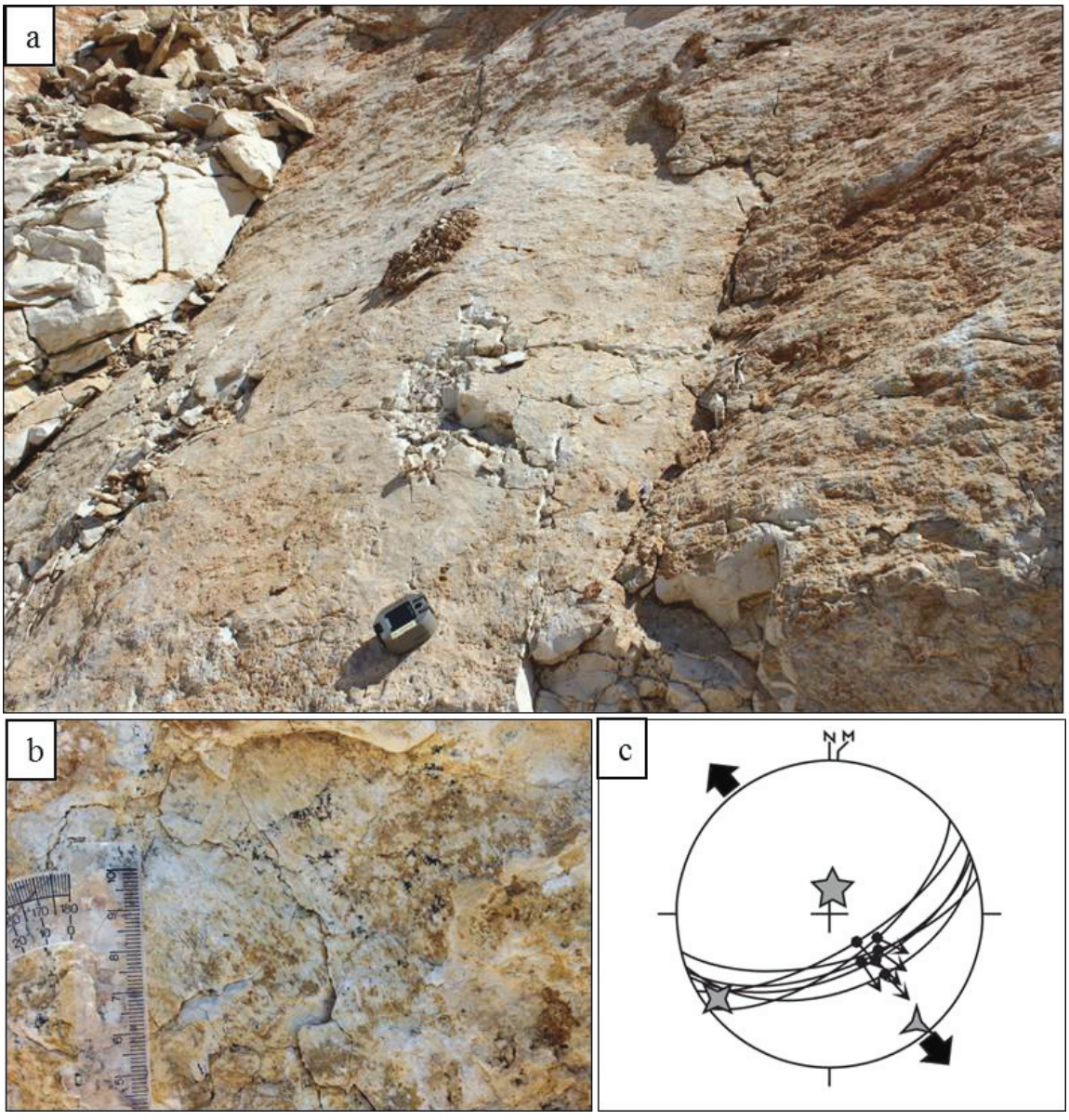
Yeşilbarak fayı Elmalı Havzası'nın KB kenarını sınırlayan, çalışma alanı içinde haritalanan yaklaşık uzunluğu 16 km olan KD-GB gidişli bir normal faydır (Şekil 11a). Yeşilbarak fayı paleotektonik dönemde nap mekanizması kapsamında Likya napları ve Beydağları otoktonu arasında bulunan önemli bir yapıyken (Şekil 2), arazi çalışması sırasında gözlenen ve Pliyo-Kuvaterner yapıların düşey yönde ötelenmesine neden olan ve nap tektoniği sırasında KB eğimli olmasına karşın neotektonik dönemde ölçülen kayma verileri ile GD ya eğimli başka bir yapının varlığı tespit edilen bir normal fay niteliğindedir. Burada gözlenen duruma morfometrik analizler den sonra tartışmalar kısmında ayrıca değinilecektir. Fay düzleminden elde edilen kayma verilerinin analizi (Şekil 11b), hâkim genişleme yönünün KB-GD olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 9- a) Düden fayının temel ve Pliyo-Kuvaterner birimleri arasındaki sınırı oluşturduğunun görüldüğü arazi fotoğrafı; b) Fay zonu içindeki killeşmeler ve kayma çiziklerinin yakın görünümü; c) Fay düzleminde ölçülen kayma çiziklerinin yakın görünümü; d) Fay kayma verilerinin paleostres analiz sonucu.



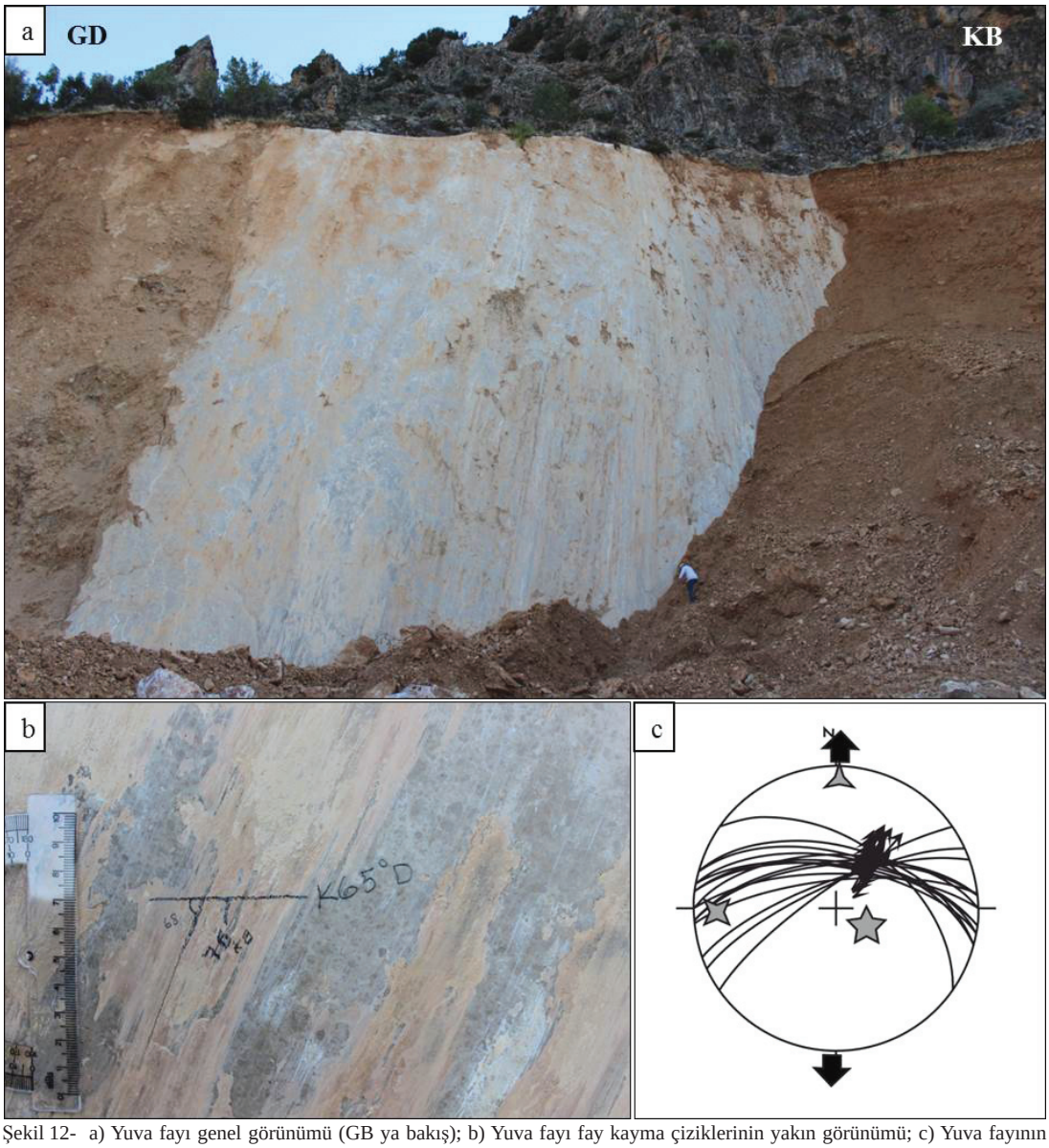
Şekil 10- a) Yaka fayı genel görünümü; b) Yaka Fayının ana kolunun yakın görünümü; c) Yaka Fayının tek düzlem çözümü kullanılarak elde edilen paleostres analiz sonucu; d) Yaka Fayının basamak türü ikincil faylarından birinin yakın görünümü.



Şekil 11- a) Yeşilbarak fayı genel görünümü; b) Yeşilbarak fayının fay kayma çiziklerinin yakın görünümü; c) Yeşilbarak fayının paleostres analiz sonucu.

3.2.4. Yuva Fayı

Yuva fayı Elmalı Havzasının KB sınırında bulunan ve Yeşilbarak Fayı ile yaklaşık 90 derece açı yapan, KB-GD gidişli yaklaşık 4 km uzunluğunda temel kayalar (pelajik kireçtaşları, Likya napları) ile Kuvaterner birimleri arasındaki sınırı oluşturan bir normal faydır (Şekil 12a). Alınan malzeme sebebiyle net olarak ortaya çıkan fay düzlemi üzerinde kayma çizikleri görülebilmektedir (Şekil 12b). Kayma verisinin analizi sonucunda K-G yönlü bir genişleme yönü elde edilmektedir.



Şekil 12- a) Yuva fayı genel görünümü (GB ya bakış); b) Yuva fayı fay kayma çiziklerinin yakın görünümü; c) Yuva fayının paleostres analiz sonucu.

3.2.5. Salur Fayı

Salur Fayı havzanın KB da bulunan ve havzanın açılmasında etkili olan yaklaşık 4 km uzunluğunda bir kısmı temel birim (pelajik kireçtaşları) içinde, bir kısmı da temel ve Kuvaterner birimlerini sınırlayan KKB-GGD gidişli bir normal faydır (Şekil 13). Morfolojik olarak gözlenen ve yer yer düzlemleri gözlenmesine rağmen faya ait kayma verisi elde edilememiştir. Fayın düşen bloğu üzerinde oldukça geniş bir alüvyon yelpaze gelişmiş ve yeraltı suyunun yeterli olması nedeniyle de seracılık yapılan bir alan yer almaktadır.



Şekil 13- Salur fayı genel görünümü (KB'ya bakış).

3.2.6. Yalnızdam Fayı

Yalnızdam Fayı yaklaşık KB-GD gidişli, güneybatıya eğimli, 6 km uzunluğunda bir normal faydır. Basamaklanma morfolojisi hem temel birimler içinde hem de temel-Kuvaterner birimleri arasında yer alan faylarla oluşturulmuştur (Şekil 14). Fayın izi arazide takip edilmesine rağmen fay düzlemine ait kayma verisi bulunamamıştır.

Yukarıda tüm verileriyle ortaya konan ve Elmalı Havzası'nı tektonik olarak kontrol eden bu faylar farklı doğrultu ve uzunluğa sahiptir. Bu fayların bazılarından kaynaklanacak olan deprem büyüklükleri ve yerleşim yerlerini etkileme durumu aşağıda detaylı olarak incelenmiştir.



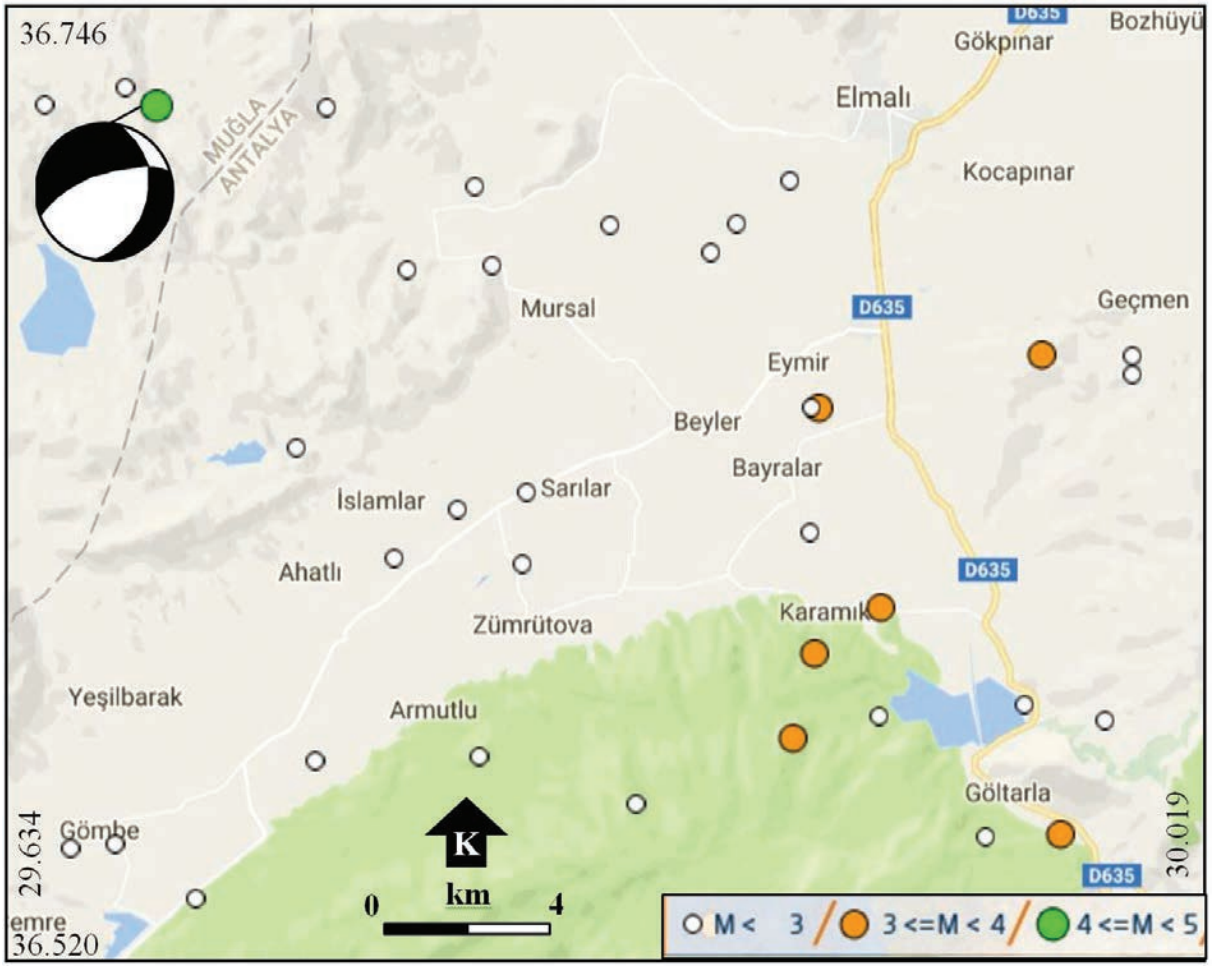
Şekil 14- Yalnızdam fayı genel görünümü (KD'ya bakış).

3.3. Maksimum Yer İvmesi Hesaplanması

Elmalı Havzası ve yakın civarında 1900'den günümüze kadar meydana gelmiş olan depremler incelendiğinde (Şekil 15), bölgede 3-4 büyüklüğündeki depremlerin hakim olduğu ve bu depremlerin havzanın genel gidişi olan KD-KB gidişe uyumlu bir şekilde yayıldığı görülmektedir. Bu depremlere ait koordinat ve derinlik bilgisi çizelge 1'de sunulmuştur. Derinlikler depremlerin genellikle sığ depremler olduğunu ve daha derindeki kabuk ile bağlantılı olaylar olmadığını göstermektedir. Havzanın KB'sında bulunan ve 2010 yılında meydana gelmiş olan 4.5 büyüklüğündeki depreme ait odak mekanizma çözümü fayın yanal atım bileşene sahip bir normal fay olduğunu göstermektedir. Aletsel dönemde yıkıcı büyüklükte bir deprem üretmemiş olan tüm bu fayların deprem üretebilecek bir kapasiteye sahip olduğu özellikle güncel çökellerdeki deformasyon verileriyle arazi çalışmaları sonucunda ortaya konmuştur. Bu nedenle, bölgede yapılacak olan tehlike ve risk haritalarında bu ihtimalin göz önünde bulundurulması gerekmektedir.

Aletsel dönemde yıkıcı deprem üretmemesine rağmen yüzeyde haritalanan izleri dikkate alındığında, Elmalı Havzası kenar faylarının üreteceği deprem büyüklükleri 12 km'lik Yeşilbarak fayı için Ms=6.3, 4 km'lik Yuva fayı için Ms=5, birlikte hareket etmeleri durumunda 12 km'lik Yaka ve Düden fayları için Ms=6.3, 7 km'lik Yalnızdam fayı için Ms=5.4 olarak hesaplanmıştır (Aydan vd., 2002)

Çizelge 1- 01/01/1900 - 13/02/2017 tarihleri arasında, (36.520 - 36.746) K ve (29.634 - 30.019) D koordinat aralığında, büyüklüğü 0 <= M < 10 arasında olan depremlerin listesi. Turuncu renkle gösterilen deprem şekil 15'de odak mekanizma çözümü verilen depremdir.

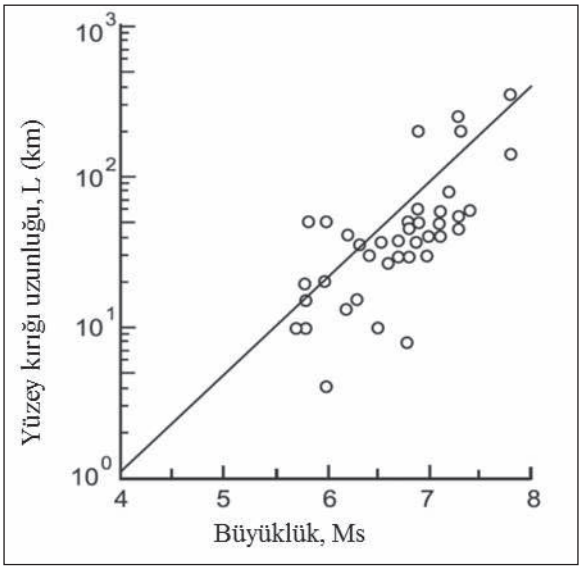


Şekil 15- 1900'den günümüze Elmalı Havzası ve çevresinde meydana gelmiş depremlerin dağılımı (depremler KOERI (2017) ve AFAD (2017) kataloglarından alınmıştır).

Çizelge 1- 01/01/1900 - 13/02/2017 tarihleri arasında, (36.520 - 36.746) K ve (29.634 - 30.019) D koordinat aralığında, büyüklüğü 0 <= M < 10 arasında olan depremlerin listesi. Turuncu renkle gösterilen deprem şekil 15'de odak mekanizma çözümü verilen depremdir.

Tarih (UTC)	Enlem	Boylam	Derinlik	Tip	Büyüklük	Yer
30/12/2016 06:37:39	36.6343	29.8063	7	ML	1.6	ANTALYA-ELMALI
30/03/2016 20:27:57	36.733	29.7428	7	ML	1	ANTALYA-ELMALI
18/09/2015 04:39:56	36.6695	29.999	7.01	ML	1.9	ANTALYA-ELMALI
13/06/2015 03:45:03	36.6958	29.865	7	ML	1.1	ANTALYA-ELMALI
03/05/2015 21:32:27	36.5445	29.6755	7.03	ML	1.5	ANTALYA-KAŞ
04/04/2015 04:37:54	36.624	29.8965	7.09	ML	1.6	ANTALYA-ELMALI
16/08/2014 18:45:44	36.5433	29.661	6.92	ML	1.4	ANTALYA-KAŞ
01/07/2014 11:21:49	36.668	29.97	49.8	Mw	3.5	ANTALYA-ELMALI
23/04/2014 16:12:35	36.5656	29.7388	7.52	ML	1.4	ANTALYA-ELMALI
16/04/2014 00:43:31	36.5761	29.9901	62.27	ML	2.3	ANTALYA-ELMALI
06/04/2014 02:01:26	36.6563	29.8971	7	ML	1.8	ANTALYA-ELMALI
18/11/2013 20:52:19	36.6457	29.733	6.99	Ml	2.1	ANTALYA-ELMALI
04/09/2013 11:29:16	36.577	29.9183	6.97	Ml	2.2	ANTALYA-ELMALI
06/08/2013 20:16:39	36.5463	29.9523	6.88	Ml	2.2	ANTALYA-ELMALI
13/03/2013 01:06:54	36.5303	29.701	7.22	Ml	1.9	ANTALYA-KAŞ
09/03/2013 23:07:57	36.5802	29.9647	7	Ml	2	ANTALYA-ELMALI
11/01/2013 07:26:34	36.7028	29.8327	6.99	Ml	2.6	ANTALYA-ELMALI
10/01/2013 03:34:27	36.5668	29.7912	6.9	Ml	2.9	ANTALYA-ELMALI
27/02/2011 05:22:15	36.6177	29.7642	7	Md	2.4	ANTALYA-ELMALI
14/07/2010 08:12:14	36.7143	29.8898	7	Md	2.5	ANTALYA-ELMALI
31/05/2010 17:55:21	36.5547	29.841	7.14	Md	2.7	ANTALYA-ELMALI
27/05/2010 00:16:00	36.738	29.6785	7	Md	2.7	MUGLA-FETHİYE
26/05/2010 18:57:14	36.6912	29.7683	7	Md	2.5	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 18:35:59	36.6302	29.7845	7	Md	2.6	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 17:53:17	36.6925	29.7952	7	Md	2.6	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 15:29:26	36.6162	29.8048	7	Md	2.6	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 15:14:13	36.703	29.8733	7	Md	2.6	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 14:37:11	36.5915	29.8978	30	Md	3.1	ANTALYA-ELMALI
26/05/2010 14:22:21	36.7312	29.6883	20.66	Ml	4.5	ANTALYA-ELMALI
02/07/2009 07:05:40	36.6035	29.9187	6.68	Md	3	ANTALYA-ELMALI
09/11/2008 12:55:57	36.6645	29.999	6.43	Md	2.8	ANTALYA-ELMALI
07/03/2008 10:44:13	36.6545	29.8992	6.84	Md	3.3	ANTALYA-ELMALI
07/02/2007 06:25:13	36.5455	29.9759	28.93	Md	3.4	ANTALYA-ELMALI
05/10/2005 10:56:49	36.5701	29.891	30.1	Md	3.6	ANTALYA-ELMALI
28/07/2005 23:48:30	36.7126	29.7899	2.44	Md	2.8	ANTALYA-ELMALI
28/12/2004 00:01:20	36.7334	29.6528	9.29	Md	2.8	MUĞLA-FETHİYE

Elmalı Havzası içerisinde ve kenarlarında yer alan yerleşim yerlerinin varlığı, ortaya çıkacak orta büyüklükteki bir depremde bile hasar ve can kaybının olma ihtimalini artırmaktadır. Bu nedenle, herhangi bir fay esas alınmadan meydana gelebilecek Ms=6.5 büyüklüğündeki bir depremde Elmalı havzası ve sınırlarında farklı birimlerde ortaya çıkacak maksimum ivme değerleri hesaplanmıştır. Varsayılan deprem büyüklüğü değeri Ms değerinden Mw değerine çevrilmiştir (Aydan vd., 2002) (Şekil 16).



Şekil 16- Ms ve yüzey kırığı arasındaki ilişkiyi gösteren grafik (Aydan vd., 2002).

M_w = 0.6798M_s+2.0402 formülüne dayanarak dönüşüm yapıldığında

M_w = 6.5 olarak hesaplanmıştır.

Meydana gelecek böyle bir deprem sonucunda ortaya çıkacak maksimum yer ivmesi (PGA) değerleri aşağıdaki formül kullanılarak hesaplanmıştır.

$$PGA=2.18\ e^{0.0218(33.3M_W - Re + 7.8427S_A + 18.9282S_B}$$

S_A ve S_B kaya türü değişkenleridir. Farklı kaya türleri için aşağıdaki değişkenler kullanılmaktadır (Ulusay vd., 2004).

$S_A = S_B = 0$ temel birimler (sağlam kaya),

$S_A = 1$ ve $S_B = 0$ toprak (Miyosen birimleri)

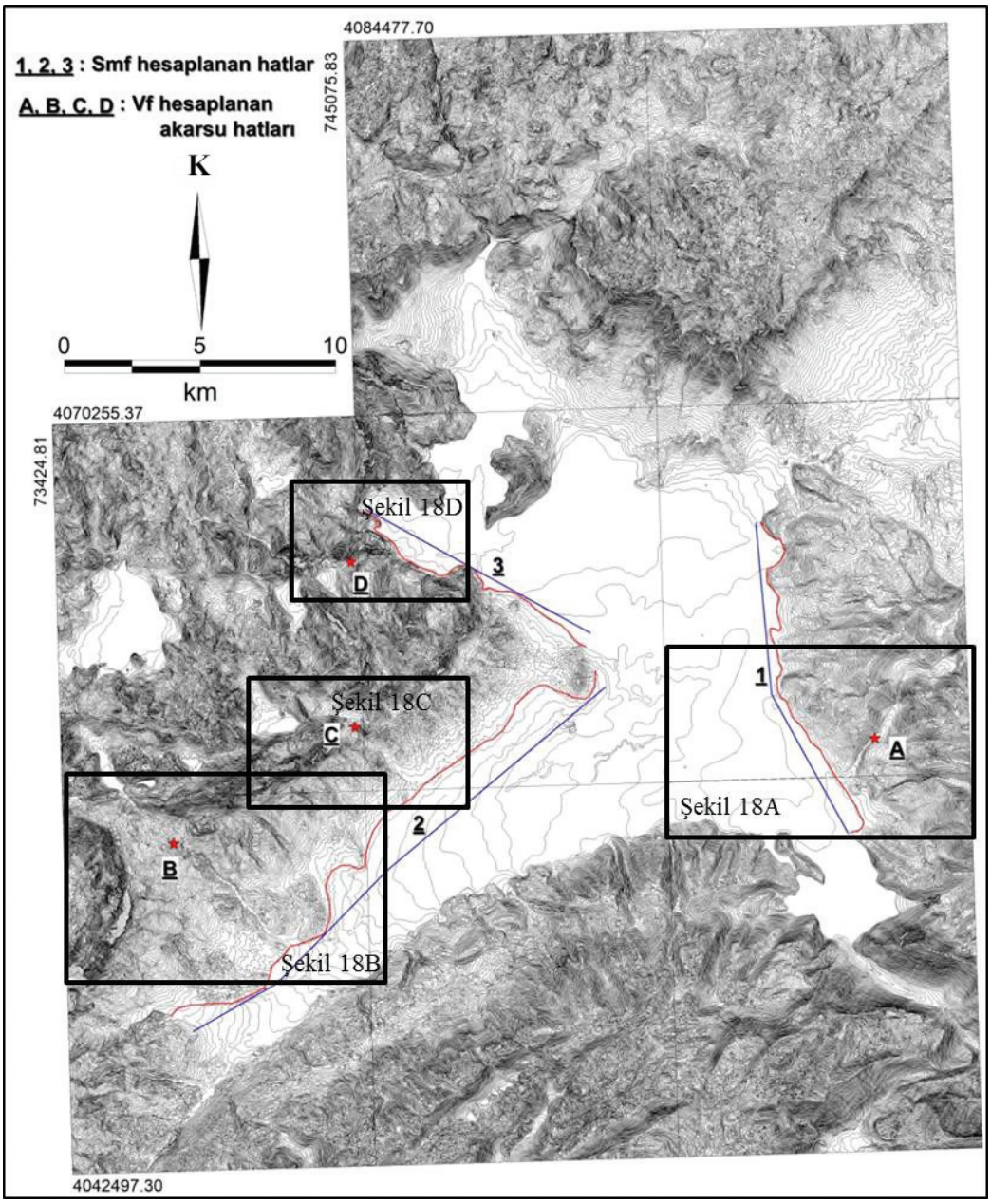
$S_A = 0$ ve $S_B = 1$ gevşek birimler (Pliyo-Kuvaterner ve alüvyon birimleri)

Re = fay ve kontrol noktaları arasındaki mesafe

Yapılan analizde güncel havza dolgusu için ortaya çıkan PGA değeri 0.35 g, Miyosen birimlerinde 0.27 g ve temel birimlerde 0.23 g olarak hesaplanmıştır. Kontrol noktası olarak en yakın yerleşim yerleri baz alınmıştır. Bu sonuçlara göre elde edilen PGA değerleri bölgede meydana gelecek bir depremin havza yakını için yıkıcı bir etkiye sebep olabileceğini göstermektedir.

4. Elmalı Havzası Morfometrik Analizi

Morfometri yüzey şekillerinin ölçümü olarak tanımlanır. Morfometrik analizler de özellikle akarsu havzalarına ait jeomorfolojik özelliklerin ortaya konması amacıyla yapılan çalışmalardır. Bu yöntemle havzaya ait jeomorfolojik özellikler sayısal yükseklik modeli kullanılarak hesaplanmakta ve elde edilen sonuçlar morfometrik indis değerlerine dönüştürülerek parametreler elde edilmektedir. Her bir parametre havzanın farklı bir özelliğini ortaya koymakta ve havza gelişimine olan etkisini tespit etmektedir (Schumm, 1986; Keller ve Pinter, 1996). Bu çalışma kapsamında özellikle tektonik aktivite hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlayan vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (Vf), dağ önü eğriselliği (Smf) ve akarsu uzunluk-gradyan (SL) indisleri hesaplanmış böylelikle Elmalı Havzası'nın gelişim sürecinin tektonik kontrollü olup olmadığı ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu indisler havzaya ait sayısal yükseklik modeli üzerinden Vf ve SL değerleri 4 farklı vadi için (A, B, C, D), Smf değeri ise 3 farklı dağ önü alanı için (1, 2, 3) hesaplanmıştır (Şekil 17).



Şekil 17- Çalışma alanına ait münhaniler ve morfometrik indis hesaplaması yapılan yerleri gösterir harita. A, B, C ve D için Vf; 1, 2 ve 3 için Smf indisleri hesaplanmıştır.

4.1. Vadi Tabanı Genişliğinin-Vadi Yüksekliğine Oranı (Vf)

Bu indis göreceli olarak yüksek Vf değerli geniş tabanlı vadiler ile düşük Vf değerli V şekilli kanyonlar arasında ayrım yapmayı sağlar. Yüksek Vf değerleri düşük yükselme hızı ile ilişki dolayısıyla da tektonik etkinin göreceli olarak daha az olduğunu işaret ederken, düşük Vf değerleri genel olarak yükselmeyle bağlantılı ve aktif olarak kazıyan derelerin olduğu derin vadileri yani tektonik etkinin kayda değer bir payının olduğunu yansıtır (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984; Keller ve Pinter, 1996). Belirlenen Vf değer aralıkları ve temsil ettikleri sonuçlar çizelge 2 de verilmiştir.

Çizelge 2- Vf değer aralıkları ve temsil ettikleri sonuçlar.

Değer aralığı	Değer anlamı
$Vf \leq 0.5$	Yüksek seviye tektonik aktivite
$1 < Vf < 0.5$	Orta seviye tektonik aktivite
$Vf \geq 1$	Düşük seviye tektonik aktivite

Vf değeri aşağıdaki formül kullanılarak hesaplanır;

$$Vf = 2Vfw/[(Eld – Esc) + (Erd – Esc)]$$

Burada;

Vf: Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı,

Vfw: Vadi tabanının genişliği,

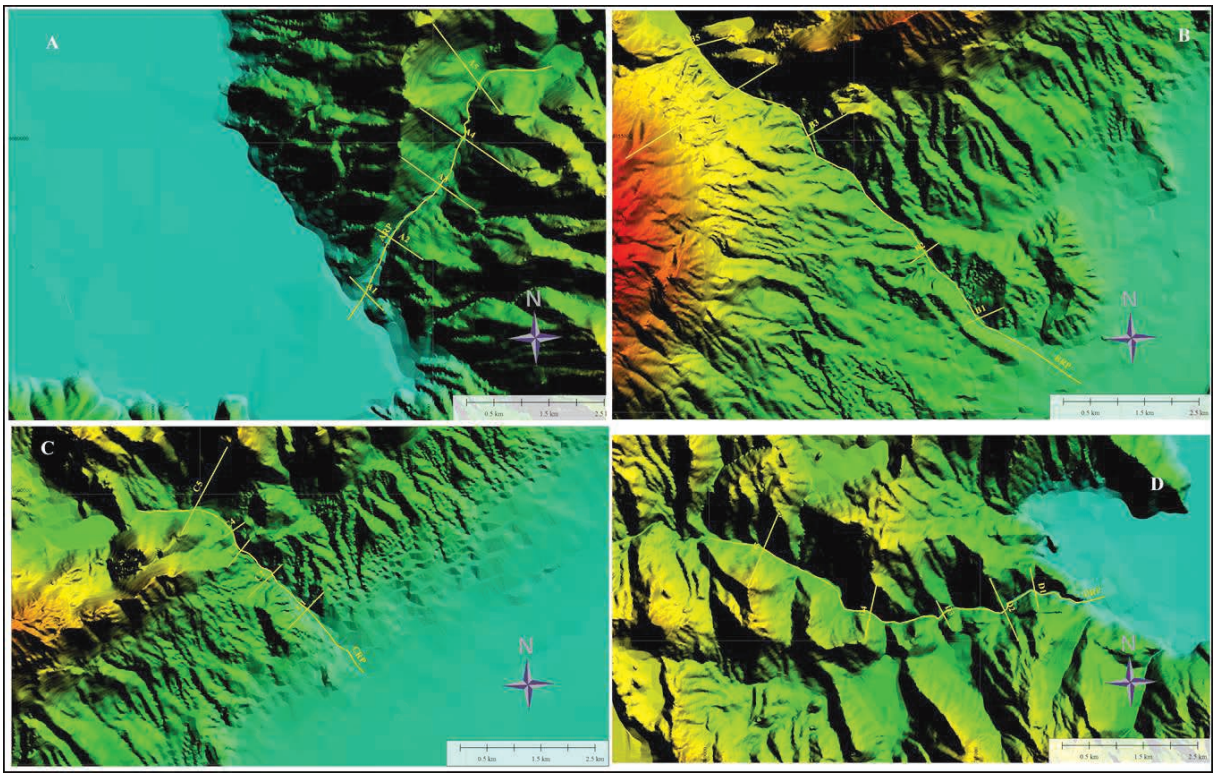
Eld: Vadinin sol tarafında kalan bölümün yüksekliği,

Erd: Vadinin sağ tarafında kalan bölümün yüksekliği,

Esc: Vadi tabanının yüksekliğidir.

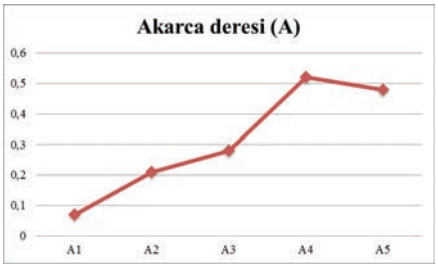
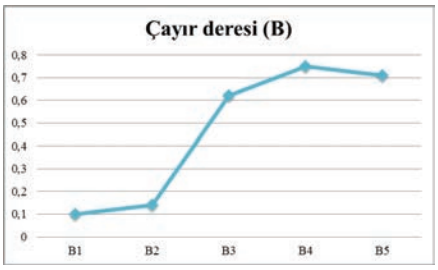
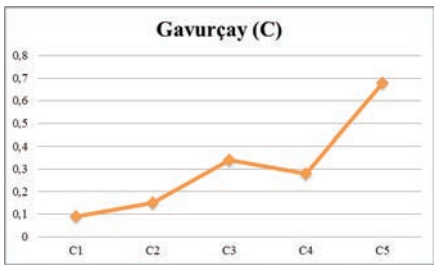
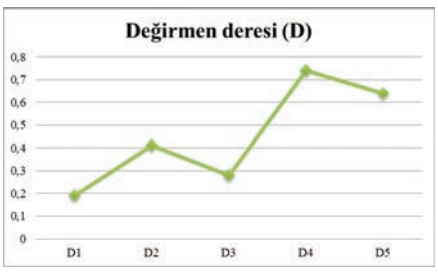
Elmalı Havzası için sırasıyla Akarca deresi (A), Çayır deresi (B), Gavurçay (C) ve Değirmen deresi (D) alt havzalarında (Şekil 17) Vf hesaplamaları yapılmıştır.

A, B, C ve D dere vadilerine dik yönde alınan profiller boyunca hesaplanan Vf değerleri 0.09 ile 0.75 arasında değişmektedir (Şekil 18, Çizelge 3). Havzanın doğu kısmını denetleyen Yaka fayı taban bloğunda faya yaklaşık dik yönde GB'ya akan Akarca deresi, batı kısmını denetleyen Yeşilbarak fayı taban bloğunda faya dik yönde D'ya doğru akan Çayır ve Gavurçay dereleri ve KB-GD gidişli Yuva fayı taban bloğunda KD'ya doğru akan Değirmen deresi boyunca beş farklı kesit boyunca ölçülen Vf değerlerinin büyük çoğunluğunun 0.5'den düşük olduğu görülmektedir. Vf değerlerinin derelere göre grafiklerine bakıldığında havzadan uzaklaştıkça artış olduğu bununda havza içine doğru tektonik etkinin artış gösterdiği sonucunu ortaya çıkarmaktadır (Çizelge 3).



Şekil 18- Morfometrik analiz yapılan derelere ait dere boyu profilleri (RP) ve vadilere dik yönde alınan kesit yerlerini gösteren sayısal yükseklik modelleri (A1-A5 ve B1-B5).

Çizelge 3- Hesaplanan Vf değerleri ve havza içine doğru değişim grafikleri.

Profil adı		Vf	Havza içine doğru
A			
	A1	0,07	
	A2	0,21	
	A3	0,28	
	A4	0,52	
	A5	0,48	
B			
	B1	0,10	
	B2	0,14	
	B3	0,62	
	B4	0,75	
	B5	0,71	
C			
	C1	0,09	
	C2	0,15	
	C3	0,34	
	C4	0,28	
	C5	0,68	
D			
	D1	0,19	
	D2	0,41	
	D3	0,28	
	D4	0,74	
	D5	0,64	

4.2. Dağönü Eğrisellik Oranı (Smf)

Havza gelişim süreçlerinde tektonizmanın etkisinin ortaya konması amacıyla kullanılan ve Vf değeri ile karşılaştırılmalı olarak kullanılan morfometrik indis Dağönü Eğrilik oranı (Smf) dır (Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003). Tektonik aktivitenin tespiti için kullanılan etkin yöntemlerden biri olan Smf indisinin düşük değerleri yüksek tektonik etkiyi, yüksek değerleri ise erozyon baskısının arttığı düşük tektonik etkiyi işaret etmektedir. Smf sonuçlarının temsil ettiği ortam yorumları çizelge 4'de görülmektedir. Smf değeri aşağıdaki formül ile hesaplanır;

Çizelge 4- Smf değer aralıkları ve temsil ettikleri sonuçlar

Değer aralığı	Değer anlamı
Smf = 1	Yüksek tektonik aktivite
Smf > 1	Düşük tektonik aktivite

$$Smf = Lmf / Ls$$

Burada;

Lmf = dağönü boyunca dağ cephesi uzunluğu (Şekil 17'de kırmızı hatlar)

Ls = Lmf uzunluğunun düz bir hat boyunca ölçülen mesafesidir (Şekil 17'de mavi hatlar).

1, 2 ve 3 nolu dağ cepheleri için Smf değeri hesaplanmıştır (Şekil 17, Çizelge 5). Smf değerlerinden de anlaşılacağı gibi havza kenarlarında tektonik etkinin varlığı açıkça görülürken, havzanın farklı kenarlarında tektonik etkinin benzer bir hıza sahip olduğu görülmektedir.

Çizelge 5- Hesaplanan dağönü eğriselliği (Smf) değerleri (lokasyonlar için şekil 17).

Dağ cephesi profili adı	Smf
1	1.18
2	1.12
3	1.17

4.3. Akarsu Uzunluk-Gradyan İndeksi (SL)

Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL), vadi kanalı boyunca olası tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesi amacıyla hesaplanmıştır (Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002). SL değeri için literatürde bulunan değer aralıkları ve temsil ettiği sonuçlar çizelge 6'da listelenmiştir. Bu indis, aşağıda formül ile hesaplanır;

$$SL=(\Delta H/\Delta L)L$$

Burada;

ΔH: Akarsu segmentinin yükseklik değişimini (maksimum yükseklik-minimum yükseklik),

ΔL: Akarsu segmentinin metre olarak uzunluğunu,

L: İndeks hesaplama noktasından akarsuyun en yüksek noktasına kadar olan mesafenin metre olarak değerini ifade etmektedir.

Çizelge 6- SL değer aralıkları ve temsil ettikleri ortam özellikleri.

Değer aralığı	Değer anlamı
$SL \geq 500$	Sahada yüksek seviyede dirençli kayaçların varlığı ve/veya yüksek seviye tektonik aktivite varlığı
$300 \leq SL < 500$	Sahada orta seviyede dirençli kayaçların varlığı ve/veya orta seviye tektonik aktivite varlığı
$SL < 300$	Sahada düşük seviyede dirençli kayaçların varlığı ve/veya düşük seviye tektonik aktivite varlığı

Vf değerlerinin hesaplandığı A, B, C ve D drenajları için SL değerleri hesaplanmıştır (Şekil 17, Çizelge 7). Yapılan analiz sonuçları çalışma alanı içinde yer alan tektonik aktivitenin orta seviyede olduğunu göstermektedir.

Çizelge 7- Hesaplanan SL değerleri.

SL hesaplanan dere profili	SL
A	329
B	401
C	335
D	341

Çalışma alanı içinde sayısal yükseklik modeli esas alınarak yapılan morfometrik analiz sonuçları vadi profilleri boyunca tektonik aktivitenin etkinliğini ortaya koymaktadır. Burada vurgulanması gereken en önemli nokta birimlerin yaşları göz önüne alındığında yükselim hızının fazla olmadığı buna rağmen tektonik aktivitenin etkisinin bölgede var olduğu görülmektedir.

5. Tartışma ve Sonuç

Elmalı Havzası, Antalya iline yaklaşık 120 km uzaklıkta, allokton Likya napları ve otokton Beydağları neritik kireçtaşları arasında yer alan yaklaşık KD-GB gidişli, normal faylar kontrolünde gelişimi devam eden güncel bir depolanma havzasıdır. Bölgede yer alan özellikle güncel olmayan ve nap tektoniği kontrolünde gelişen büyük ölçekli yapıların varlığı ve hakkındaki tartışmalar bu çalışmada ana amaç olmamasına rağmen kısaca özetlenmiştir. Bunun yanında, çalışmanın asıl amacı olan

- havzanın Kuvaterner dönem tektonik aktivitesini analiz etmek amacıyla yapılan detaylı jeolojik haritalama ve stratigrafik özellikleri,
- faylara ait verilerin analizi ve etkin stres yönlerinin tespit edilmesi,
- zemin türüne bağlı olarak orta büyüklükte bir depremden kaynaklanacak maksimum yer ivmesi değerleri ve
- tüm bunlara ek olarak tektonizma-morfoloji ilişkisinin tespiti amacıyla morfometrik indis analizleri yapılmıştır.

2012 yılında yenilenen Türkiye Diri Fay Haritası'na (Emre vd., 2013) göre Elmalı Havzası'nı sınırlayan herhangi bir aktif fay görülmemektedir. Fakat detaylı arazi çalışması sonucunda güncel çökelleri kesip yer değiştirdiği belirlenen aktif fayların varlığı tespit edilmiştir. Bunlar Düden, Yaka, Yeşilbarak, Yuva, Salur ve Yalnızdam faylarıdır ve bu fayların baskın

karakterlerinin normal faylanma olduğu, fay kayma verilerinin ölçüm ve analizi sonucu ortaya konmuştur. Temel birimlerle, güncel birimleri sınırlayan KB-GD gidişli Salur fayına ve Miyosen birimleri ile yer yer güncel birimleri sınırlayan KB-GD gidişli Yalnızdam fayına ait fay kayma çizikleri arazide gözlenememiştir. Öte yandan, K-G gidişli ve DKD-BGB genişleme gösteren Düden fayı, KB-GD gidişli ve KD-GB genişleme gösteren Yaka fayı, KD-GB gidişli ve KB-GD genişleme gösteren Yeşilbarak fayı ve D-B gidişli ve K-G genişleme gösteren Yuva fayı arazide fay düzlemi ve fay çizikleri ölçülmüş, deformasyon yapıları ortaya konarak Kuvaterner döneminde aktif oldukları değerlendirilmiştir. Analiz sonuçlarına bakıldığında Batı Anadolu'da güncel olarak gözlenen bölgesel genişleme yönü olan yaklaşık K-G yönü ile fayların doğrultuları dikkate alındığında uyumluluk gösterdiği görülmektedir. Bölgesel genişleme yönü ile uyumlu olmayan bazı uyumsuzluklar ise fay doğrultuları ve yerel anomaliler tarafından ortaya çıkmaktadır. Buna ek olarak, havzaya ait aletsel dönemde gerçekleşmiş orta ve büyük bir depremin olmayışı odak mekanizma çözümünün de olmamasına bu nedenle de mekanizma konusunda aletsel veriye ulaşılamamasına neden olmuştur. Buna rağmen yapılan detay arazi çalışması genişleme tektoniği ve normal fay baskın bir rejimi işaret etmektedir.

Havza içi veya sınırlarından kaynaklanmış yıkıcı bir deprem olmaması, yakın çevrede meydana gelecek yıkıcı depremlerin bu alandaki yerleşim yerlerini etkilemeyeceğini göstermemektedir. Bu nedenle, Mw=6.5 büyüklüğünde yaklaşık 20 km lik bir mesafede meydana gelecek bir deprem civarda oluşacak diğer bir depremin neden olacağı maksimum yer ivmesi değerleri hesaplanmıştır. Buna göre ortaya çıkacak maksimum yer ivmesi değerleri; güncel havza dolgusu için 0.35 g, Miyosen birimleri için 0.27 g ve temel birimler için 0.23 g olarak hesaplanmıştır. Bu değerler ışığında civarda bulunan yerleşim yerlerinin köy ve bucak olduğu düşünülse yıkım etkisinin artabileceği aşikârdır. Aletsel ve tarihsel dönem kayıtları incelendiğinde depremselliğin düşük olduğu ve buna bağlı olarak da kayma hızının düşük olduğu sonucuna kolaylıkla varılabilir.

Jeomorfolojik analizler bu çalışma kapsamında Elmalı Havzası ve yakın civarında bulunan yapıların gelişimde tektonizmanın etkisinin ortaya konması amacıyla yapılmıştır. Yüzey morfolojisinin şekillenmesinde en önemli etki akarsu ağlarıdır ve bu ağlar tektonik hareketlere bağlı olarak önemli farklılıklar gösterir. Bu çalışma kapsamında üç farklı parametre analiz edilmiştir; bunlar vadi tabanı genişliğinin-vadi yüksekliğine oranı (Vf), Dağönü eğrisellik oranı (Smf) ve Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL). Vf ve Smf değerleri incelendiğinde Elmalı havzası'nın batı kenarının doğu kenarına oranla daha aktif olduğu görülmektedir. 4 farklı alt havzada yapılan Vf, Smf ve SL analizlerine göre bu alt havzaların asimetrik ve genç havzalar olduğu görülmektedir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma Akdeniz Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri tarafından desteklenen FBA-2015-680 kodlu proje kapsamında yapılmıştır. Yazarlar olarak ilk makale metninin düzenlemesi ve son halini alması için değerli yorumlarıyla katkıda bulunan Prof. Dr. Hasan Sözbilir, Yrd. Doç. Dr. Azad Sağlam ve diğer iki hakeme teşekkür ederiz.

Değinilen Belgeler

AFAD, 1996. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.

AFAD, 2017. Afet ve Acil Durumu Yönetimi Başkanlığı, Deprem Kayıt Katalogu.

Akay, E., Uysal, Ş. 1985. Stratigraphy, Sedimentology and Structural Geology of the Neogene Deposits in the West of Central Taurides (Antalya), Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey (MTA) Report no.7799, Ankara (Türkçe, yayınlanmamış).

Akay, E., Uysal. Ş. 1988. Orta Torosların post-Eosen tektoniği, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 108, 57-68.

Akgün, F., Akyol, E. 1992. Yukarıkaflıkara ve Yarıkkaya (Isparta) kömürlerinin karşılaştırmalı palinostratigrafisi ve paleoekolojisi [Correlative palinostratigraphy and palaeoecology of the Yukarıkaflıkara and Yarıkkaya (Isparta) coals], Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin 4, 129–139 [in Turkish with English abstract].

Aksoy, R., Aksarı, S. 2008. Elmalı (Antalya, Batı Toroslar) Kuzeyinde Likya Naplarının Jeolojisi, S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg., 23, 2.

Alçiçek, M.C., Kazancı, N., Özkul, M. 2005. Multiple rifting pulses and sedimentation in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkish Sedimentary Geology 173, 409–431.

Alçiçek, M.C., Ten Veen, J.H., Özkul, M. 2006. Neotectonic development of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. In: AHF Robertson ve D Mountrakis (eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region, Geological Society of London, Special Publication, 260, 591–611.

Aldanmaz, E. 2006. Mineral–Chemical Constraints on the Miocene Calc–Alkaline and Shoshonitic Volcanic Rocks of western Turkey: disequilibrium phenochryst assemblages as indicators of magma storage and mixing conditions, Turkish Journal Earth Sciences, 15, 47–73.

Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in P.L. Hancock, ed., Continental Deformation: Pergamon Press, Oxford, p. 53−100.

Aydan, Ö., Kumsar, H., Ulusay, R. 2002. How to infer the possible mechanism and characteristics of earthquakes from the striations and ground surface traces of existing faults, JSCE, Earthquake Structural Engineering Div. 19 (2), 199–208.

Barka A.A., Reilinger, R.E., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C. 1995. Isparta Angle: Its importance in the noetectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Pişkin, D., Ergün, M., Savaşçın, M.Y. ve Tarcan, G. (eds.), International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, 3–18.

Becker–Platen, J., Benda, L., Steffens, P. 1977. Litho und biostratigraphiche Deutung radiometrischer Altersbestimungen aus dem Jungtertiar der Turkei, Geologischen Jahrbuch Reihe B, 25, 139–167.

Besang, C., Eckhardt, F.C., Harre, W., Kreuzer, H., Muller, P. 1977. Radiometriche Altersbestimungen an Neogenen Eruptivgesteinen der Turkei, Geologischen Jahrbuch Reihe B 25, 3–36.

Blumenthal, M.M. 1951. Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik incelemeler [Geological investigations in Alanya hinterland, western Taurides], Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA) of Turkey, 5, 194.

Blumenthal, M.M. 1963. Le Systeme structural de Taurus sud Anatolien: Livre a la mem. Prof. P. Fallot, Memihsser, Buletin de la Société Gélogique de France, 11, 611–662.

Boray, A., Şaroğlu, F., Emre, Ö. 1985. Isparta büklümünün kuzey kesiminde Doğu–Batı daralma için bazı veriler, Geological Engineering, 23, 9–20 [in Turkish with English abstract].

Brunn , J.H., Dumont, J.F., Granciansky, P. De., Gutnic, M., Juteau, Th., Monod, O., Poisson, A. 1971. Outline of the geology of the Western Taurids. In Geology and History of Turkey, A.S. Campbell Ed. Petrol Expl. Soc. of Libya, Tripoli.

Brunn, J.H. Argyriadis, L., Marcoux, J., Poisson, A., Ricou, L.E. 1973. Antalya Ofiyolit naplarının orijini lehine ve aleyhine kanıtlar, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğleri, 58-69, Ankara.

Bull, W.B., McFadden, L.D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Geomorphology in Arid Regions, 115-138.

Colin, H.J. 1962. Geologische Untersuchungen im Raume Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (SW Anatolien), Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA) of Turkey, 59, Ankara.

Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 1998. Processes of Late Cretaceous to late Miocene episodic thrustsheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey, Journal of Geological Society 155, 759–772.

Çevikbaş, A., Ercan, T., Metin, Ş. 1988. Geology and regional distribution of Neogene volcanics between Afyon and Şuhut, Journal of Pure and Applied Sciences 21, 479–499.

Dumont, J. F. 1979. Isparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini; Torosların Üst Kretase tektojenezi ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir dekroşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı [Origin of the Isparta Angle and Antalya Nappes; Hypothesis of that the Upper Cretaceous tectogenesis–induced stratigraphy of Turides has been broken–up into two parts by a big decollement (trans–taurique scar)], Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA) of Turkey, 86, 56–67.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara.

Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M. 1982. Fethiye – Köyceğiz Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanine jeolojisi, Türkiye 6. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri, 23-31, Ankara.

Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., Günay, E. 1978. Uflak yoresindeki Neojen havzaların jeolojisi [Geology of Nogene basins in Uflak area], Geological Society of Turkey Bulletin, 21, 97–106 [in Turkish with English abstract].

Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B. 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu [Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric age data for western Anatolian Cenozoic volcanics], Geological Society of Turkey Bulletin, 28, 121–136 [In Turkish with English abstract].

Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H. 2005. Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadic borate basin, western Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 14, 227–253.

Glover, C.P., Robertson, A.H.F. 1998*a*. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus Tectonic arcs: extensional and strike–slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, Tectonophysics, 298, 103–132.

Glover, C.P., Robertson, A.H.F. 1998*b*. Role of regional extension and uplift in the Plio–Pleistocene evolution of the Aksu basin, SW Turkey, Journal of the Geological Society London, 155, 365–387.

Glover, C.P., Robertson, A.H.F. 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey, Geological Journal, 38, 329–358.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F. 1979. Géologie des Taurides Occidentales (Turquie), Memoires Société géoloque de France 137, 112, Paris.

Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index: U.S. Geological Survey, Journal Research, 1, 4, 421-429.

Hayward, A.B. 1982. Türkiye'nin güneybatısındaki Beydağları ve Susuzdağ masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi, TJK Bull., 25(2), 81-89.

Karaman, E. 1986. Burdur dolayının genel stratigrafisi [General stratigraphy of Burdur area], Bulletin of Isparta Engineering Faculty, 2, 23–36 [in Turkish with English abstract].

Karaman, M.E. 2010. The Isparta Angle and its reletationship with Aegean–Cyprus Tectonic Arcs, SW Turkey, XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association Thessaloniki, Greece, 23–26 September.

Keller, J., Villari, R. 1972. Rhyolotic ignimbrite in the region of Afyon (Central–Anatolia), Bulletin Volcanologique, 36, 342–358.

Keller, E.A., Pinter, N. 1996. Active Tectonics, Prentice Hall, New Jersey.

Kelling, G., Robertson, A.H.F., Buchem, F.V. 2005. Cenozoic sedimentary basins of southern Turkey: an introduction, Sedimentary Geology, 173, 1–13.

Kissel, C., Poisson, A. 1987. Etude Paléomagnétique des formation Cénozoiques des Beydağları (Tauride occidentals), Comptes Rendue de I'Academie des Seciences de Paris, 304, 343–348.

Kissel, C., Averbuch, O., Frizon De Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S. 1993. First paleomagnetic evidence for a post–Eocene clock–wise rotation of the Western Taurides thrust belt east of Isparta reentrant (southwestern Turkey), Earth and Planetary Sciences Letters, 117, 1–14.

Koçyiğit, A. 1981. Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi [Evolution of the Tauride carbonate platform in the Isparta Angle (Western Turides)], Bulletin of the Geological Society of Turkey, 24, 15–23 [in Turkish with English abstract].

Koçyiğit, A. 1983. Hoyran gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği [Tectonics of Lake Hoyran (Isparta Angle) area]. Bulletin of the Geological Society of Turkey, 26, 1–10 [in Turkish with English abstract].

Koçyiğit, A. 1984*a*. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim [A new intracontinental tectonic regime in southwest Turkey and its close vicinity], Bulletin of the Geological Society of Türkey 27, 1–16 [in Turkish with English abstract].

Koçyiğit, A., 1984*b*. Tectonostratigraphic characteristics of Hoyran Lake region (Isparta Bend). In: Tekeli, O ve Göncüoğlu, C. (eds), Geology of the Tauirus belt, International Symposium, 26–29 September 1983, Proceeding, 53–67, Ankara–Turkey.

Koçyiğit, A. 1996. Lakes region graben–horst system, SW Turkey: Differential stretching and commencement age of the extensional tectonic regime. In: TÜBİTAK–Universities–Maden Tetkik ve Arama, Görür, N. (coordinator), National Marine Geological and Geophysical Programme–Workshop, Proceedings, 99–103, İstanbul.

Koçyiğit, A. 2005. Denzili Graben–Horst System and the eastern limit of the West Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey, Geodinamica Acta, 18, 167–208.

Koçyiğit A., Ünay, E., Saraç, G. 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a key study in the Akşehir–Afyon graben, Turkey, Geological Society of London, Special Publication, 173, 405–421.

Koçyiğit, A., Rojay, B., Cihan, M., Özacar, A. 2001. The June 6, 2000, Orta (Çankırı, Turkey) Earthquake: Sourced from a New Antithetic Sinistral Strike–slip Structure of the North Anatolian Fault System, the Dodurga Fault Zone, Turkish Journal of Earth Sciences, 10, 69–82.

Koçyiğit, A., Özacar, A. 2003. Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and seismic Data, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67–90.

Koçyiğit, A., Deveci, Ş. 2007. A N–S–trending active extensional structure, the Şuhut (Afyon) Graben: commencement age of the extensional neotectonic period in the Isparta Angle, SW Turkey, Turkish Journal of Earth Science, 16, 391–416.

KOERI, 2017. Kandilli Rasathanesi Deprem Kayıt Katalogu.

Koşun, E., Poisson, A., Çiner, A., Wernli, R., Monod, O. 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Çatallar Basin, southwestern Turkey, Journal of Asian Earth Sciences 34, 3, 466-479.

Meşhur, M., Akpınar, M. 1984. Yatağan-Milas-Bodrum ve Karacasu-Kale-Acıpayam-Tavas civarlarının jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO, Arama Grubu Rep., 1963.

Önalan, M. 1979. Geology of Elmali-Ka district. Istanbul Ünivers- itesi, Fen Fakültesi, Doktora Tezi (PhD Thesis), 1—139 (in Turkish).

Özgül, N. 1976. Toroslar'da bazı temel jeoloji özellikleri, Türkiye Jeol. Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Tatar, O., İşseven, T., Koçyigit, A. 2002. Paleomagnetic evidence for the Gondwanic origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey, Geological Journal, 37, 317–336.

Poisson, A. 1977. Recherches geologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie): these d'etat; Univ. de Paris–Sud, Orsay, 795.

Poisson, A., Poignant, A. F. 1974. Korkuteli Bölgesindeki Miyosen Transgresyonunun Tabanı Olan Karabayır Formasyonu (Antalya İli).

Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E.K., Temiz, H. 2003. New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean, Geological Journal, 38, 311–327.

Price, S. P., Scott, B. 1991. Pliocene Burdur basin, SW Turkey: tectonics, seismicity and sedimentation, Journal of the Geological Society London, 148, 345–354.

Robertson, A.H.F. 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. In Frostick, L.E., and Steel, R. (Eds.), Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 20, 415−465.

Robertson, A.H.F. 2000. Tectonic evolution of the Cyprus in its Easternmost Mediterranean setting. In: Panayides, I., Xenophontos, C. & Malpas, J. (eds) Proceedings of the 3rdInternational Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean. Geological Survey Department, Nicosia, 11-44.

Robertson, A. H. F., Poisson, A., Akıncı, Ö. 2003. Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey, Geological Journal, 38, 195-234.

Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L. 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts 478 near Andntura, California, Tectonic Geomorphology, 183-207.

Schumm, S. A. 1986. Alluvial River Response to Active Tectonics, Studies in Geophysics, Panel on Active Tectonics, 80–94, National Academy Press.

Seyitoğlu, G., Scott, B. 1992. Late Cenozoic crustal extension, basin formation and volcanism in west Turkey. International workshop: Work in progress on the Geology of Türkiye, Abstracts, p. 61–62. Keele University, England, UK.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. 2003. Faulth-generated mountain fronts in southeast Spain: 480 Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity, Geomorphology 50, 203-225.

Şenel, M. 1997*a*. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye-L7 paftası. No: 1, Maden Tetkik ve Arama, Ankara.

Şenel, M.. 1997*b*. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye-L8 paftası. No :2, Maden Tetkik ve Arama, Ankara.

Şenel, M., 1997*c*. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye-L9 paftası. No:3, Maden Tetkik ve Arama, Ankara.

Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z.R., Şen, M.A., Karaman, T., Erkan, M., Kaymakçı, H., Örçen. S., Bilgin, C. 1987. Likya naplarının ön cephe özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri, 8 Ankara.

Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. R., Şen, M. A., Karaman, T. Dinçer, M.A., Durukan, E., Arbas, A., H., Örçen, S., Bilgin, C. 1989. Çamei (Denizli)- Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü Rapor no: 9429, Ankara, (yayımlanmamış).

Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, L., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Uguz, F.J., Korucu, M., Özgül, N. 1992. Eğridir-Yenişarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Raporu 9390, TPAO Rap. No: 3132, 559 s., Ankara, (yayımlanmamış).

Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., Özdemir, T. Kadınkız, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M., Örçen, S. 1994. Fethiye (Muğla)-Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü Rapor no: 9761, Ankara, (yayımlanmamış).

Şenel, M., İgedik, İ., Dalkiliç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Bölükbaşı, A. S., Korucu, M., Özgül, N. 1996. Isparta Büklümü Doğusunda, otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar), Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 118, 111-160.

Şengör, A.M.C, Satır, M., Akkök, R. 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey, Tectonics, 4, 693-707.

Ulusay, R., Tuncay, E., Sönmez, H., Gökçeoğlu, C. 2004. An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and iso-acceleration map of Turkey, Engineering Geology, 74(3-4), 265-291.

Yağmurlu, F. 1991. Yalvaç–Yarıkkaya Neojen havzasının stratigrafisi ve depolanma ortamı [Stratigraphy and depositional setting of the Yalvaç–Yarıkkaya Neogene basin], Bulletin of the Geological Society of Turkey 34, 9–19 [in Turkish with English abstract].

Yağmurlu, F., Savaşçın, Y., Ergun, M. 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey, Journal of Geology, 105 (6), 717–728.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?, Geological Society, London, Special Publication, 173, 353–384.