



**Yüksekova Havzası'nın (Güneydoğu Türkiye) Yükselim Hızı Tarihçesi'nin Araştırılması**  
*Investigation of Uplift Rate History of the Yüksekova Basin (Southeast Turkey)*

**Taylan Sançar**

*Munzur Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 62000 Aktuluk Tunceli, Türkiye*

Geliş/Received : 17.05.2018 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 19.06.2018 • Kabul/Accepted : 26.06.2018 • Baskı/Printed : 29.06.2018

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Şemdinli Yüksekova Fay Zonu (ŞYFZ), Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi'nin en güneyinde yer alan K50°-60B° uzanımında ve 90 km uzunluğunda doğrultu atımlı sağ yanal bir deformasyon yapısıdır. ŞYFZ'nin en belirgin morfolotektonik yapısı KB-GD uzanımlı, uzun eksenli 38 km en geniş yeri 10 km olan Yüksekova Havzası'dır. Bu çalışma kapsamında morfometrik indisler kullanılarak havza civarının yükselim özellikleri araştırılmıştır. Yüksekova Havzası'nın kuzey ve güney sınırlarında fay kontrolü olarak gelişen dağ önleri üzerinde gerçekleştirilen Dağ Önü Sinüslüğü ( $S_{mf}$ ) ve Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı ( $V_p$ ) indeks hesaplamaları havzayı sınırlayan fayların yüksek aktiviteye sahip olduğunu ve yükselim hızının 0.5 mm/yıl'dan az olmadığını göstermektedir. Havzaya uzak ve yakın konumlanmış drenaj alanları içerisindeki dere kolları üzerinde dört farklı yöntem ile hesaplanan konkavlık ( $m/n$ ) indeksleri, havza sınırlarındaki yükselmin bölgesel bir aktiviteden ziyade ŞYFZ denetiminde geliştiğini açığa çıkarmıştır. Yüksekova Havzası'nı sınırlayan faylara yakın konumlanmış drenaj alanları içerisindeki dere kollarının İntegral Analizi ( $\chi = \chi$ ), havzaların  $m/n$  oranından bağımsız olarak yükselim hızının zaman içerisinde değiştiğine işaret etmektedir. Havza civarında aşınmaya karşı dayanımlı olan litolojik birimler yükselim hızının dört defa değiştiğini açığa çıkartmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu, Yükselim Hızı, Morfometrik İndis, Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi

**Abstract:** The 90 km long and N50°-60°W oriented right lateral Şemdinli Yüksekova Fault Zone (ŞYFZ) is located at the southeast of the EACP. The most prominent morphotectonic structure of the ŞYFZ is the Yüksekova Basin that has a long axis striking in NW-SE direction with a length of 38 km and the maximum width of 10 km. In this study, morphometric indices were used to investigate the uplift characteristics of the basin. According to the Mountain-front sinuosity ( $S_{mf}$ ) and the ratio of valley-floor width to valley-height index ( $V_p$ ) calculations along the mountain fronts on the northern and southern margins of the Yüksekova Basin, the faults that delimit the basin margins have high activity, and the uplift rate is not less than 0.5 mm /yr. Spatial distribution of the  $m/n$  values of the drainage areas reveals that the ŞYFZ have driven the rock uplift around the basin rather than the large-scale lithospheric processes. The integral analysis ( $\chi = \chi$ ) of the tributaries in the drainage areas located close to the faults that delimit the Yüksekova Basin indicate that the uplift rate of the basin changes over time regardless of the  $m/n$  ratio. The integral analyses of lithological units, which are resistant to erosion around the basin, reveal that uplift rate has been changed four times.

**Keywords:** Şemdinli-Yüksekova Fault Zone, Uplift Rate, Morphometric Indices, East Anatolian Contractional Province

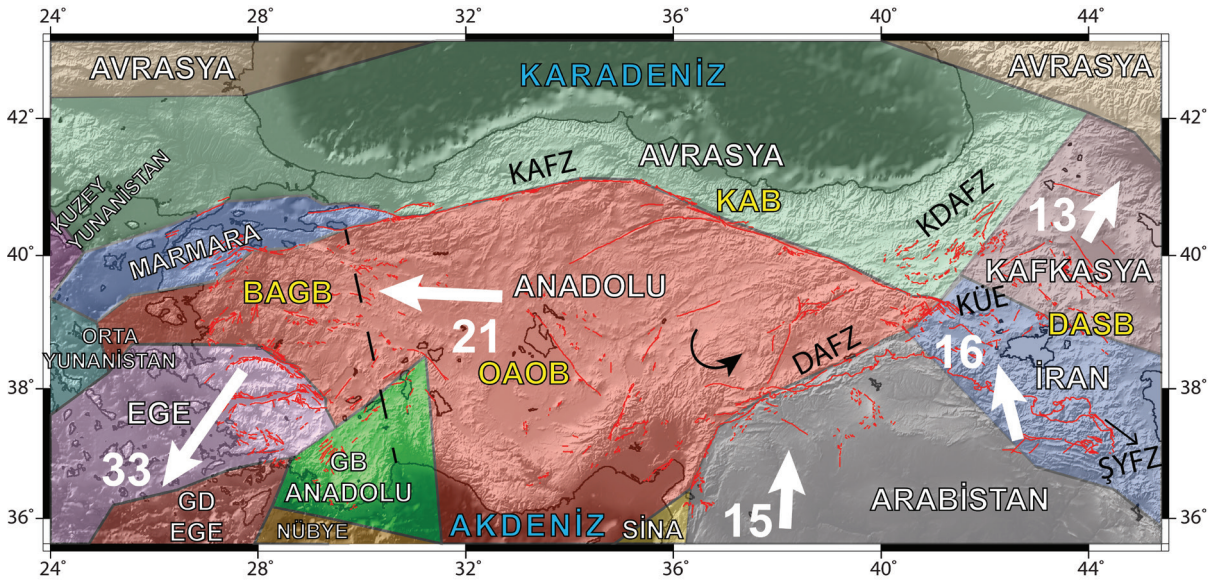
## GİRİŞ

Tektonik ve iklimsel süreçlerin zaman içerisindeki etkileşimi yer yüzeyinde farklı morfolojik yapıların oluşumuna ya da mevcut yapıların yeniden şekillenmesine neden olur (Whipple, 2004; Whipple ve Tucker, 1999; Whittaker vd., 2008; Wobus vd., 2006). Bir bölgedeki jeomorfolojik yapıların sayısal yükseklik modellerinden (SYM) elde edilen mekânsal dağılımının morfometrik özellikleri, bölgeye ait yapısal ve/veya jeodezik verilerin bulunmadığı ya da söz konusu verilerin yetersiz kaldığı durumlarda bölgeyi etkileyen tektonik ve iklimsel süreçlerin anlaşılmasında kullanılabilir (Burbank ve Anderson, 2001; Molnar, 2001; Roberts vd., 2004). Faylar tarafından sınırlanan dağ önleri bu süreçlerin anlaşılmasında oldukça önemlidir. Bu bölgelerdeki litolojik birimlerin dayanım gücü de dikkate alınarak, tektonik veya iklimsel süreçlerin hangisinin sözü edilen morfolojik yapının gelişiminde baskın olduğu çıkartılabilir (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002; Rockwell vd., 1984). Yer yüzeyinde tektonik ve iklimsel süreçlerin etkilerine ait kayıtların saklandığı diğer bir morfolojik yapı ise alüvyon olmayan yataklara sahip flüvyal sistemin en önemli bileşenleri olan drenaj alanları ve dere kollarıdır. Söz konusu bileşenler yer yüzeyinin yükselim ve aşınma süreçleri arasındaki ilişkiyi daha iyi yansıttığı için (Howard, 1994; Howard vd., 1994; Howard ve Kerby, 1983; Whipple, 2004; Whipple ve Tucker, 1999) bu morfolojik yapılar yükselim tarihçesinin anlaşılmasında daha hassas belirteçler olarak kabul edilir (Whipple, 2004). Bu belirteçlere ait topoğrafik veriler kullanılarak, tektonik yükselim ve erozyon oranı arasındaki ilişkiyi ortaya çıkaran morfometrik hesaplamalar hem bir bölgenin tektonik aktivitesinin ortaya çıkarılmasında (Anoop vd., 2012; Pan vd., 2015; Snyder vd., 2000; Wobus vd., 2006) hem de potansiyel aktif fayların belirlenmesinde ve faylar arasındaki göreceli tektonik aktivitenin ortaya çıkarılmasında (Kirby ve Whipple, 2012; Sağlam Selçuk, 2016;

Silva vd., 2003; Topal vd., 2016; Yıldırım, 2014) yaygın olarak kullanılır.

Türkiye'nin de bir parçası olduğu Doğu Akdeniz'in karmaşık mimarisi genel olarak Avrasya, Afrika, Arabistan Levhaları ve göreceli olarak küçük Anadolu Bloğu'nun birbirleri ile olan etkileşimi sonucu şekillenir. Doğu Akdeniz'in tektonik deformasyonunu doğuda Zagros dalma-batma/çarpışma kuşağı, batıda ise Helenik Yay ve onun geri çekilmesi (Le Pichon ve Kreemer, 2010; McKenzie, 1972) kontrol eder. Bu deformasyon zonu içerisinde Anadolu Bloğu'nun batıya doğru olan hareketinin nedenine dair farklı görüşler ileri sürülmüş olmasına rağmen (Chorowicz vd., 1999; Faccenna vd., 2013; Le Pichon ve Kreemer, 2010; McKenzie, 1972; Özeren ve Holt, 2010; Reilinger vd., 2006; Şengör vd., 1985), bu hareket sırasında büyük miktardaki deformasyonun Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) üzerinde biriktiği kabul edilir (Şekil 1) (Kozacı vd., 2009; Reilinger vd., 2006; Şengör, 1980; Şengör vd., 1985; Şengör vd., 2005). Avrasya Levhası'na göre yıllık 21 mm/yıl hız (Reilinger vd., 2006) ile batıya doğru hareket eden Anadolu Bloğu (Şekil 1) aynı zamanda Euler kutbu Nil deltasında olmak üzere (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 1997) saatin tersi yönünde rotasyona uğrar (Reilinger vd., 2006). Bu hareket Türkiye'de (a) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, (b) Kuzey Anadolu Bölgesi, (c) Orta Anadolu "Ova" Bölgesi, (d) Batı Anadolu Gerilme Bölgesi olarak bilinen dört neotektonik bölge oluşumuna neden olur (Şekil 1) (Şengör, 1980).

Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi (DASB), KAFZ, DAFZ ve Varto Fay Zonu (VFZ)'nin kesişimi ile oluşan Karlıova Üçlü Eklemi (KÜE)'nin doğusunda yer alır ve GPS hız alanlarına göre üretilen elastik blok modellerinden olan İran Bloğu'nun kuzeybatı kesimini temsil eder (Şekil 1). DASB genel olarak K-G yönlü sıkışma rejimi sonucu ortaya çıkan farklı yapılar bu karakterize olur. Bu yapılar;



**Şekil 1.** Türkiye ve çevresinin, GPS verilerinden üretilen elastik blok model sınırları ve blokların hareket yönleri (Reilinger vd. 2006'dan düzenlenerek alınmıştır) ve Türkiye neotektonik döneminde oluşmuş bölgeler. BAGB: Batı Anadolu Gerilme Bölgesi, OAOB: Orta Anadolu 'Ova' Bölgesi, KAB: Kuzey Anadolu Bölgesi, DASB: Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, ŞYFZ: Şemdinli Yüksekova Fay Zonu. Kırmızı renkle gösterilen aktif faylar Şaroğlu ve diğ. (1992)'den alınmıştır.

**Figure 1.** GPS based elastic block model boundaries around the Turkey (modified from Reilinger et. al 2006) and neotectonic provinces of the Turkey. BAGB: West Aantolian Extensional Province, OAOB: Central Anatolian "OVA" Province, KAB: North Anatolian Province, DASB: East Anatolian Contractional Province (EACB), KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, KDAFZ: North East Anatolian Fault Zone, ŞYFZ: Şemdinli Yüksekova Fault Zone. Red Lines: The active faults of Tukey (Şaroğlu et al 1992)

- KB yönelimli sağ yanal ve KD yönelimli sol yanal doğrultu atımlı faylar ve bu faylar üzerinde oluşmuş çek-ayır havzalar,
- D-B yönelimli kıvrım/bindirime kuşakları ve bunların denetiminde gelişen havzalar (Muş, Van ve Pasinler gibi ramp havzaları),
- K-G yönelimli normal faylar ve aynı yönde gelişen açılma çatlakları üzerinde görülen volkanik çıkış merkezleridir (Bozkurt, 2001; Şengör, 1980; Şengör vd., 1985).

DASB'nin en güneyinde yer alan K50-60B uzanımında, 90 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde olan Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu (ŞYFZ) (Şekil 1 ve 2), Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı ve Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Bitlis

Metamorfite arasındaki sınırın yaklaşık 8 km sağ yanal olarak yer değiştirmesine neden olmuştur (Koçyiğit, 2005). ŞYFZ üzerindeki en belirgin morfolotektonik yapı Yüksekova çek-ayır havzasıdır. Bu havzanın doğusunun ve batısının aktif faylarla denetlendiği düşünülse de (Koçyiğit, 2005) sonraki çalışmalar havzanın sadece doğu kenarının aktif fay tarafından sınırlandırıldığını ileri sürmektedir (Emre vd., 2012). Jeofizik temelli çalışmalar Yüksekova Havzası civarındaki zemin özelliklerinin bu fay zonunun üreteceği potansiyel deprem sırasında önemli ölçüde hasar artışına neden olacağını göstermiştir (Akkaya, 2015).

Bu çalışma kapsamında Türkiye'nin en güneydoğusunda yer alan ve güncel deformasyon özellikleri (kayma/yükselim hızı, deprem tarihi)



gibi) hakkında herhangi bir bilginin bulunmadığı sağ yanal doğrultu atımlı deformasyon hattı olan Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu (ŞYFZ) denetiminde gelişen, KB-GD uzanımlı Yüksekova Havzası (Şekil 2) civarındaki yükselim tarihçesi morfolojik yöntemler kullanılarak araştırılmıştır.

Bu amaçla ilk olarak önceki çalışmalardan derlenen aktif fay ve jeoloji haritaları, 1:25.000 ölçekli SYM'lerden elde edilen ötelenmiş yapılar ve çizgisellikler ile birlikte değerlendirilerek ŞYFZ'nin Yüksekova Havzası civarındaki geometrisi çizilmiştir (Şekil 2). Havza civarındaki kayalar dayanım gücüne göre sınıflandıktan havzanın doğu ve batı sınırlarındaki dağ önleri, drenaj alanları ve bu alanlar içerisindeki dere kolları incelenmiştir. Dağ önü sinüslüğü, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı gibi temel morfolojik yöntemler ile hem havza civarındaki yükselmin etkileri hem de havzayı sınırlayan fayların aktivitesi araştırılmıştır. Hipsometrik analizler ile her bir drenaj alanının morfolojik gelişimi tartışıldıktan sonra, drenaj alanları içerisindeki dere kollarının konkavlığı hesaplanarak yükselim hızındaki değişimleri gösterebilen integral analiz çalışmaları yapılmıştır. Elde edilen veriler Yüksekova Havzası'nın doğusunu ve batısının aktif faylar ile sınırlandığını ve yükselim hızının zaman içerisinde değiştiğini göstermektedir.

## ŞEMDİNLİ-YÜKSEKOVA FAY ZONU'NUN GEOMETRİSİ VE CİVARININ JEOLJİSİ

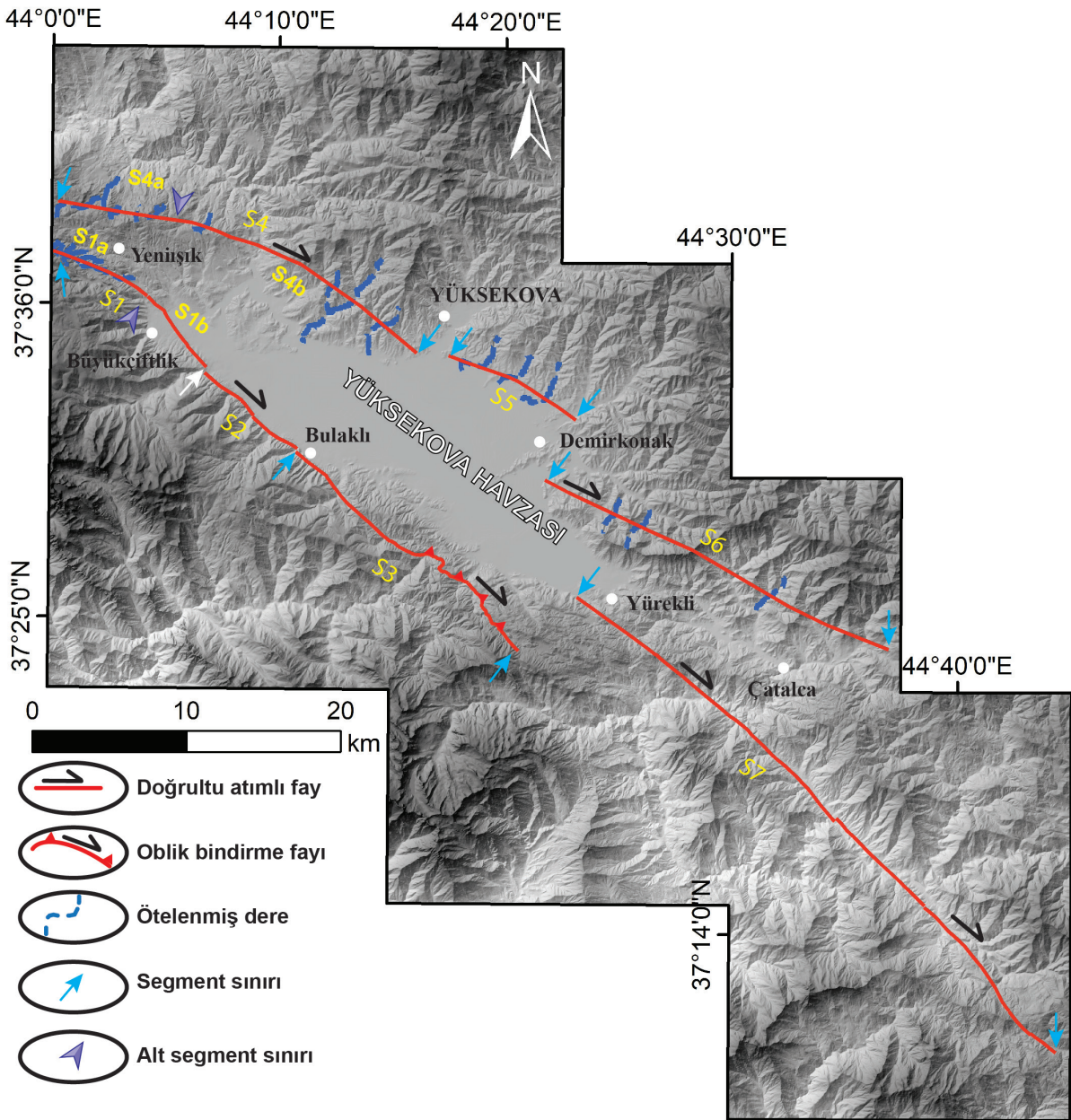
### Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu'nun Geometrisi

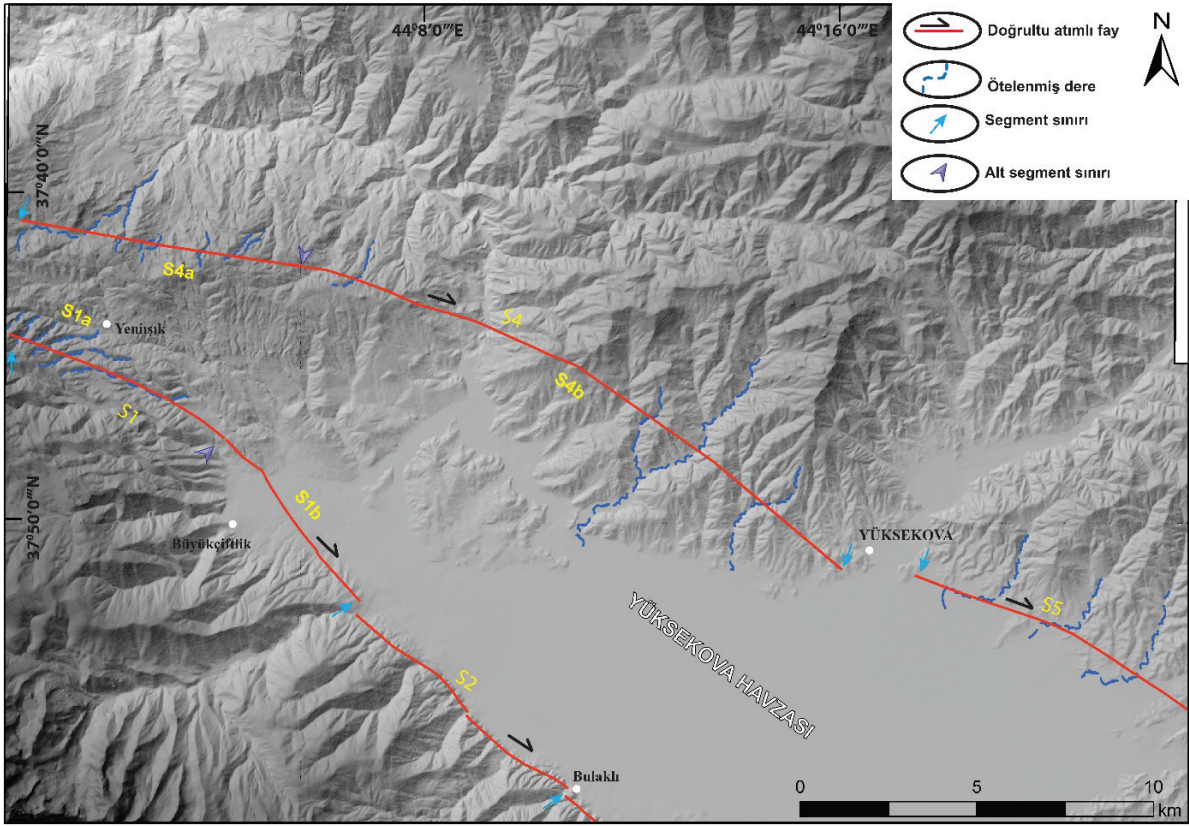
ŞYFZ geometrik özelliklerine göre 7 farklı segmente ayrılmıştır (Şekil 2). Yüksekova Havzası'nın batı tarafını sınırlayan 13 km uzunluğundaki S1 segmentinin ilk 7 km'lik bölümü (S1a) Yenişık köyünün güneybatısı ile Büyükçiftlik köyü kuzeyi arasında kuzeye doğru

geniş yay şekilli geometrisi ile karakterize olur (Şekil 2). S1a üzerinde 100 m ile 2 km arasında değişen çok sayıda ötelenmiş dere mevcuttur (Şekil 2 ve 3). S1 segmentinin havza içerisindeki devamı olan S1b, havzanın batı kenarı boyunca K40°B doğrultusunda 6 km devam eder. S1b'nin güneydoğu ucundan Bulaklı köyüne kadar havza sınırında K50°B doğrultusunda 8 km devam eden S2 üzerinde görülen ufak sıkışmalı ve genişlemeli bükümler segmentin en dikkat çekici geometrik özelliğidir (Şekil 2). Bulaklı köyünden itibaren havzayı sınırlayan yükseltilerin içinden K45°-50°B doğrultusunda devam eden 21 km uzunluğundaki S3 segmentinin güneydoğusu oblik bindirme yapısı ile karakterize olur (Şekil 2).

Yenişık köyü kuzeybatısı ile Yüksekova arasında 26 km uzunluğunda olan S4 segmenti (Şekil 2) kuzeye doğru belirgin yay geometrisi ile karakterize olur ve segment boyunca 2 km'ye kadar ölçülen ötelenmiş dereler mevcuttur (Şekil 3). Segment denetiminde olan ancak üzerinde ötelenme görülmeyen dereler söz konusu alandaki litolojik birimlerin erozyonu ile ilişkilendirilmiştir. S4 segmentinin havza içerisindeki (S4b) uzunluğu yaklaşık 10 km'dir. S5 segmenti Yüksekova ile Demirkonak köyü arasında K60°-65°B doğrultusunda uzanır ve yaklaşık 10 km uzunluğa sahiptir (Şekil 2). Havzayı sınırlayan yükseltiler boyunca devam eden ve sıkışmalı büküm özelliği gösteren fay üzerinde 1.5 km'ye kadar ötelenmiş dereler mevcuttur (Şekil 3). S6 segmenti Demirkonak köyü güneyinden Çatalca köyü kuzeydoğusuna kadar 25 km boyunca K65B doğrultusunda uzanır (Şekil 2). Havzanın güneydoğusunun orta kesimlerinde Yürekli köyü civarında başlayan ve güneybatıya K50°-55°B doğrultusunda 44 km uzanan S7 segmenti Yüksekova Karmaşığı ve Bitlis Metamorfileri arasındaki bindirme fayı ile karakterize olan sınırı 8 km ötelemiştir (Şekil 2 ve 4).







Şekil 3. Yüksekova Havzası'nın kuzeybatısında ŞYFZ segmentleri ve bu segmentler üzerinde oluşan dere ötelenmeleri.

Figure 3. Segments of the ŞYFZ at northwest of the Yüksekova Basin and offset gullies.

Yüksekova Havzası'nı sınırlayan ŞYFZ segmentleri üzerinde görülen sağ yanal deformasyon ürünleri havayı sınırlayan fayların aktif olduğuna işaret eder. Bu fay geometrisi Yüksekova Havzası'nın çek-ayır tipinde gelişen bir havza olduğuna işaret eder.

### Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu Civarının Jeolojisi

Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu (ŞYFZ) civarında yer alan jeolojik birimler (Şekil 4) otokton ve allokton olarak ikiye ayrılır. Arap platformunun kuzey uzantısını temsil eden, Prekambriyen-Kuvaterner aralığında gelişmiş platform tipi çökellerden oluşan Güneydoğu Anadolu otokton birimleri, çalışma alanı içerisinde Cudi ve Midyat

Grubu ile temsil edilir (Şenel, 2002, 2007). Bu alan içerisinde tanımlanmış dört allokton birim mevcuttur (Şekil 4) (Şenel, 2002, 2007):

- Üst Kretase sonunda yerleşen Koçalı-Karadut napı,
- Miyosende yerleşen Bitlis-Pötürge-Malatya napları,
- Miyosen napları ile Otokton birimler arasında Eosen-Erken Miyosen yaşlı kırıntılardan oluşan Çüngüş-Hakkâri Napı,
- Bu naplar üzerine açılal uyumsuzluk ile gelen ve bunlarla birlikte güneye aktarılan para-allokton konumlu Sekse ve Kırkgeçit Formasyonu.



## Otokton Birimler

Çalışma alanının en yaşlı otokton birimi olan Cudi Grubu (TrKc), masif, orta-kalın tabaklı, dolomit ve kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4) (Altınlı, 1952). Sığ deniz ortamını yansıtan grubun yaşı paleontolojik veriler dikkate alınarak Orta Triyas-Alt Kretase olarak belirlenmiştir (Şenel, 2002). Cudi Grubunu uyumsuz olarak örten çalışma alanındaki diğer bir otokton birim olan Midyat Grubu (Teom)'nun üzerine Üst Miyosen yaşlı birimler uyumsuz olarak gelir (Şenel, 2007). Eosen yaşlı karbonatlardan (kireçtaşı, killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, marn ve kilttaşları) oluşan (Maxon, 1936) Midyat Grubu'nun içerisinde görülen Oligosen birimlerinden dolayı (Duran vd., 1988; Duran vd., 1989), birimin yaşı Eosen-Oligosen olarak verilmiştir.

## Allokton Birimler

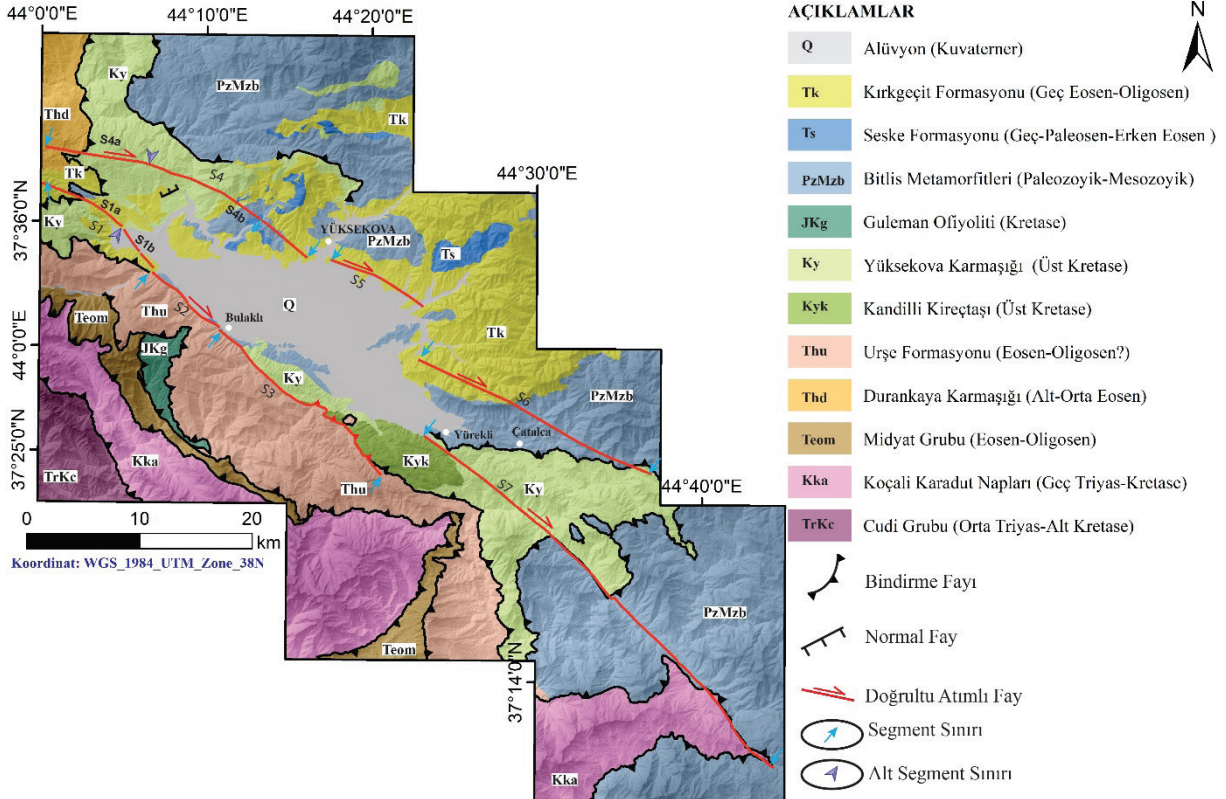
### Koçali-Karadut Napı (Kka)

Güneydoğu Anadolu otoktonu üzerine Üst Kampaniyen-Alt Maastrihyten'de yerleşmiş olan Koçali-Karadut Napı (Kka, Şekil 4) ilk defa Sungurlu (1973) tarafından tanımlanmıştır. Serpantin, volkanik ve sedimenter kaya türlerini kapsayan bu nap karmaşığı üzerinde gerçekleştirilen paleontolojik çalışmalar birimin yaşının Orta?-Geç Triyas-Kretase olduğuna işaret etmektedir (Şenel, 2002, 2007)

### Çüngüş-Hakkâri Napı

#### Urşe Formasyonu (Thu)

Kireçtaşı ara seviyeleri içeren kırıntılı kayalardan oluşan Hakkari Karmaşığı'nın en altında türbiditik



Şekil 4. ŞYFZ civarının jeoloji haritası (Şenel 2002 ve 2007'den düzenlenerek alınmıştır).

Figure 4. The geology map around the ŞYFZ (modified from Şenel 2002 and 2007)



kireçtaşı ara seviyeleri içeren kumtaşı ve şeyller ile temsil edilen Urşe Formasyonu yer alır (Şekil 4) (Şenel, 2002). Derin deniz ortamında oluşan (Perinçek, 1980) formasyonun Eosen-Oligosen? arasında olduğu ileri sürülmüştür (Yılmaz ve Duran, 1197).

### ***Durankaya Karmaşığı (Thd)***

Türbiditik ortamda gelişen kırıntılı kayalardan oluşan Durankaya Karmaşığı (Thd, Şekil 4) içerisinde yer yer septanit, metakırıntılı ve bazik volkanik kayalar yer alır (Perinçek, 1978; Şenel, 2002, 2007). Midyat grubu ve Urşe formasyonu ile olan sınırı tektonik dokanakla temsil edilir ve Yüksekova Karmaşığı tarafından tektonik olarak örtülür. Derin deniz ortamında çökelen birimin yaşı Alt-Orta Eosen olarak tanımlanmıştır (Perinçek, 1989; Perinçek, 1990)

### **Bitlis Pötürge Malatya Napları**

#### ***Guleman Ofiyoliti (JKg)***

Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesinde geniş yayılım sunan ve ultrabazik kayalardan oluşan Kretase yaşlı Guleman Ofiyoliti (JKg) (Perinçek, 1978; Sungurlu, 1974) çalışma alanı içerisinde serpantinitle temsil edilir (Şekil 4) (Şenel, 2007).

#### ***Yüksekova Karmaşığı (Ky)***

Genelde volkano-sedimenter kayalardan ve kireçtaşlarından oluşan Yüksekova Karmaşığı (Ky, Şekil 4) (Perinçek, 1978) bazaltik ve granitik bileşimde kayalarında içerir (Özkaya, 1977; Şenel, 2007). Birim için genelde kabul edilen yaş Üst Kretasedir. Planktonik formanifer ve çört yumruları içeren Kandilli Kireçtaşı (Kyk) bu karmaşık içerisinde yer alır (Şenel, 2002, 2007)

### ***Bitlis Metamorfileri (PzMzb)***

Bitlis Metamorfileri (PzMzb) Paleozoyik yaşlı ayrılmamış şist, fillat ve Permiyen yaşlı mermer, rekristalize kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4) (Boray, 1974). Farklı çalışmalardan elde edilen verilere göre birimin yaşı Paleozoyik-Mesozyoik olarak verilmiştir (Şenel, 2007)

### **Para-Allokton Birimler**

#### ***Sekse Formasyonu (Ts)***

Miyosen napları üzerine açılmal uyumsuzluk ile gelen Sekse Formasyonu (Ts, Şekil 4) konglomera, kumtaşı, kiltası ve kireçtaşı seviyelerinden oluşur (Perinçek ve Kozlu, 1984). Sığ shelf ortamında çökelen birim transgresif özelliktedir ve paleontolojik verilere dayanarak Geç-Paleosen-Erken Eosen döneminde olduğu ileri sürülmüştür (Perinçek, 1990). Birim Kırkgeçit formasyonu tarafından açılmal uyumsuzluk ile örtülür (Şenel, 2002, 2007).

#### ***Kırkgeçit Formasyonu (Tk)***

Polijenik taban konglomerası ile başlayan birim üste doğru kumtaşı, marn ve şeyl türü kayaçlar ile karakterize olur (Şekil 4). Türbiditik karakterde olan bu kırıntılıların içerisinde yer yer olistostromal konglomera seviyeleri yer alır. Bu birim için genel olarak Geç Eosen-Oligosen olduğu kabul edilir (Şenel, 2002, 2007).

## **DRENAJ ALANLARI ÜZERİNDE GERÇEKLEŞTİRİLEN MORFOMETRİK ANALİZLER**

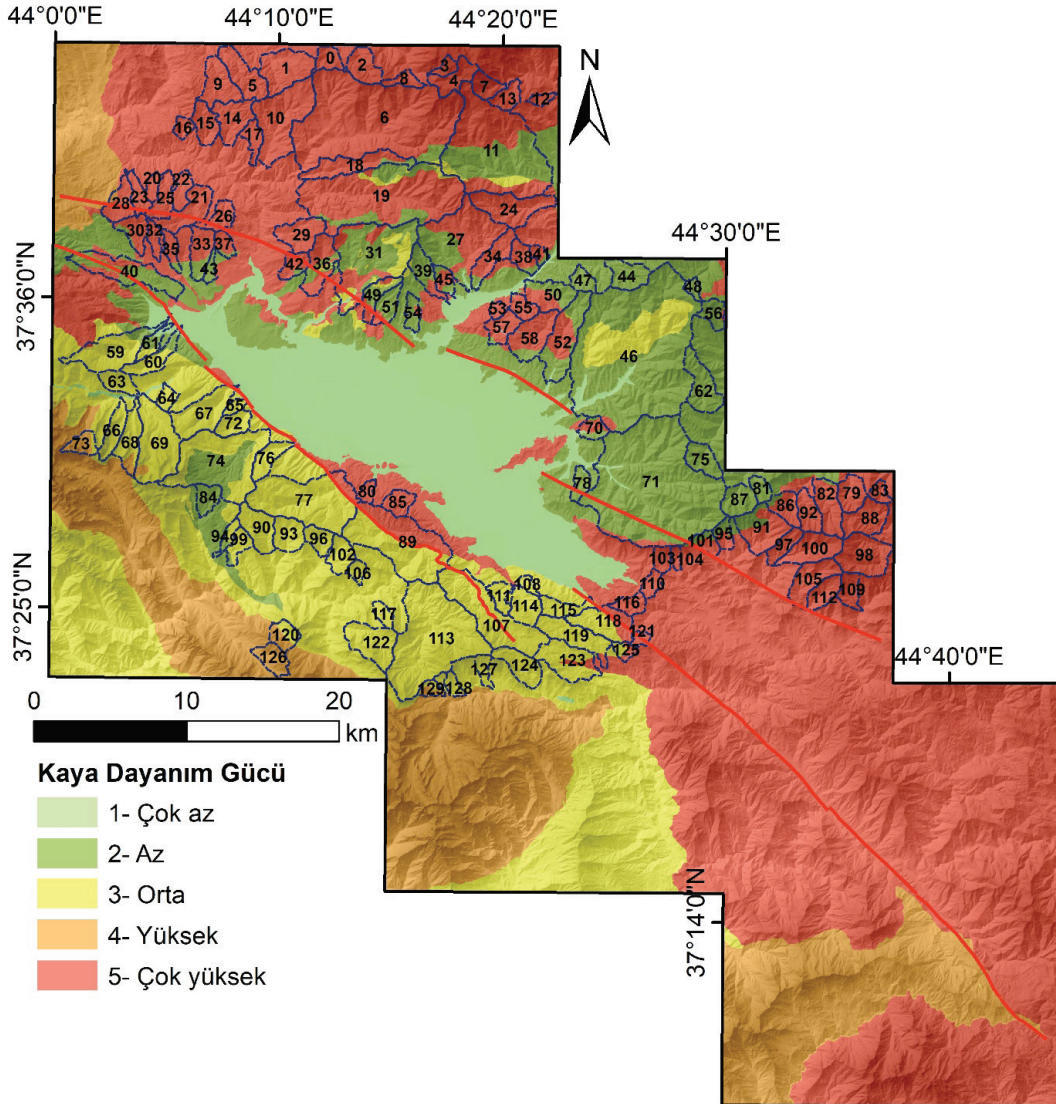
Gerçekleştirilen morfometrik analizlerin veri kaynağını, Yüksekova Havzası civarının 1:25.000 ölçekli sayısal yükseklik paftalarından üretilen 10 m yersel çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli (SYM) oluşturur. Çalışma alanı için belirlenen 129 adet drenaj alanının sınırları SYM'den geometrik olarak (Pelletier 2013) elde

edilmiş dere kolları dağılımına göre çizilmiştir (Şekil 5). Drenaj alanları, havzanın ortalama yüksekliği olan 1910 metre kotunun üstünde ve 1 km<sup>2</sup>'den büyük olacak şekilde belirlenmiştir.

### Kaya Dayanım Gücü

Yükselim ile ilgili morfometri çalışmaları sırasında jeolojik birimlerin atmosferik veya flüvyal süreçler

ile aşınma oranının dikkate alınması elde edilen sonuçların yorumlanmasında oldukça gereklidir. Jeomorfoloji çalışmaları sırasında kayaçların bu süreçlere karşı olan dayanımı için önerilen Kaya Gücü Dayanım (KGD) sınıflamasına göre (Selby, 1980) bölgedeki jeolojik birimler beş sınıfa ayrılmıştır (Şekil 5)



Şekil 5. Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu civarındaki litolojik birimler dikkate alınarak Selby (1980)'a göre üretilen Kaya Dayanım Gücü haritası ve Yüksekova Havzası civarında belirlenen drenaj alanları.

Figure 5. Drainage areas and rock strength level of the lithological units around the ŞYFZ (according to Selby, 1980).

## Hipsometrik Analizler

Bir drenaj alanının Hipsometrik eğrisi, farklı boyutlardaki havzaların yükseklik/alan dağılımını tanımlar (Strahler, 1952). Hipsometrik eğrinin gösterilmesi sırasında alan ve yükseklik, toplam alan ve toplam yüksekliğin bir fonksiyonu olarak ifade edildiği için farklı boyutlardaki havzaların karşılaştırılabilmesine imkân vermektedir (Keller ve Pinter, 2002; Pérez-Peña vd., 2009; Walcott ve Summerfield, 2008). Hipsometrik eğriye harita ölçeğinin etkisi yoktur. Hipsometrik eğri oluşturulurken izlenen yol şu şekildedir: Bir havza içindeki herhangi bir yüksekliğin (h) üzerinde kalan alanın tüm drenaj havzasının alanına oranı (a/A) ve (h) değeri ile havzanın en yüksek kotunun oranının (h/H) karşılaştırılması ile elde edilir. Sonuç olarak toplam havza yükseklik oranının (göreceli yükseklik) toplam havza alanına (göreceli alan) karşı iz düşürülmesi ile hipsometrik eğri (HE) çizilir. HE şekline göre havzanın olgunluğuna dair bir yaklaşımda bulunulur. Konkav eğriler göreceli olarak daha yaşlı ve yüksek derecede erozyona uğramış havzaları, S-şekilli eğriler orta ölçüde erozyonu ve konveks hipsometrik eğriler ise göreceli olarak genç ve az erozyona uğramış havzaları temsil eder (Keller ve Pinter, 2002).

Hipsometrik eğrinin altında kalan alanı ise Hipsometrik integral (HI) ifade eder ve bu değer 0 ila 1 arasında değişir. 0 değerine yakınlık yüksek derecedeki erozyonu 1 değerine yakınlık ise zayıf orandaki erozyonu ifade eder. Havzadaki yükseklik değişimlerinin ortalama değere göre konumunu ifade eden HI, bir bölgedeki morfolojik gelişimin hangi aşamada olduğuna dair önemli bir yaklaşımdır (Strahler, 1952).  $HI > 0.5$  genç havzaları,  $HI < 0.3$  yaşlı havzaları,  $0.3 < HI < 0.5$  ise havzanın oluşumunu tamamladığını yani dengede olduğunu gösterir.

## Dağ Önü Sinüslüğü ( $S_{mf}$ )

Dağ önlerindeki cephe uzunluğunun ( $L_{mf}$ ), cephe uzunluğunu birleştiren düz bir hat uzunluğuna ( $L_s$ )

oranı ile hesaplanır ve tektonik olarak aktif dağ önleri ile aktif olmayan dağ önlerini ayırt etmek için kullanılır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002).

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

$S_{mf}$  değeri erozyon ve tektonik aktivitenin etkileşimi ile belirlenir (Rockwell vd., 1984). Bu değer düşük olması dağ önünde erozyonun düşük, tektonik yükselimin baskın olduğunun, yüksek olması ise erozyonun yüksek, tektonik yükselimi oranının az olduğunun göstergesidir.

## Vadi Tabanı Genişliğinin- Vadi Yüksekliğine Oranı ( $V_f$ )

Bir bölgede meydana gelen yükselimi hızının anlaşılmasında yaygın olarak kullanılan bu yöntemin aşağıdaki formülünde

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})}$$

$V_{fw}$  vadi tabanının genişliğini,  $E_{ld}$  ve  $E_{rd}$  vadinin sağ ve sol su bölüm çizgilerinin yüksekliğini,  $E_{sc}$  ise vadi tabanının yüksekliğini ifade etmektedir (Bull, 1978; Bull ve McFadden, 1977).

$V_f$  değeri, “V” ve “U” şekilli vadilerin ayırımında kullanılmak için önerilmiştir (Bull ve McFadden, 1977). Aktif yükselimi olduğu bölgelerde nehrin kazması çizgisel bir hat boyunca meydana gelir ve sonuçta “V” şekilli vadiler oluşur. Buzullaşmaya maruz kalmış veya tektonik olarak durağan alanlarda ise “U” şekilli vadiler gelişir.  $V_f$  dağ cephesine yakın yerlerdeki drenaj alanları üzerinde ölçülür. Düşük değerler (genelde 0’a yakın) “V” şekilli vadilere, yüksek değerler ise “U” şekilli vadilere işaret eder (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002). Dağ önüne yakın çok sayıda vadinin  $V_f$  değerlerinin hesaplanması bölgedeki kazma ve yükselimi hızının mekânsal dağılımı ile ilişkilendirilir.



## DRENAJ ALANLARINDAKİ DERELERİN BOYUNA PROFİLLERİ ÜZERİNDE GERÇEKLEŞTİRİLEN MORFOMETRİK ANALİZLER

Nehirler tarafından yönetilen kazma/aşındırma süreci yer yüzeyinin erozyona uğramasındaki temel jeomorfolojik süreçlerden biridir. Yapılan ilk çalışmalar nehir kanallarının eğiminin ve drenaj alanlarının sistematik olarak değiştiğini ayrıca boyuna profilleri daha dik olan kanalların fazla erozyon (aşınma) yaptığını (Davis, 1899; Gilbert, 1877) ve yer kabuğundaki erozyon oranının tektonik yükselime bağlı olduğunu (Hack, 1960) ileri sürmüşlerdir. Bu gözlemlere dayanarak, alüvyon zemin üzerinde akmayan diğer bir ifade ile nehir çökellerince oluşturulmayan yatak kayası üzerinde akan nehirlerin, kanal eğimini kullanarak erozyon hızının hesaplanmasının ihtimal dâhilinde olduğu ileri sürülmüş ve yatak kayası üzerinde akan nehrin erozyonunun, nehrin gücü ile orantılı olduğu belirtilmiştir (Flint, 1974; Howard ve Kerby, 1983).

Bu amaçla ortaya atılan ilk görüş Güç Yasası olarak bilinir ve dere kanallarının eğiminde akış aşağı doğru sistematik azalma olduğunu ileri sürer (Flint, 1974)

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

Denklem 1 ile ifade edilen Güç Yasası'nda

S: Dere eğimi, A: Alan,  $\theta$ : Dere profilinin konkavlığı,  $k_s$ : Diklik indeksini temsil eder.

$\theta$  ve  $k_s$  değerleri, Güç Yasası'na bağlı olarak üretilen  $\log(S)$ - $\log(A)$  grafiğinde ortaya çıkan çizgiden elde edilir. Bu çizginin eğimi dere profiline ait  $\theta$  değerini ve çizginin  $\log(S)$  eksenine kesildiği nokta ise  $k_s$  değerini belirler. Güç yasası kullanılarak  $\log(S)$ - $\log(A)$  grafiğine benzer farklı yöntemler iklim, litoloji ve tektonik yükselim gibi, nehrin iç dinamiği dışındaki süreçlerin nehirde

yarattığı etkiyi anlamak için kullanılmıştır (Ambili ve Narayana, 2014; DiBiase, 2014; Howard ve Kerby, 1983; Kirby ve Whipple, 2001; Kirby ve Whipple, 2012; Kirby vd., 2003; Pan vd., 2015; Topal vd., 2016; Wobus vd., 2006)

Nehir profillerinin dış etkenlere (iklim, litoloji ve tektonik) verdiği cevabı araştıran diğer bir yöntem ise Akış Gücü Kazma Modeli ile ifade edilmiştir (Howard ve Kerby, 1983)

$$E = KA^m S^n \quad (2)$$

E: uzun dönemli flüvyal kazma oranı, K: erozivite katsayısı, A: memba alanı, S: kanal eğimi, m ve n: sabit katsayılarıdır.

Bu model de pek çok araştırmacı tarafından topoğrafik verilerden yükselim tarihçesinin belirlenmesi amacı ile kullanılmıştır (Goren vd., 2014; Pritchard vd., 2009).

Denklem 2, kanal eğimini bulmak için yeniden düzenlenip (Denklem 3)

$$S = \left(\frac{E}{K}\right)^{-1/n} A^{-m/n} \quad (3)$$

Denklem 1 ile eşleştirildiğinde tektonizma denetiminde oluşan yükselimin dere profillerindeki yansıması olarak da bilinen (Whipple, 2004)  $\theta$  ve  $k_s$  değerleri elde edilir. Bu durumda,

$$\theta = \frac{m}{n}$$

ve  $k_s$  değerinin erozyon oranı ile ilişkili olduğu ortaya çıkar.

$$k_s = \left(\frac{E}{K}\right)^{-1/n}$$

Eğim ve drenaj alanı arasındaki ilişki kullanılarak hesaplanan  $\theta$  ve  $k_s$  değerleri ile erozyonun nasıl geliştiği araştırılıp, akaçlama alanı içerisindeki nehir kollarının maruz kaldığı tektonik aktivite anlaşılmaya çalışılmıştır

(DiBiase vd., 2010; Kirby ve Ouimet, 2011; Kirby ve Whipple, 2012; Kirby vd., 2003; Snyder vd., 2003; Wobus vd., 2006) ve bu verilerden yola çıkarak aktif fayların tanımlanabileceği gösterilmiştir (Kirby ve Whipple, 2012). Eğim ve drenaj alanı temelinde yürütülen  $\theta$  ve ks analizlerinde akarsuya ait eğim verisi, farklı çözünürlükteki sayısal yükseklik modellerinden (SYM) elde edilir. Topoğrafya üzerinde yer alan kırık/çatlak sistemleri ve nehir yatağında biriken büyük bloklar gibi unsurlar, SYM'den elde edilen verilere göre üretilen eğim-alan ilişkisinde gürültü kabul edilebilecek yapılarıdır. Bu gürültüler kanal profillerinin basamaklı olmasına yol açar.

Bu profillerden eğim verisi çıkartılarak yapılan eğim-alan analizleri eğim değerlerinin saçılmasına yol açtığı için bölgesel erozyon oranını yansıtmadığı ve dolayısı ile bu tür verilere yumuşatılma gibi bazı matematiksel düzeltmeler yapılması gerektiği ileri sürülmüştür (Wobus vd., 2006). Topoğrafyada gürültü olarak kabul edilen sorunların ortadan kaldırılması için Royden ve Perron, (2013) nehir profillerinin yatay koordinatlarının, integral transformasyonu yöntemi ile  $\chi$  olarak tanımlanan bir değişkene dönüştürülmesinin bu sorunu çözeceğini ileri sürmüştür. Integral yöntem olarak isimlendirilen bu işlem sırasında, topoğrafik verilerden sadece yükseklik ve drenaj alanı çıkartıldığı için ve matematiksel diferansiyasyona uygulanmaz ve verilerin sahip olduğu gürültüler çok daha azaltılır. Dolayısı ile kanal yükseliği-  $\chi$  grafiği her bir nehir kolundaki dikliği kanal eğimi kullanmadan ortaya çıkarır. Sonuç olarak integral yöntemin drenaj alanlarının erozyon oranları ve bu oranların mekânsal dağılımı hakkında daha hassas sayısal bilgiler sunduğunu ve dolayısı ile bu bölgelerdeki iklimsel ve tektonik süreçlerin mekânsal ve zamansal dağılımı ile ilgili daha sağlıklı yorumlar yapılabileceğini ortaya koymuşlardır. Mudd ve diğ. 2014, integral yöntemi baz alarak geliştirdikleri LSD TopoTools yazılımı ile ürettikleri  $\chi$ - $\chi$  uzayındaki değişim grafiğinde ortaya çıkan profillerin, dere kollarının farklı zamanlarda ve/

veya hızlarda maruz kaldıkları yükselime ait izler olduğunu belirtmişlerdir. Aynı araştırmacılar hem ürettikleri benzetim (simülasyon) topoğrafya üzerinden elde ettikleri akaçlama alanlarında hem de yükselim tarihçesi iyi bilinen bölgelerdeki akaçlama alanlarında iyi hesaplanmış m/n oranı ile üretilen  $\chi$ - $\chi$  uzayı grafiğinde, m/n değeri ne olursa olsun, drenaj alanının yükselim tarihçesini modellenbildiğini göstermişlerdir.

### Boyuna Profillerin Integral Analizi ( $\chi$ Analizi)

Yükselime ve erozyona maruz kalmış bir kanalın evrimi aşağıdaki denklem ile gösterilir (Howard ve Kerby, 1983; Whipple ve Tucker, 1999).

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x, t) + K(x, t)A^m \left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|^2 \quad (4)$$

Denklem 4'de

z:kanal yüksekliği, x: boyuna (longitudinal) koordinat, A:drenaj alanı, U:Yükselim oranı, K:Aşınabilirlik (erozivite) katsayısı (iklim ve litoloji gibi faktörleri içine alan katsayıdır), m ve n: ampirik olarak üretilen katsayılar olup n değerinin 0,66-2,33 arasında olduğu önerilmiştir.

K ve U'nun zamanda ve mekânda dengede olduğu durumlarda, kararlı durum nehirler gelişir.  $\partial z/\partial t = 0$  olduğu, yani kararlı durum nehirlerinde,

$\left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|$  drenaj alanı logaritmik grafikte lineer bir

çizgi olarak ortaya çıkar ve bu çizginin eğimi kanalın konkavlığı (m/n) olarak bilinir (Whipple ve Tucker, 1999). Ayrıca bu çizginin dikey konumunun logaritma grafiğindeki yeri  $(U/K)^{1/n}$  olarak kabul edilir. Bu durumda kararlı durum nehirleri için

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \left( \frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-m/n} \quad (5)$$

denklemini yazılır.

Denklem 5 eğim ve drenaj alanı arasında güç yasası ilişkisini öngörür. Bu ilişkiden meydana gelecek sapmalar; (a) kaya kütlelerinin aşınabilirliğinde görülen sapmalara, (b) farklı erozyon veya taşınma mekanizmalarına geçişe, (c) geçici nehir profili oluşumuna neden olur (Mudd vd., 2014).

Topoğrafyadaki gürültülerden oldukça fazla etkilenen bu yöntem yerine önerilen integral analiz basit olarak nehir boyuna profilinin yataydaki koordinatının değişimine dayanır. Bu yöntemde drenaj alanı ve yükseklik bilgilerini korumak için, 5 numaralı denklem ayrılıp yeniden birleştirilmiştir (Perron ve Royden, 2013).

$$\int d_z = \int \left( \frac{U}{KA^m} \right)^{1/n} dx \quad (6)$$

K ve U'nun zamanda ve mekanda sabit olduğu durumlarda 6 denklemi  $xb$  gibi bir taban seviyesinden akış yukarı bir noktada gözlenen  $z(x)$  e ulaşmak için entegre edilebilir.

$$z(x) = z(xb) + \left( \frac{U}{KA_0^m} \right)^{1/n} \chi \quad (7)$$

Denklem 7'deki  $\chi$ 'i elde etmek için 8 numaralı denklem oluşur.

$$\chi = \int_{xb}^x \left( \frac{A_0}{A(x)} \right)^{m/n} dx \quad (8)$$

$A_0$ : drenaj alanı

$\chi$ : Transform edilmiş koordinat (uzunluk ve yükseklik boyutu vardır). Denklem 7'e göre  $z(x)$ , K ve U'nun zamanda ve mekanda sabit olduğu durumlarda  $\chi$ 'nin lineer fonksiyonudur.

Integral analiz için en önemli adım en iyi m/n oranını modelleyebilmektir. Topoğrafik verilerden m/n değerini bulmak için pek çok yöntem önerilmiştir. Zira m/n oranını mümkün olduğu

kadar iyi hesaplamak yükselim tarihçesinin topoğrafik verilerden elde edilmesi için geliştirilen yöntemler açısından oldukça önemlidir. Mudd ve diğ. 2018 başlangıç m/n değerleri bilinen, erozyon ve yükselim hızının mekânsal olarak homojen ve heterojen olduğu benzetim topoğrafyalar üretmiştir. Bu topoğrafyalar üzerinde m/n oranını bulmak için dört farklı yöntem kullanmışlardır.

- Drenaj alanları içerisinde kalan tüm dere noktalarının  $\chi$  profilleri üzerinde eş-doğrusallık analizi yöntemi ( $\chi$ \_Bütün Veri)
- Monte-Carlo yöntemine göre tekrar edilerek (iterasyon) bulunan  $\chi$  profilleri üzerinde eş-doğrusallık analizi yöntemi ( $\chi$ \_Monte Carlo)
- Drenaj alanı içerisinde kalan tüm dere noktalarının eğim-alan ilişkisi dikkate alınarak (Eğim-Alan Bütün Veri)
- Drenaj alanı içerisinde kalan dere segmentlerinin eğim-alan ilişkisi dikkate alınarak (Eğim-Alan Dere Segmenti)

Mudd vd (2018) yukarıda belirtilen yöntemler ile elde edilen en iyi m/n oranının farklı çıktığı durumda  $\chi$ \_Monte Carlo yönteminin başlangıç m/n değerlerine kıyasla doğruya en yakın değeri bulduğunu ileri sürmüşlerdir. Mudd vd., (2014), hem yükselim hızı ve süresi değiştirilerek üretilen benzetim topoğrafyalar üzerinde hem de jeolojik zaman içerisinde düşey deformasyon hız değişimi iyi bilenen gerçek topoğrafik alanlar üzerinde gerçekleştirdikleri integral analiz çalışmaları ile dere kollarının  $\chi$  değerlerinin,  $\chi$  uzayındaki değişimi ile kıyaslanarak topoğrafyanın maruz kaldığı yükselim tarihçesinin açıklanabileceğini belirtmişlerdir. Şekil 6' da gösterilen grafikte yer alan farklı renkteki profillerin  $\chi$  eksenini boyunca olan değerleri, drenaj alanı içerisindeki dere kollarının sahip olduğu değerlerin dağılımını gösterir.  $\chi$  eksenini boyunca dere kollarının yüksek değerlere ulaşması drenaj alanını etkileyen yükselimin uzun sürdüğünü gösterir. Bu durumda bütün dere kolları oluşan yükselime cevap verir. Profillerin  $\chi$  eksenini boyunca yüksek





alanlarının  $\chi$  değerleri ve  $\chi$ - $\chi$  uzayıdaki değişim grafikleri üretilmiştir.

## MORFOMETRİK ANALİZLERDEN ELDE EDİLEN BULGULAR VE TARTIŞMA

Çalışma alanındaki jeolojik birimler Selby (1980) ölçütlerine göre içerdikleri kayaç türelerinin dayanım gücü açısından sınıflanmıştır (Şekil 5). Bu sınıflamaya göre bölgedeki Kaya Dayanım Gücü (KDG) en düşük olan birim Alüvyon'dur ve KDG değeri en az (1) olarak alınmıştır. Guleman Ofiyolitinin çalışma alanındaki birimi olan sepantinit ve Kırkgeçit Formasyonu'na ait kayaçların KDG değeri az (2) olarak belirlenmiştir. KDG değeri olarak bunların üzerine gelen Urşe Formasyonu, Midyat Grubu ve Cudi Grubu ise orta (3) dayanım gücündedir. Durankaya Karmaşığı ve Koçali-Karadur Napları yüksek (4), Bitlis Metamorfileri ile Yüksekova Karmaşığı çok yüksek (5) dayanım gücüne sahiptir. Çalışma alanı için üretilen KDG haritası erozyona uğrama derecesinin mekânsal dağılımını ifade eder.

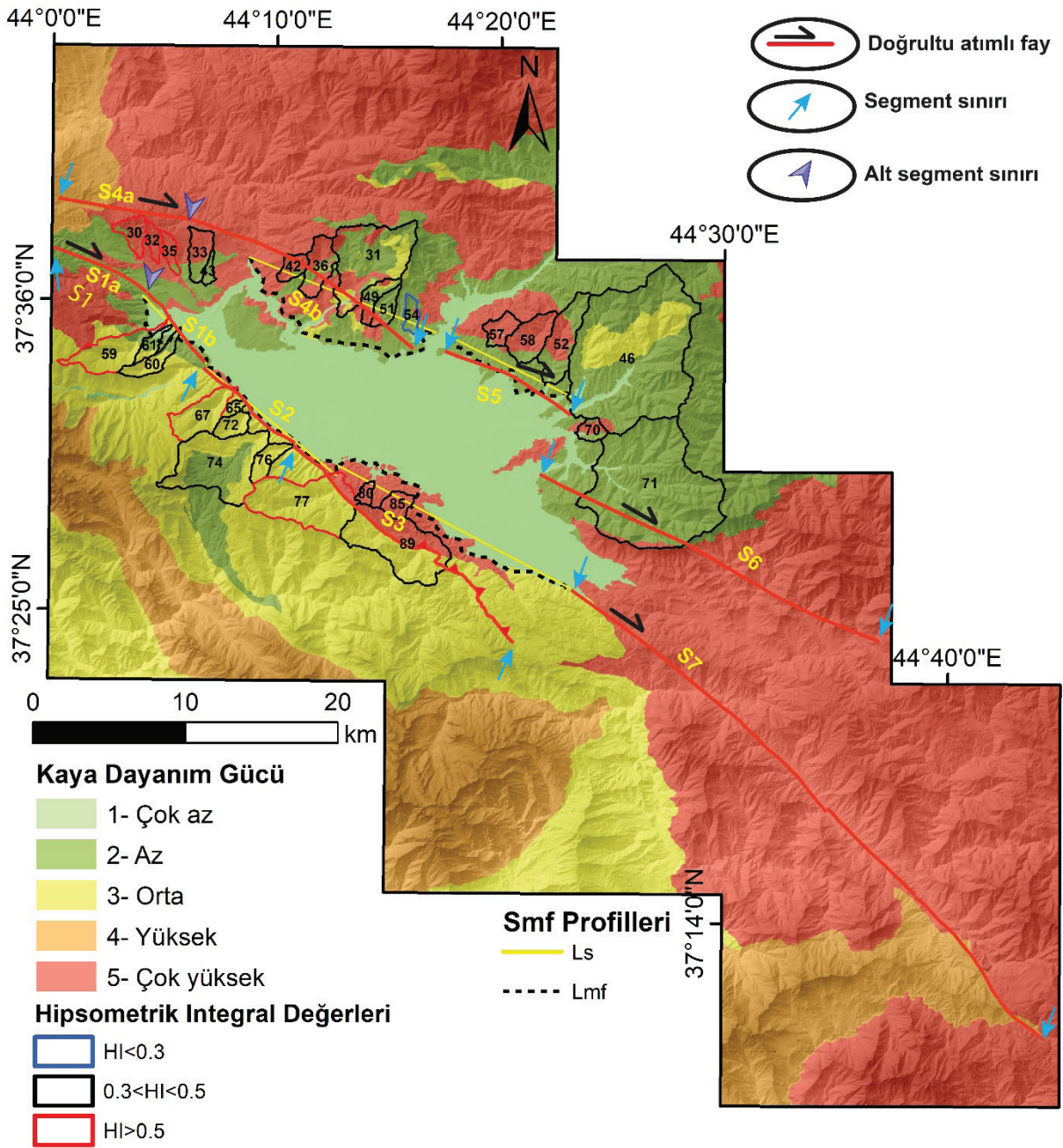
Yüksekova havzasının doğusunda ve batısında yer alan 22 drenaj alanı üzerinde gerçekleştirilen hipsometrik integral analizleri havzanın her iki tarafındaki topoğrafyanın genç olduğuna işaret eder (Şekil 7). S1b denetiminde olan drenaj alanlarının hipsometrik integral (HI) değerleri (Çizelge 1) ve hipsometrik eğrileri (HE) (Şekil 8) 60 ve 61 numaralı havzaların oluşumunu tamamladığını 59 numaralı havzanın ise genç olduğunu göstermektedir. S2 segmenti tarafından sınırlanan drenaj alanlarından 67 numara hariç hepsinin HI değerleri (Çizelge 1) ve HE şekilleri (Şekil 8) bu havzaların oluşumunu tamamladığını 67 numaralı drenaj alanının ise genç olduğunu ifade eder. S3 denetiminde olan drenaj alanları ise HI (Çizelge 1) ve HE değerlendirmesine göre (Şekil 8), 77 numara genç, 80 ve 85 numaralı drenaj

alanları oluşumunu tamamlamıştır. Havzanın doğusunda S4b ve S5 segmentlerine yakın konumlu drenaj alanlarının HI değerleri (Çizelge 1) ve HE şekilleri, S4b denetimindeki 54 numara hariç hepsinin oluşumunu tamamladığını belirtir (Çizelge 1 ve Şekil 8). Oluşumunu tamamlayan drenaj alanlarında tektonik yükselim ile erozyon hızı arasında denge olduğu kabul edilir.

Yüksekova havzasını doğudan ve batıdan sınırlayan ŞYFZ segmentleri boyunca hesaplanan  $S_{mf}$  değerleri 1.11-1.38 arasındadır (Şekil 7 ve Çizelge 1). Bu sonuçlar havzayı sınırlayan segmentlerin aktif olduğuna ve segmentler boyunca gelişen yükselimin topoğrafyada izinin korunduğuna işaret eder. Hesaplanan  $S_{mf}$  değerlerine göre;

- Havzayı batıdan sınırlayan S2 ve S3 segmentlerinin S1b'ye göre daha fazla yükselim oluşturmuştur
- Havzanın doğusunda yükselimin güneyden kuzeye doğru arttığını ve genel olarak havzanın batısında kıyasla daha az yükselime sahip olduğunu ifade eder.

Yüksekova havzasını sınırlayan faylara yakın drenaj alanları üzerinde  $V_f$  değerleri hesaplanırken, drenaj alanlarının dağ önü ile birleştiği noktadan akış yukarı doğru 100 m aralıklar ile beş tane topoğrafik profil çizilmiştir. Bu topoğrafik profillerden elde edilen  $V_f$  değerleri havzanın batısında 0.13-0.29, doğusunda ise 0.24-0.45 aralığında değişmektedir (Çizelge 1). Bu sonuçlar vadilerin V-şekilli olduğunu dolayısı ile yükselim hızının yüksek olduğunu ortaya koymaktadır. Havzanın batısında yer alan drenaj alanlarının  $V_f$  değerlerinin, doğusunda yer alan drenaj alanlarına göre az miktarda da olsa düşük olması havza batısındaki fayların daha fazla deformasyonu üzerinde topladığına işaret etmektedir.



Şekil 7. Yüksekova Havzası civarında HI,  $V_f$  ve  $S_{mf}$  analizleri yapılan drenaj alanları ve dağ önü sınırları.

Figure 7. HI,  $V_f$  and  $S_{mf}$  analyses of the drainage areas and mountain front around the Yüksekova Basin.



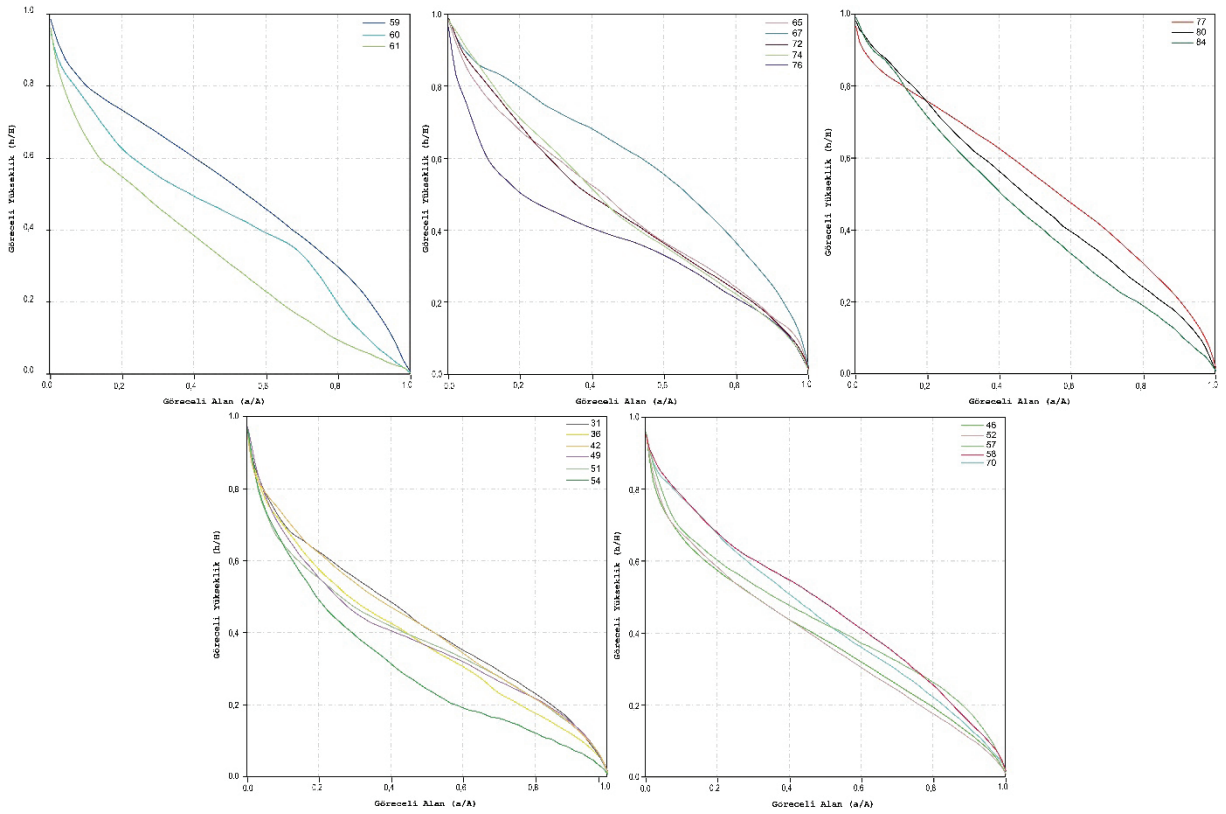
**Çizelge 1.** Yüksekova Havzası kenarlarında yer alan SYFZ segmentlerinin morfolometrik indis sonuçları.

**Table 1.** The results of morphometric indices of SYFZ segments at the margins of the Yüksekova Basin.

Segment	Havza	Alan (km <sup>2</sup> )	Jeolojik Birim	HI	Smf	VF	Vf(Ort)	σn-1
S1b	59	9.15	Thu	0.78		0.27		
	61	2.08	Thu-Tk	0.33	1.27	0.25	0.25	0.02
	60	3.71	Thu-Tk	0.43		0.24		
	67	7.77	Thu-PzMzb	0.58		0.21		
S2	65	1.05	Thu	0.46		0.25		
	72	2.94	Thu	0.46	1.11	0.2	0.20	0.04
	74	20.62	Teom-Thu-JKg	0.49		0.13		
	76	3.3	Thu	0.46		0.21		
S3	77	19.74	Thu-Ky	0.53		0.17		
	80	1.18	Ky-PzMzb	0.49	1.18	0.29	0.23	0.06
	85	2.64	Ky-PzMzb	0.44		0.22		
	42	2.51	Ky-Tk	0.42		0.45		
S4b	36	5.92	Ky-Tk-PzMzb	0.38		0.37		
	31	20.96	Tk-Ts-PzMzb	0.42	1.36	0.33	0.38	0.04
	49	3.26	Tk-Ts-PzMzb	0.39		0.36		
	51	3	Tk-PzMzb	0.39		0.36		
	54	2	Tk-PzMzb	0.3		0.39		
	57	3.3	Tk-PzMzb	0.43		0.36		
S5	58	6.6	Tk-PzMzb	0.47		0.31		
	52	9.6	Tk-PzMzb	0.38	1.25	0.39	0.32	0.06
	46	66.41	Tk-Ts	0.39		0.24		
	70	2.18	Tk-PzMzb	0.44		0.32		

ŞYFZ'nin Yüksekova Havzası içerisindeki göreceli tektonik aktivitesini anlamak için  $S_{mf}$  ve  $V_f$  birlikte değerlendirilmiştir. Zira  $V_f$  değerleri ile  $S_{mf}$  değerleri arasındaki orantının fayların aktivite derecesinin belirlenmesinde kullanılabileceği gösterilmiştir (Rockwell vd., 1984; Silva vd., 2003). Her bir segment için ortalama  $V_f$  ve standart sapması ( $\sigma_{n-1}$ ) hesaplanarak (Çizelge 1), segmentlerin  $S_{mf}$  değerleri ile kıyaslandığında,  $V_{f_{ort}}$  (ortalama  $V_f$ ) ve  $S_{mf}$  arasında oldukça iyi korelasyon olduğu  $R^2=0.8087$  değerine göre

söylenbilir (Şekil 9). Yüksekova Havzası'nı sınırlayan faylar için yapılan sınıflama fayların yüksek aktiviteye sahip olduğuna ve yükselim hızının 0.5 mm/yıldan az olmadığına işaret eder (Şekil 9).  $V_{f_{ort}}$  -  $S_{mf}$  kıyaslaması havzayı batıdan sınırlayan S2 ve S3 segmentlerinin hem S1b'ye göre hem de havzayı doğudan sınırlayan S5 ve S4b'ye göre daha fazla yükselime sahip olduğunu gösterir (Şekil 9b). Bu segmentler arasında yükselim derecesi  $S2>S3>S5>S1b>S4b$  şeklindedir.



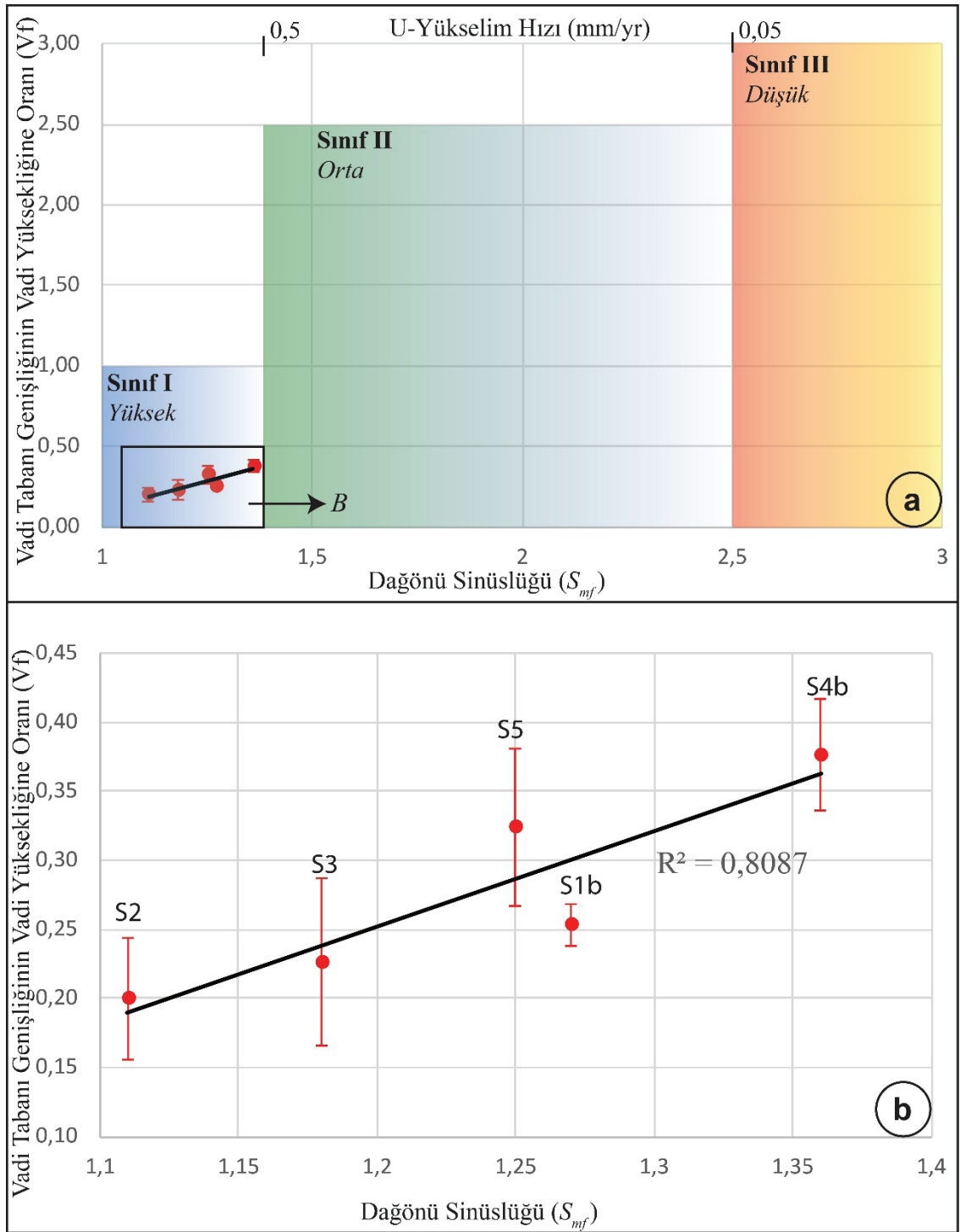
**Şekil 8.** Yüksekova Havzası batısında ve doğusunda drenaj alanlarının hipsometrik eğrileri.  
**Figure 8.** Hypsometric curves of drainage areas at east and West of the Yüksekova Basin.

Yüksekova Havzası civarında yükselimin mekânsal dağılımının daha iyi anlaşılabilmesi için belirlenen 129 drenaj alanına (Şekil 5) ait en iyi  $m/n$  değerleri aşağıdaki yöntemlere göre hesaplanmıştır (Şekil 10).

- $\chi$ \_Bütün Veri.
- $\chi$ \_Monte Carlo.
- Eğim-Alan Bütün Veri.
- Eğim-Alan Dere Segmenti.

Mudd ve diğ (2018) tarafından yapılan modelleme çalışmalarına göre, SYM'den elde edilen en güvensiz  $m/n$  değeri eğim-alan ilişkisine göre üretilen değerlerdir. Bir bölge üzerinde mekânsal olarak aşınılabirlik (erozivite) ve yükselimin farklılık göstermesi durumunda dahi  $\chi$ \_Monte Carlo analizinin en iyi  $m/n$  oranını hesaplayabildiği gösterilmiştir (Mudd vd., 2018).

Bu çalışmada  $m/n$  oranı dikkate alınarak yapılan değerlendirmeler  $\chi$ \_Monte Carlo analizinden elde edilen sonuçlara göre yapılmıştır.

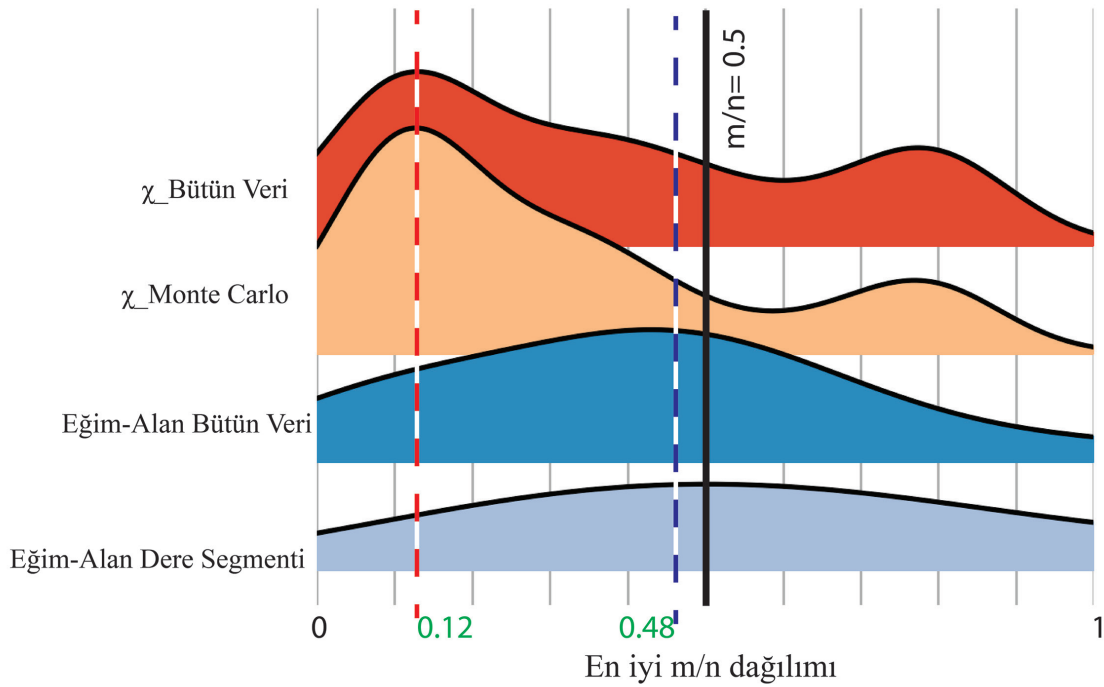


Şekil 9. Yüksekova Havzasını sınırlayan fayların göreceli tektonik aktivitesinin sınıflaması.

Figure 9. Classification of relative tectonic activity of the faults that delimited the Yüksekova Basin.

Şekil 10’da gösterilen kırmızı ve mavi kesikli çizgiler, 129 drenaj alanı için sırası ile  $\chi$ \_Monte Carlo ve Eğim-Alan Bütün Veri yöntemine göre hesaplanan ortalama m/n değerlerini gösterir. Yüksek m/n değerlerinin kanalın akış aşağı olan eğiminin daha hızlı azaldığını (yükselimin fazla olduğunu) ifade ettiği göz önünde bulundurulduğunda  $\chi$ \_Monte Carlo yöntemine göre elde edilen ortalama 0.12 değeri bölgede aşınmanın oldukça fazla olduğuna işaret eder.

aşınabilen (KDG=2) kayalardan oluşmasıdır. Kolay aşınabilen kayalar yükselim sonucu dere yataklarında oluşan dikliğin korunmasına müsaade etmez. S3 segmentinin (m/n=0.65) S2 segmentine (m/n=0.29) göre daha fazla yükselim oluşturduğu görülmektedir.  $Vf_{ort} - S_{mf}$  kıyaslaması ile tezatlık oluşturan bu durum S3 segmenti tarafından sınırlanan drenaj alanlarının bir bölümünün daha sert kayalar (KDG=5 ve 3) üzerinde kalması ile ilişkilendirilmiştir. Zira bu



**Şekil 10.** Yüksekova Havzası civarında belirlenen 129 drenaj alanının farklı yöntemler kullanılarak hazırlanan m/n değer dağılımları.

**Figure 10.** *m/n value distributions of 129 drainage areas that determined around the Yüksekova Basin using different methods.*

Yüksekova Havasını batısında yer alan segmentlerin sınırladığı drenaj alanları üzerinde belirlenen m/n değerlerine göre (Çizelge 2) S1b segmenti üzerinde yükselim en az olduğu (m/n= 0.15) ortaya çıkmaktadır. Bu durum  $Vf_{ort} - S_{mf}$  ile uyumlu olsa da düşük m/n değerinin nedeni S1b tarafından sınırlanan drenaj alanlarının kolay

tür kayalarda erozyon göreceli daha zor olacağı için dere profillerinin yükselim sonucu dikleşmesi korunmuştur. S2 segmenti tarafından sınırlanan drenaj alanlarının neredeyse tamamının göreceli yumuşak kayalar (KDG=3) üzerinde kalmasından dolayı yükselim sonucu oluşan dikleşme, erozyon daha kolay olduğu için korunmamıştır. Yüksekova



Havzası'nın batısında yer alan drenaj alanlarının 0.375 değerindeki m/n ortalaması havzanın bu kesiminin aktif olarak yükseldiğini gösterir.

Yüksekova Havasını doğusunda dağ önlerine yaklaşan drenaj alanlarının bir kısmı ŞYFZ segmentleri tarafından kesilir bir kısmı ise segmentlerin güneyinde yer alır. Havzanın bu kesiminin genel yükselimi ile ilgili daha sağlıklı tartışmak için bütün drenaj alanlarından elde edilen m/n değerleri dikkate alınmıştır. Ayrıca segmentler tarafından sınırlanan veya kesilen drenaj alanları daha detaylı olarak tartışılmıştır. S5 segmentinin m/n=0.53 değeri, yükselimin S4b'ye göre (m/n=0.25) daha fazla olduğunu gösterir. Bu durum  $V_{f_{ort}} - S_{mf}$  kıyaslaması ile uyumludur. S5 denetiminde olan drenaj alanlarının neredeyse tamamı aşınmaya dayanımlı kayalar (KDG=5) üzerinde yer alması yükselim sonucu meydana gelmiş dikliğin korunmasına neden olmuştur. S4b denetiminde olan drenaj alanlarında zor aşınan kayaç gruplarının dışında (KDG=5) göreceli kolay aşınabilen kayalar (KDG=2 ve 3) olduğu için yükselim sonucu oluşan diklik göreceli az korunmuştur.  $V_{f_{ort}} - S_{mf}$  kıyaslamasında S1b segmentinin üzerinde S4b'ye göre daha fazla yükselim vardır. Ancak S4b denetimindeki drenaj alanlarının S1b'ye göre daha zor aşınabilen kayalardan oluşması m/n değerlerinin daha yüksek olmasına neden olmuştur. Yüksekova Havzası'nın doğusunda yer alan bütün drenaj alanlarının 0.309 değerindeki m/n ortalaması havzanın bu kesiminin aktif olarak yükseldiğini gösterir. Ancak m/n değerlerindeki farklılık havzanın batı kesimlerinin daha hızlı yükseldiğini ifade eder.

Havza batısında ve doğusunda  $\chi$ \_Monte Carlo yöntemine göre belirlenmiş farklı m/n ve KDG değerlerine sahip drenaj alanları içerisindeki dere kollarının boyuna profilleri üzerinde belirlenen m/n oranları dikkate alınarak yükselimin tarihçesini belirleyebilmek için integral analiz yöntemi kullanılmıştır.

**Çizelge 2.** SYFZ segmentleri tarafından kontrol edilen drenaj alanlarının m/n değerleri.  $\chi$ \_Bütün Veri (m/n-a),  $\chi$ \_Monte Carlo (m/n-b) ve Eğim-Alan Bütün Veri (m/n-c)

**Table 2.** The m/n values of the drainage areas that controlled by the SYFZ segments.  $\chi$ \_all data (m/n-a),  $\chi$ \_Monte Carlo (m/n-b) ve Slope-Area all data (m/n-c)

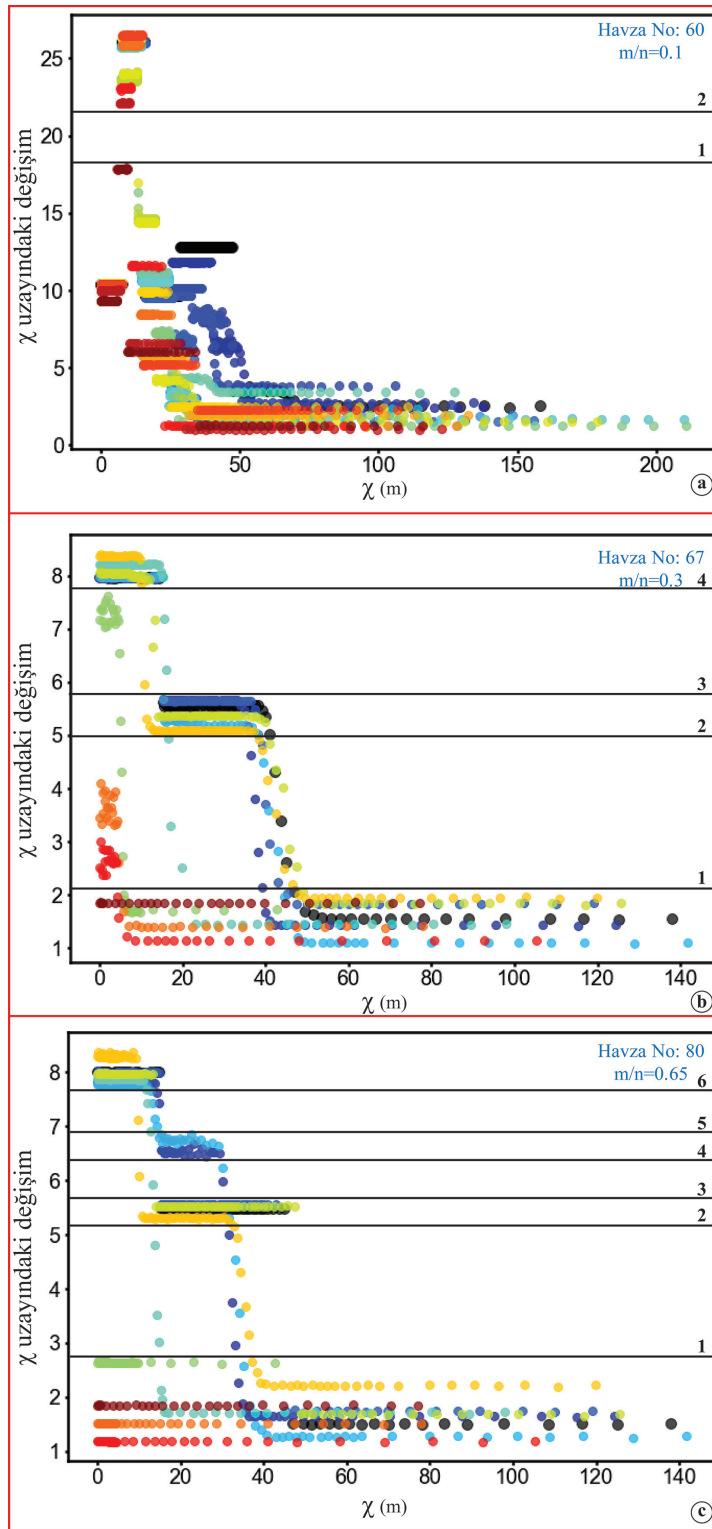
Fay Kolu	Havza	(m/n)	m/n	m/n
S1b	59	0.25	0.25	0.51
	61	0.1	0.1	0.88
	60	0.1	0.1	0.15
	<b>Ortalama</b>	<b>0.15</b>	<b>0.15</b>	<b>0.51</b>
	67	0.6	0.3	0.24
S2	65	0.1	0.1	0.44
	72	0.15	0.1	0.68
	74	0.2	0.15	0.26
	76	0.8	0.8	0.76
	<b>Ortalama</b>	<b>0.37</b>	<b>0.29</b>	<b>0.48</b>
S3	77	0.45	0.4	0.39
	80	0.75	0.75	0.44
	85	0.8	0.8	0.72
	89	0.7	0.65	0.47
	<b>Ortalama</b>	<b>0.417</b>	<b>0.375</b>	<b>0.495</b>
<b>Genel Ortalama</b>	<b>0.42</b>	<b>0.38</b>	<b>0.5</b>	
S4b	42	0.4	0.35	0.38
	36	0.35	0.35	0.48
	31	0.25	0.3	0.43
	49	0.1	0.1	0.41
	51	0.3	0.3	0.61
S5	54	0.1	0.1	0.92
	<b>Ortalama</b>	<b>0.25</b>	<b>0.25</b>	<b>0.54</b>
	57	0.8	0.8	0.58
	58	0.35	0.35	0.53
	52	0.45	0.45	0.54
Havzanın kuzeydoğusu	46	0.3	0.25	0.43
	70	0.8	0.8	0.99
	<b>Ortalama</b>	<b>0.54</b>	<b>0.53</b>	<b>0.61</b>
	30	0.1	0.1	0.25
	32	0.3	0.35	0
Havzanın kuzeydoğusu	35	0.8	0.15	0.17
	33	0.1	0.1	0.66
	43	0.1	0.1	2.34
<b>Genel Ortalama</b>	<b>0.350</b>	<b>0.309</b>	<b>0.608</b>	

S1b segmenti tarafından sınırlanan  $m/n=0.1$  olan 60 numaralı drenaj alanından gerçekleştirilen integral analiz çalışmalarına göre bu drenaj alanı içerisinde iki farklı yükselim mevcuttur. Şekil 11a'da 1 numaralı çizginin altında kalan profillerin  $\chi$  eksenindeki değerlerinin  $\chi$  uzayındaki değişim eksenini boyunca yüksek değerlerden düşük değerlere doğru değişimi bu drenaj alanını etkileyen ilk yükselimin hızının azaldığını göstermektedir. 1 ve 2 numaralı çizgiler arasında profil görülmemesi drenaj alanı içerisinde yükselimin durduğunu ve 2 numaralı çizginin üstünde kalan profiller ise drenaj alanının en son maruz kaldığı yükselimi ifade eder. Şekil 11'b de S2 segmenti tarafından sınırlanan  $m/n = 0.3$  olan 67 numaralı drenaj alanının integral analizi 3 farklı yükselime işaret eder. 60 numaralı drenaj alanından farklı olarak daha yüksek KDG'ye sahip bu alanda 1 numaralı siyah çizginin altında kalan profil serisi drenaj alanı içerisindeki en eski yükselimin izleridir. Bu profil serisinin  $\chi$  eksenini boyunca yüksek değerlere ulaşması bu yükselimin drenaj alanı içerisindeki bütün dere kollarının söz konusu yükselime eşit cevap vermesini sağlayacak kadar uzun sürdüğünü gösterir. 1 ve 2 numaralı çizgiler arasında  $\chi$  eksenini boyunca profil görülmemesi yükselimin bu zaman aralığında durduğunu gösterir.

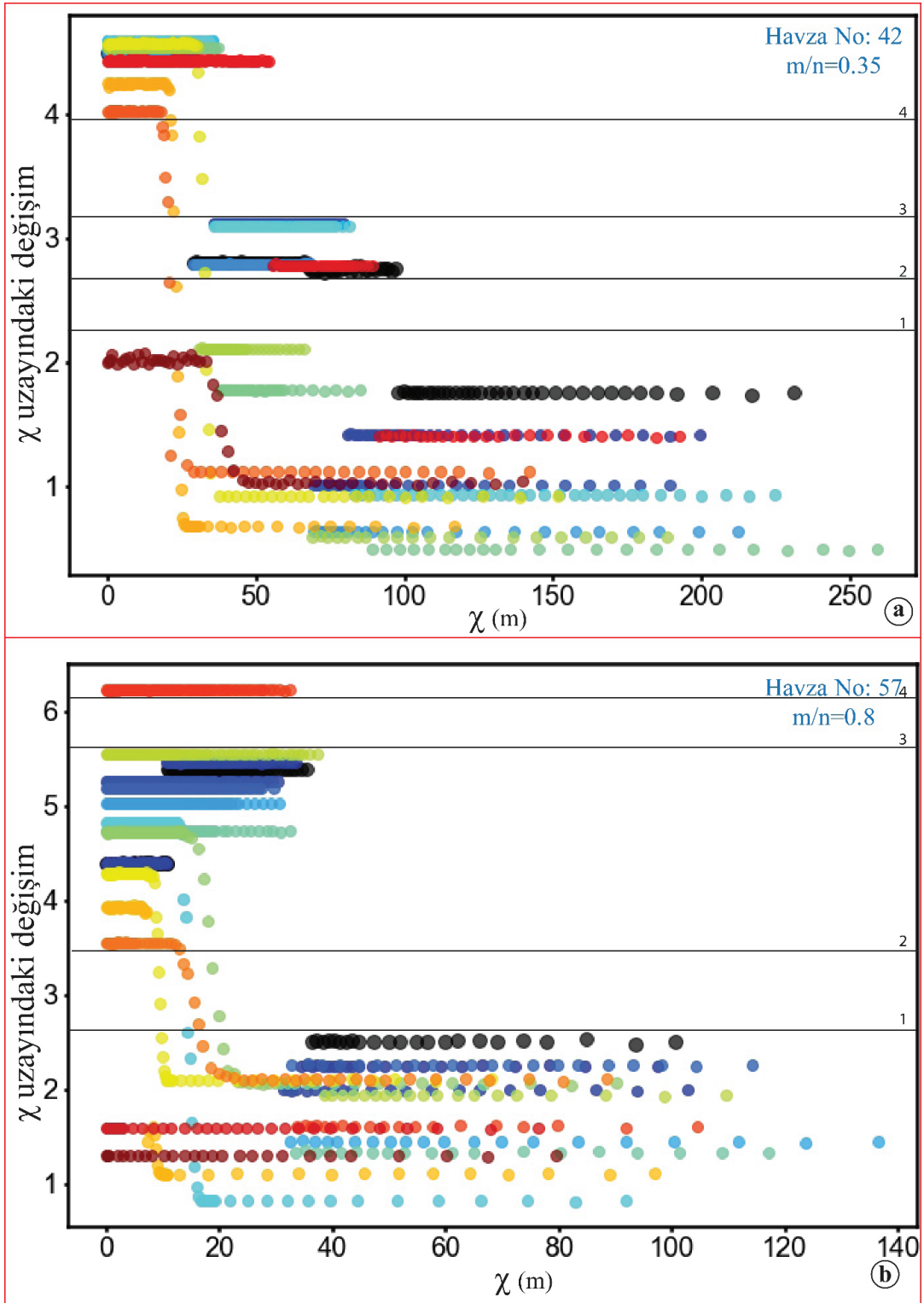
Söz konusu çizgiler arasında görülen düşey profiller, bu dere kollarının 2 ve 3 numaralı siyah çizgiler arasında görülen ve göreceli daha kısa süren ikinci yükselime de cevap verdiğini gösterir. 3 ve 4 numaralı çizgiler arasında  $\chi$  eksenini boyunca profil görülmemesi yükselimin bu zaman aralığında durduğunu ve 4 numaralı çizginin üstündeki profiller ise drenaj alanının maruz kaldığı son yükselimin belirteçleridir. Yüksekova Havzası'nın batıdan sınırlayan S3 segmentinin

doğusunda kalan ve  $m/n= 0.75$  değerine sahip 80 numaralı drenaj alanına ait integral analiz sonuçları bu akaçlama alanının dört farklı yükselime maruz kaldığını göstermektedir (Şekil 11c). Drenaj alanındaki en eski yükselim 1 numaralı siyah çizginin altında kalan profil serisi ile karakterize olur. Bu profil grubunun  $\chi$  eksenini boyunca yüksek değerlere ulaşması drenaj alanındaki bütün dere kollarının yükselime eşit cevap verdiği dolayısı ile yükselimin uzun sürdüğü anlamına gelir. 1 ve 2 numaralı çizgiler arasında  $\chi$  eksenini boyunca profil oluşmaması yükselimin durduğunu düşey profiller ise dere kollarının bazılarının 2 ve 3 numaralı çizgiler arasında görülen ve göreceli kısa süren yükselime cevap verdiğini ifade eder. 3 ve 4 numaralı çizgiler arasında ki zaman dilimine karşılık gelen sürede yükselim durmuş sonrasında 4 ve 5 numaralı çizgiler arasındaki zaman diliminde tekrar devam etmiştir. Drenaj alanını en son etkileyen yükselim ise 6 numaralı çizginin üstünde görülen profiller ile kendini belli eder.

Yüksekova Havzası'nın batısında farklı  $m/n$  değerlerine sahip drenaj alanlarının integral analizleri havzanın batısında yükselim hızının değiştiğini ortaya çıkarmıştır. Drenaj alanlarında farklı şekilde ortaya çıkan yükselim hızı değişimi drenaj alanlarının sahip olduğu litolojik özelliklere göre değişim göstermektedir. Havzanın güneybatı kenarı boyunca güneydoğudan kuzeybatıya doğru kayaçların KDG değerinde görülen azalma havzanın bu kenarının maruz kaldığı yükselimlerin hepsinin homojen şekilde kayıt altında tutulmasını engellemiştir. Aşınmaya karşı en fazla dayanımlı olan kayaçlardan oluşan 80 numaralı drenaj alanı havza güneyinde yükselim hızının dört defa değiştiğini göstermiştir.



Şekil 11. Yüksekova Havzası'nın batı kenarındaki drenaj alanlarının integral analiz sonuçları.  
Figure 11. Integral analysis results of drainage areas at western margin of the Yüksekova Basin.



Şekil 12. Yüksekova Havzası'nın doğu kenarındaki drenaj alanlarının integral analiz sonuçları.

Figure 12. Integral analysis results of drainage areas at eastern margin of the Yüksekova Basin.



Yüksekova Havzası doğusundaki en iyi yükselim hızı tarihçesini ortaya çıkarmak amacı ile S4b ve S5 segmentleri tarafından denetlenen ve göreceli yüksek KDG değerine sahip kayaçlardan oluşan drenaj alanları seçilmiştir (Şekil 12). S4b denetiminde kalan ve  $m/n=0.35$  değerine sahip 42 numaralı drenaj alanı üzerinde gerçekleştirilen integral analiz çalışmaları bu drenaj alanının üç farklı yükselime maruz kaldığını ortaya çıkarmıştır. Şekil 11a'da 1 numaralı siyah çizginin altında kalan profil serisi en eski yükselimi temsil etmektedir. Bu profil serisinin  $\chi$  eksenı boyunca yüksek değerlere ulaşması yükselimin uzun sürdüğünün göstergesidir. Drenaj alanı içerisinde 1 ve 2 numaralı çizgiler arasındaki zaman diliminde yükselimin durduğu ve sonrasında 2 ve 3 numaralı siyah çizgiler arasındaki profil serisi karakterize olan göreceli daha kısa süren bir yükselimin başladığı görülmektedir. Drenaj alanındaki en son yükselim ise 4 numaralı çizginin üzerindeki profil serisi ile karakterize olur. S5 denetiminde kalan  $m/n=0.8$  değerine sahip 57 numaralı havza üzerinde yapılan integral analiz sonuçları 42 numaralı havza ile aynı şekilde üç farklı yükselim tarihçesine işaret etmektedir (Şekil 12b). Drenaj alanındaki en eski yükselim Şekil'de görülen 1 numaralı siyah çizginin altında kalan profiller ile karakterize olur. Profillerin  $\chi$  eksenı boyunca yüksek değerlere ulaşması yükselimin uzun sürdüğünün belirteçidir. Drenaj alanını etkileyen sonraki yükselim 2 ve 3 numara ile gösterilen siyah çizgiler arasındaki profiller ile belli olur ve göreceli daha kısa sürmüştür. Drenaj alanını etkileyen son yükselim ise dört numaralı çizginin üzerinde kalan profil ile ortaya çıkar ve sadece tek bir dere kolunu etkilediği için yeni başlayan bir yükselim olduğunun göstergesidir.

Yüksekova Havzası'nın doğusunda kalan ve farklı  $m/n$  değerlerine sahip drenaj alanları havza doğusunda yükselim hızının değiştiğini ortaya çıkartmıştır. KDG değeri yüksek olan birimlerden oluşan drenaj alanları üzerinde yapılan çalışmalar havzanın bu kesiminde üç farklı yükselim

dönemine işaret eder. Bu yükselim özellikleri aynı zamanda bu çalışma kapsamında çizilmiş fay kollarının da aktif olduğunu göstermektedir.

## SONUÇLAR

ŞYFZ'nin geometrisi ve civarındaki jeolojik birimlerin özellikleri ile ilgili üretilen önceki veriler bu çalışma kapsamında yapılan araştırmalar ile birlikte değerlendirilmesi sonucunda ŞYFZ denetiminde oluşmuş Yüksekova Havzası civarındaki yükselim tarihçesi belirlenmiştir. Bu çalışmanın sonuçları aşağıda sunulmuştur.

1. DASB'nin en güneyinde bulunan, K50-60B uzanımında ve 90 km uzunluğunda doğrultu atımlı sağ yanal bir deformasyon yapısı olan ŞYFZ geometrik ve kinematik özelliklerine göre yedi segmente ayrılmıştır (Şekil 2).
2. ŞYFZ üzerindeki en önemli morfolotektonik yapı olan Yüksekova Havzası civarında belirlenen drenaj alanları üzerinde gerçekleştirilen hipsometrik integral hesaplamaları ve üretilen hipsometrik eğriler havzanın kuzey ve güneyindeki topoğrafyada yükseltici kuvvetler ile aşındırıcı süreçler arasında bir denge olduğunu göstermektedir.
3. Yüksekova havzasını batıdan ve doğudan sınırlayan ŞYFZ segmentleri boyunca hesaplanan  $S_{mf}$  değerleri (Çizelge 1) havzanın doğusunda yükselimin batıya nazaran daha az olduğunu ortaya çıkarmıştır.
4. Elde edilen  $V_f$  değerlerinin (Çizelge 1) havzanın batısında daha düşük olması buradaki fayların daha fazla deformasyonu üzerinde topladığını göstermektedir.
5. Havzayı sınırlayan fayların  $V_f$  değerlerinin ortalaması ilse  $S_{mf}$  değerlerinin kıyaslanması (Şekil 9), söz konusu fayların yüksek aktiviteye sahip olduğunu ve yükselim hızlarının 0.5 mm/yıldan az olmadığına işaret etmektedir.

6. Yüksekova Havzası civarında 129 drenaj alanı (Şekil 5) üzerinde gerçekleştirilen  $\chi$ -Monte Carlo temelli en iyi m/n oranı hesaplamaları neticesinde elde edilen m/n=0.12 (Şekil 10) değeri ŞYFZ'den uzak kesimlerde aşınmanın çok fazla olduğuna işaret eder. Bu durum ŞYFZ deformasyon alanından uzak olan yerlerde bölgesel yükselimin aşınmadan daha az olduğunu ortaya çıkarmıştır.
7. Yüksekova Havzası'nın doğusu ve batısını sınırlayan faylara yakın yerlerdeki drenaj alanlarının yüksek m/n değerleri, havzanın her iki tarafında aktif yükselimin devam ettiğini göstermektedir.
8. Aynı drenaj alanları içerisindeki dere kolları üzerinde gerçekleştirilen integral analiz çalışmaları havza batısında yükselim hızının dört defa doğusunda ise üç defa değiştiğini ortaya çıkarmıştır.

## EXTENDED SUMMARY

*The interaction of tectonic and climatic processes over time causes the formation of different morphological structures on the earth surface or the re-shaping of existing structures (Whipple, 2004; Whipple ve Tucker, 1999; Whittaker vd., 2008; Wobus vd., 2006). Since temporal effect of these processes recorded through the landscape, the morphometric characteristics of the earth surface can be used to isolate past tectonic or climatic signals if direct structural or geodetic data are not unavailable or insufficient (Burbank ve Anderson, 2001; Molnar, 2001; Roberts vd., 2004).*

*The geomorphic features of fault-generated mountain fronts, where active tectonics and erosion-triggered surface processes are interacting, are widely used to extract tectonic history of the region and relative activity of the faults. Considering the strength of the lithological units, it can be deduced which of the*

*processes (tectonic or climate) predominates in the development of the mountain front (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell vd., 1984).*

*Furthermore, since the bedrock channel fluvial systems are more sensitive indicators, which reflect the relationship among relief, elevation, and erosion rate (Howard, 1994; Howard vd., 1994; Howard ve Kerby, 1983; Whipple, 2004; Whipple ve Tucker, 1999), they can used to extract the recorded information about past tectonic and climatic signals (Whipple, 2004).*

*Integrated analyses of the mountain front and the bedrock river profiles provide good insight to understand uplift rates of the region (Anoop vd., 2012; Pan vd., 2015; Snyder vd., 2000; Wobus vd., 2006) and as well as identifying potential active faults and revealing relative tectonic activity between faults (Kirby ve Whipple, 2012; Sağlam Selçuk, 2016; Silva vd., 2003; Topal vd., 2016; Yıldırım, 2014)*

*The complex tectonic architecture of the Eastern Mediterranean region is mainly shaped by the kinematic interaction along the boundaries of the Eurasian, African, Arabian plates and smaller Anatolian "Scholle". Zagros subduction-collision and/or the Hellenic subduction and rollback are the primary mechanisms in the eastern Mediterranean region (Le Pichon and Kreemer 2010; Reilinger et al. 2006; Şengör et al. 1985). Although numerous hypothesis have been proposed to explain the reasons of westward motion of the Anatolian Scholle (Chorowicz vd., 1999; Faccenna vd., 2013; Le Pichon ve Kreemer, 2010; McKenzie, 1972; Özeren ve Holt, 2010; Reilinger vd., 2006; Şengör vd., 1985), numerus studies (Kozacı et al. 2009; Reilinger et al. 2006; Şengör 1980; Şengör et al. 1985; Şengör et al. 2005) agreed that the dextral North Anatolian Fault Zone (NAFZ) and the sinistral East Anatolian Fault Zone (EAFZ) accumulate the considerable amount of deformation during the westward motion of the Anatolia. This motion resulted in*

formation of four neotectonic provinces: (1) East Anatolian Contractive Province, (2) North Turkish Province, (3) Central Anatolian 'Ova' Province and (4) West Anatolian Extensional Province (Figure 1) (Şengör et al 1985).

The south of the East Anatolian Contractive Province (EACP) corresponds to the NW part of the GPS based elastic Iran Block (Figure 1). This province is characterized by:

- The NW-oriented dextral and NE-oriented sinistral strike-slip faults and the pull-apart basin form on these faults,
- E-W oriented fold and thrust belts and ramp basins,
- N-S oriented normal faults that cause to magma rising.

The 90 km long and N50-60W oriented right lateral Şemdinli Yüksekova Fault Zone (ŞYFZ) is located at southeast of the EACP (Figure 1 and 2). The most prominent morphotectonic structure of the ŞYFZ is the Yüksekova Basin that has a long axis striking in NW-SE direction with a length of 38 km and maximum width of 10 km (Figure 2).

This study provides geomorphic analyses of fault generated mountain-fronts and fault controlled drainage areas along the northern and southern margins of the Yüksekova Basin in order to reveal the uplift history.

The NW-SE striking ŞYFZ is separated into seven geometric segments (S1, S2, S3, S4, S5, S6 and S7) based on the surface geometry (Figure 2). The first 7-km section of the S1 (S1a) begins from the SW of the Yenişık and it extends to north of the Büyükçiftlik. S1a characterized by eastward arc-shaped geometry and up to 2-km dextrally offset rivers that are clear short-term slip indicators of the ŞYFZ (Figure 2 and 3). The N40W oriented S1b has a length of 6-km and delimit the NW margin of the Yüksekova Basin (Figure 2). The N50W oriented and 8-km long S2 extended between S1 and Bulaklı with and characterized by series of small-

scale restraining and releasing bends (Figure 2). The southeast part of the N45-50W oriented S3 by oblique thrust. The dextrally offset rivers along the 26-km long S4, which forms the northwest part of the ŞYFZ, present the short term fault activity. It is separated from S5 by a northward arc-shaped geometry (Figure 2). The 10-km long S5 extends in N50-60W direction between Yüksekova and Demirkonak, characterized by dextrally offset rivers and presents restraining bend geometry (Figure 2 and 3). The S6 segment extends in the N65W direction from the south of Demirkonak to the Çatalca village and the S7 segment started in the central part of the southernmost part of the basin and extended 44 km in the N45W direction to the southwest and it offset the boundary between the Yüksekova and Bitlis metamorphic rocks (Figs. 2 and 4).

In order to true discussion of results of the morphometric indices, I classified lithological unit (Figure 4) (for detail see Şenel, 2002 and 2007) according to rock strength (Selby, 1980) that take into account the resistance of rocks to weathering and fluvial erosion. The classification of the geologic units as below:

1-Very low strength (Alluvium), 2-Low strength (Serpantinities of Guleman Ophiolite and Kırkgeçit Formation), 3-Moderate strength (Cudi and Midyat Group and Urşe Formation), 4-High strength (Durankaya Complex and Koçali-Karadut Nappes, and 5-Very high strength (Bitlis Metamorphites and Yüksekova Complex) (Figure 5).

The shape of hypsometric curve (HC) represents the ratio between the relative area and relative altitude of a drainage basin, and indicate the maturity level of the basin (Strahler, 1952). The convex HC characterize immature and weakly eroded basins, S-shaped HC typically related to moderately eroded and the concave HC indicate the highly eroded basins. The young landforms (convex HC) present high hypsometric integral

( $HI > 0.5$ ), whereas *S*-shaped and concave *HC* have intermediate *HI* (0.3-05) and low *HI* ( $< 0.3$ ) values respectively. The calculated 22 hypsometric integral (*HI*) values (Table 1) and curves (*HC*) (Figure 8) in the vicinity of the Yüksekova Basin suggest the intermediate maturity for the topography. Although the *HI* and *HC* does not provide sensitive results in delineating details of uplift change along the margins of the Yüksekova Basin,  $HI > 0.35$  and “*S*” shaped *HC* are suggestive of recent topographic development.

I applied two widely used geomorphic analyses (mountain-front sinuosity and valley-width to valley-height ratio) to infer the tectonic activity of mountain front along each margin of the Yüksekova Basin. The Mountain-front sinuosity ( $S_{mf}$ ) has been used to distinguish tectonically active fronts ( $1.0 < S_{mf} < 1.5$ ) from inactive fronts. The results of the mountain front sinuosity ( $S_{mf}$ ) analyses (Table 1) indicates that the segments that constrain margins of the Yüksekova Basin are active.  $S_{mf}$  analyses reveal that uplift rate of the S2 and S3 are higher than the S1b moreover; the results point out that the uplift rate to the east of the basin increases from the south to the north and generally has less compared to the west of the basin. The ratio of valley-floor width to valley-height index ( $V_f$ ) allows comparison of erosional patterns between drainage areas. The  $V_f > 1$  characterize “*U*” shaped valley and the  $V_f < 1$  indicate the “*V*” shaped valleys where incision, hence uplift, rate is higher. The mean valley-width to valley-height ratios ( $V_f$ ), range from 0.13-0.29 to the west and 0.24-0.45 to the east (Table 1), indicate that the valleys are in “*V*” shape and therefore uplift rate is high. The correlation between the  $S_{mf}$  and  $V_f$  values has been used to classify the relative tectonic activity of the faults (Bull ve McFadden, 1977). The  $S_{mf}$  vs.  $V_f$  plots of the mountain fronts to the east and west of the Yüksekova Basin show well correlation, with an  $R^2 = 0.80$ , and indicate high (Class I) tectonic

activity which corresponds the 0.5 mm/yr uplift rate according to Rockwell vd. (1984) (Figure 9).

The interaction between the surface uplift rate and the river incision reflect itself within the in the bedrock river longitudinal profiles. Therefore the analyzing the systematic behavior of bedrock river stream profiles provide important prediction on spatial distribution of rock uplift and potentially active faults hence about the underlying tectonic history (Kirby ve Whipple, 2012; Royden ve Taylor Perron, 2013). Empirical studies of bedrock channel longitudinal profiles reveal: (a) power law scaling between local channel gradient ( $S$ ) and contributing drainage area ( $A$ ) (Equation -1), where  $k_s$  referred to as the channel steepness index and  $\theta$  describes concavity of the channel, (b) stream power incision model (Equation 2) proposed that in bedrock rivers, erosion should be proportional to the power the river expends on its bed, where  $E$  is the long-term fluvial incision rate and  $K$  is the erodibility coefficient,  $m$  and  $n$  are constant exponents. The Equation (2) can be rearrange to calculate channel slope (Equation 3). The comparison between Equation (1) and (3) reveal that  $k_s$  is related to erosion rate and  $\theta = m/n$  that fall in the range 0.35 to 0.6 in tectonically active region (Whipple ve Tucker, 1999). Therefore, to extract the uplift rate histories from the bedrock river longitudinal profiles mainly depend on the estimate the  $\theta$  or its equivalent  $m/n$  value and the  $k_s$ . Since the digital elevation model (DEM), which present the main data source to extract the longitudinal profile, therefore  $m/n$  and the  $k_s$ , inherently noisy, the extracted slope data may not reflect regional erosion rates (Wobus vd., 2006). Perron ve Royden (2013) propose an alternative solution interpret uplift rate history of the bedrock river that is called Integral Analyses. They used an integral transformation of the river profile's horizontal coordinate in to a variable  $\chi$  and propose that plots of channel elevations against the  $\chi$  can be used to reveal the steepness of river



without calculating channel slopes. The integral analyses of bedrock river profiles provide precise information about erosion rates and the spatio-temporal variations in tectonics and climate.

In order to understand spatial distribution of rock uplift around the Yüksekova Basin, I extracted best  $m/n$  ratio of 129 basins (Figure 5) with four commonly used methods ((a)  $\chi$ \_All Data, (b)  $\chi$ \_Monte Carlo, (c) Slope-Area All Data, (d) Segmented Slope-Area) by using LSD TopoTools (Mudd vd 2014 ve 2018). The average  $m/n=0.12$  values obtained according to the Monte Carlo method (Figure 10), which is more trustworthy according to the Mudd vd, (2018), indicate that there is considerable erosion in the region. However, average  $m/n=0.375$  and  $0.309$  to the west and east of the Yüksekova Basin respectively (Table 2), reveal that the ŞYFZ have driven the rock uplift around the basin rather than the large-scale lithospheric processes.

After the estimation of most likely  $m/n$  ratio of all basins, I produced gradient in chi space vs. chi graph to evaluate the uplift rate histories of selected basins. I choose the basins -60, -67 and -80 at west (Figure 11) and 42 and 57 at east (Figure 12) of the basin, respectively, where calculated  $m/n$  ratio and rock strength is different. Regardless of the  $m/n$  ratio, profiles in chi-elevation space present different uplift rate variation on the selected the drainage areas.

In Figure 11 and 12, the different color profiles along the  $\chi$  axes present the different tributary of relevant drainage area. High values of the profiles on the  $\chi$  axes indicates that the uplift continued until the drainage area reach dynamically steady state, in other words, erosion rates match the uplift rate throughout the entire area. The region between the black lines where there are no profiles present the transition zones hence tectonically quiescent time interval. The integral analyses of drainage areas 60 (rock strength = partly moderate) and 67 (rock strength = moderate), present that the uplift rate

of the basins change 2 and 3 times respectively. The drainage 80 (rock strength = very high) reveal that the uplift rate has been changed four times at west of the basin whereas drainage 42 (rock strength = very high) and 57 (rock strength = very high) reveal that the uplift rate has been changed three times at east of the basin. I propose that difference in rock strength is the main reason behind the poorly constrained  $m/n$  ratio. Although I have poorly constrained  $m/n$  ratio in different drainages area, the river profile in chi-elevation space detect the sections of the channel network responding to at least four and three different uplift rates, regardless of the  $m/n$  ratio, at west and east of the Yüksekova Basin respectively.

The main results of this study are as follows.

- 1) The integrated analyses of DEM and previous studies show that the 90 km-long, N50-60W striking ŞYFZ consist of the seven geometric segments based on the surface geometry (Fig. 2).
- 2) Hypsometric integral analyses of the basins indicate intermediate maturity for the topography at the margins of the Yüksekova Basin.
- 3) The  $S_{mf}$  and  $V_f$  values indicate that uplift rate is higher to the west of the Yüksekova Basin and the ŞYFZ segment along the western margin accumulate more deformation.
- 4)  $S_{mf}$  vs.  $V_f$  plot indicate high tectonic activity which corresponds the 0.5 mm/yr uplift rate.
- 5) Spatial distribution of the  $m/n$  values reveal that ŞYFZ control the the rock uplift around the Yüksekova Basin.
- 6) Integral analyses results show that western and eastern margins of the basin have different uplift history.

## ORCID

Taylan Sançar  <https://orcid.org/0000-0002-2500-9787>

**DEĞİNİLEN BELGELER**

- Akkaya İ., 2015. The application of HVSR microtremor survey method in Yüksekova (Hakkari) region, Eastern Turkey. *Journal of African Earth Sciences* 109, 87-95.
- Altınlı, İ.E., 1952. Siirt Güneydoğusunun Jeolojik İncelemesi, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara, p. 95.
- Ambili, V. ve Narayana, A.C., 2014. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology* 217, 37-47.
- Anoop, A., Prasad, S., Basavaiah, N., Brauer, A., Shahzad, F. ve Deenadayalan, K., 2012. Tectonic versus climate influence on landscape evolution: A case study from the upper Spiti valley, NW Himalaya. *Geomorphology* 145-146, 32-44.
- Boray, A., 1974. Bitlis Masifinin Yapısı ve Metamorfizması. *Türkiye Jeol. Bül.* 18, 81-84.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey; a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3-30.
- Bull, W.B., 1978. Geomorphic tectonic classes of the south front of the Gabriel Mountains, California. U.S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394, Menlo Park, CA, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering.
- Bull, W.B. ve McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, in: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceeding 8th Annual Geomorphology Symposium, State University New York at Binghamton, 23-24 September 1977, pp. 115-137.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Scientific, Oxford.
- Chorowicz, J., Dhont, D. ve Gündoğdu, N., 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. *Journal of Structural Geology* 21, 511-532.
- Davis, W.M., 1899. The Geographical Cycle. *The Geographical Journal* 14, 481-504.
- DiBiase, R.A., 2014. Earth science: River incision revisited. *Nature* 505, 294-295.
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M. ve Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 134-144.
- Duran, O., Semsir, D., Sezgin, L. ve Perinçek, D., 1988. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve petrol potansiyeli. *TPJD Bülteni* 1/2, 99-126.
- Duran, O., Semsir, D., Sezgin, L. ve Perinçek, D., 1989. Güneydoğu Anadolu'da Midyat Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve paleoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli. , TPAO Araştırma Merkezi, Rapor No.2563. Ankrara.
- Emre, Ö., Duman, T.Y. ve Olgun, Ş., 2012. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Hakkari (NJ 38-10) Paftası, Seri No:56. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara -Türkiye.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Jolivet, L. ve Keskin, M., 2013. Mantle convection in the Middle East: Reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 254-269.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research* 10, 969-973.
- Gilbert, G.K., 1877. *Geology of the Henry Mountains*. USGS Unnumbered Series, Government Printing Office, Washington, D.C.
- Goren, L., Fox, M. ve Willett Sean, D., 2014. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 1651-1681.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions 258-A, 80-97.
- Howard, A.D., 1994. A Detachment-Limited Model of Drainage Basin Evolution. *Water Resour. Res.* 30, 2261-2285.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E. ve Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 13971-13986.

- Howard, A.D. ve Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 739-752.
- Keller, E.A. ve Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
- Kirby, E. ve Ouimet, W., 2011. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 353, 165.
- Kirby, E. ve Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415-418.
- Kirby, E. ve Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54-75.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. ve Chen, Z., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J. Geophys. Res.* 108, 2217.
- Koçyiğit, A., 2005. 2005.01.25, MW 5.9 Sütluçe (Hakkari) Depreminin Kaynağı: Başkale Fay Kuşağı, GD Türkiye, Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye.
- Kozacı, Ö., Dolan, J.F. ve Finkel, R.C., 2009. A late Holocene slip rate for the central North Anatolian fault, at Tahtaköprü, Turkey, from cosmogenic <sup>10</sup>Be geochronology: Implications for fault loading and strain release rates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, 1-12.
- Le Pichon, X. ve Kreemer, C., 2010. The Miocene-to-Present Kinematic Evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and Its Implications for Dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38, 323-351.
- Maxon, J.H., 1936. *Geology and Petroleum Possibilities of the Hermis Dome*, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara, p. 25
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Şanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. ve Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695-5719.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 109-185.
- Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology* 29, 1071-1074.
- Mudd, S.M., Clubb, F.J., Gailleton, B. ve Hurst, M.D., 2018. How concave are river channels? *Earth Surface Dynamics Discussions*.
- Özeren, M.S. ve Holt, W.E., 2010. The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey. *Geophysical Journal International* 183, 1165-1184.
- Özkaya, İ., 1977. Hakkari-Yüksekova bölgesi jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Rapor No:1129, 17s.
- Pan, B., Li, Q., Hu, X., Geng, H. ve Gao, H., 2015. Bedrock channels response to differential rock uplift in eastern Qilian Mountain along the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences* 100, 1-19.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Delgado, J. ve González-Lodeiro, F., 2009. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 16-25.
- Perinçek, D., 1978. V-VI-IX. Bölge (Güneydoğu Aandolu otokton-allokon birimler) jeoloji sembolleri. TPAO Arama Grubu, Arşiv No:6657.
- Perinçek, D., 1980. Bitlis Metamorfitlelerinde Volkanitli Triyas. *Türkiye Jeol. Bül.*, 23, 201-211.
- Perinçek, D., 1989. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol imkanları, TPAO Arama Grubu. Rapor No:2545 .127s.
- Perinçek, D., 1990. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, GDA Türkiye. TPJD Bülteni 2, 21-68.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984. Afşin-Elbistan-Doğanşehir dolayının stratigrafisi ve bölgedeki birliklerin yapısal ilişkileri. TPAO Arama Grubu, Rapor No:1909, 28s.
- Pritchard, D., Roberts, G.G., White, N.J. ve Richardson, C.N., 2009. Uplift histories from river profiles. *Geophysical Research Letters* 36.



- 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. ve Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, B05411.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O. ve Şanlı, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.* 102, 9983-9999.
- Roberts, G.P., Cowie, P., Papanikolaou, I. ve Michetti, A.M., 2004. Fault scaling relationships, deformation rates and seismic hazards: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology* 26, 377-398.
- Rockwell, T., Keller, E. ve Jhonson, D., 1984. Tectonic Geomorphology of Alluvial Fans and Mountain Fronts Near Ventura, California, in: Morisawa, M., Hack, T.J. (Eds.), *Tectonic Geomorphology*, Publ. in *Geomorphology*, State Union of New York, Binghamton, 183-207.
- Sağlam Selçuk, A., 2016. Evaluation of the relative tectonic activity in the eastern Lake Van basin, East Turkey. *Geomorphology* 270, 9-21.
- Selby, M.J., 1980. A rock strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. ve Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203-225.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. ve Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 112, 1250-1263.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. ve Merritts, D.J., 2003. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology* 53, 97-127.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117-1142.
- Sungurlu, O., 1973. VI. Bölge Gölbaşı – Gerger arasındaki sahanın jeolojisi. TPAO Rapor No: 802.,30 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Sungurlu, O., 1974. VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi. TPAO Arama Grubu, Rapor No:871. 32s.
- Şenel, M., 2002. 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:43 Hakkari-N52 ve N53 Paftaları. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şenel, M., 2007. 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No:43 Hakkari-M52 ve M53 Paftaları,, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye Neotektoniğinin Esasları (Principles of the Neotectonism of Turkey). Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, 40.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike slip faulting and related basin formations in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, Special Publication No. 37, pp. 227 – 264.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. ve Rangin, C., 2005. The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 37-112.
- Topal, S., Keller, E., Bufer, A. ve Koçyiğit, A., 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology* 259, 55-69.
- Walcott, R.C. ve Summerfield, M.A., 2008. Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. *Geomorphology* 96, 186.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock Rivers and The Geomorphology of Active Orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.

- Whipple, K.X. ve Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104, 17661-17674.
- Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E. ve Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506-526.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. ve Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Papers* 398, 55-74.
- Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü Fault Zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 630, 183-192.
- Yılmaz, E. ve Duran, O., 1997. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton ve Allohton Birimler Stratigrafi Adlama Sözlüğü "Lexicon". TPAO Eğitim Yayınları No:31, 460 s.

