

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI

GÖKSU NEHRİ VADİSİNİN FLÜVYAL JEOMORFOLOJİSİ
(MUT VE SİLİFKE ARASI)

Doktora Tezi

Nurcan AVŞİN GÖRENDAĞLI

Ankara – 2013

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI

GÖKSU NEHRİ VADİSİNİN FLÜVYAL JEOMORFOLOJİSİ
(MUT VE SİLİFKE ARASI)

Doktora Tezi

Tez Danışmanı

Prof. Dr. UĞUR DOĞAN

Nurcan AVŞİN GÖRENDAĞLI

Ankara – 2013

Bu çalışma Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı (BAPB) tarafından 2009-SOB-D043 nolu proje olarak desteklenmiştir.

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI

GÖKSU NEHRİ VADİSİNİN FLÜVYAL JEOMORFOLOJİSİ
(MUT VE SİLİFKE ARASI)

Doktora Tezi

Tez Danışmanı: Prof. Dr. UĞUR DOĞAN

Tez Jürisi Üyeleri

Adı ve Soyadı

İmzası

Prof. Dr. Uğur DOĞAN

.....

Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK

.....

Prof. Dr. Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU

.....

Prof. Dr. Ülkü ESER ÜNALDI

.....

Doç. Dr. A. Evren ERGİNAL

.....

Tez Sınavı Tarihi: 05/04/2013

TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Bu belge ile, bu tezdeki bütün bilgilerin akademik kurallara ve etik davranış ilkelerine uygun olarak toplanıp sunulduğunu beyan ederim. Bu kural ve ilkelerin gereği olarak, çalışmada bana ait olmayan tüm veri, düşünce ve sonuçları andığımı ve kaynağını gösterdiğimi ayrıca beyan ederim.(...../...../2013)

Nurcan AVŞİN GÖRENDAĞLI

ÖNSÖZ

Bu çalışma, Göksu Nehri vadisinin flüvyal jeomorfolojisini konu almaktadır. Çalışmanın temel amacı, Göksu Nehri'nin, iklim ve tektonizma gibi Kuvaterner çevresel ve yapısal değişimlerine tepkisini ortaya koymaktır. Bu amaçla, Göksu Nehri vadisinin Mut-Silifke arasında kalan kesimini kapsayan araştırma alanında vadinin jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ele alınmış ve sekiler başta olmak üzere, vadi yamaçları, alüvyal yelpazeler, taşkınovası, akarsu yatağı gibi morfolojik birimler araştırılmıştır.

Çalışmanın hazırlanması sırasında teze danışmanlık eden ve beni yönlendiren değerli hocam Prof. Dr. Uğur Doğan'a, her konuda desteğini ve bilgisini esirgemeyen kıymetli hocam Prof. Dr. İhsan Çiçek'e, araştırma alanındaki tektonik aktivite sürecinin ortaya konulmasında büyük desteğini gördüğüm sayın hocam Prof. Dr. Ali Koçyiğit'e öncelikle teşekkür ediyorum.

Ayrıca araştırmanın gerçekleşmesi sırasında, 2009-SOB-D043 numaralı ve "Mut-Silifke arasında Göksu Nehri sekilerinin uzun dönemli gelişimi ve OSL yöntemi ile seki yaşlarının tespiti" isimli proje kapsamında çalışmaya destek veren Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı'na teşekkür ediyorum.

Bu çalışmanın sayısallaştırma uygulamaları sırasında yardımlarını gördüğüm değerli arkadaşlarım Arş. Gör. Erkan Yılmaz'a, Arş. Gör. Kerime Özsusuzlu

Karabacak'a, Arş Gör. Serdar Yeşilyurt'a, ayrıca uzun bir süreç alan ve büyük emek gerektiren arazi çalışmaları sürecinde her zaman yanımda olan ve bana destek veren eşim Kenan Görendağlı'ya ve kardeşim Ali Avşin'e çok teşekkür ediyorum.

Ankara 2013

Nurcan Avşin Görendağlı

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ	xiii
TABLolar LİSTESİ.....	xv
I. GİRİŞ.....	1
1.1. Araştırma alanının yeri ve sınırları.....	3
1.2. Araştırmanın amacı ve kapsamı	6
1.3. Literatür Özeti	9
1.4. Veri ve yöntem.....	15
1.4.1. Yatak (kanal) tipi analizi.....	18
1.4.2. Işık Uyarımlı Lüminesans (OSL) Tarihlendirme Analizi	20
1.4.2.1. Laboratuvar işlemleri.....	21
II. ALANIN JEOLojİK ÖZELLİKLERİ.....	25
2.1. Stratigrafi	26
2.1.1. Paleozoyik kayaçları.....	26
2.1.2. Mesozoyik kayaçları.....	27
2.1.3. Senozoyik kayaçları.....	30
2.1.3.1. Tersiyer	30
2.1.3.1.1 Geç Oligosen-Erken Miyosen (Akitaniyen)	30

2.1.3.1.2. Erken Miyosen (Burdigaliyen)	31
2.1.3.1.3. Geç Miyosen.....	32
2.1.3.2. Kuvaterner.....	39
2.2. Tektonik Özellikler	40
III. GÖKSU NEHRİ VADİSİNİN JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ	53
3.1. Aşınım Yüzeyleri	55
3.2. Göksu Nehri vadisi.....	59
3.2.1. Göksu Nehri vadisinin enine kesit özellikleri	61
3.3. Sekiler	63
3.3.1. Sekilerin Morfometrik ve Alansal Dağılımları.....	64
3.3.2. Göksu Nehri seki serisinin genel özellikleri	71
3.3.2.1. S1 sekisi	71
3.3.2.2. S2 sekisi	72
3.3.2.3. S3 sekisi	73
3.3.2.4. S4 sekisi	73
3.3.2.5. S5 sekisi	74
3.3.2.6. S6 sekisi	75
3.3.2.7. S7 sekisi	75
3.3.2.8. S8 sekisi	76
3.3.2.9. S9 sekisi	76
3.3.2.10. S10 sekisi.....	77
3.3.2.11. S11 sekisi.....	78
3.3.2.12. S12 sekisi.....	79
3.3.2.13. S13 sekisi.....	80

3.3.2.14. S14 sekisi.....	80
3.3.3.15. S15 sekisi.....	83
3.3.2.16. S16 sekisi.....	84
3.3.3. Göksu Nehri seki serisinin genel özelliklerinin değerlendirilmesi	92
3.3.3.1. Sekilerin sedimentolojik ve stratigrafik özellikleri.....	92
3.3.3.2. Sekilerin kronolojik özellikleri.....	97
3.3.4.1. OSL Örneklerinin Kesit Çizimleri.....	103
3.3.5. Sekilerin eğimleri	105
3.4. Alüvyal Yelpazeler.....	107
3.5. Göksu Nehri yatağı.....	112
3.5.1. Göksu Nehri'nin yatak yapısı (kanal paterni)	113
3.5.2. Değişim süreci.....	118
3.5.3. Akarsu setleri (barlar)	123
3.5.4. Akarsu yatağı kenarları (banklar).....	128
3.6. Taşkın ovası	132
4. TARTIŞMA.....	133
5. SONUÇLAR.....	137
6. EKLER	142
7. KAYNAKLAR.....	148
Harita Kaynakları.....	165
Hava Fotoğrafı Kaynakları.....	165
Sismik Veri Kaynakları.....	165
ÖZET	Hata! Yer işareti tanımlanmamış.

ABSTRACT.....

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1: Araştırma alanının yer bulduru haritası...4

Şekil 2: Araştırma alanının fiziki haritası

Şekil 3: Göksu Nehri vadisi ve yakın çevresinin jeoloji haritası.

Şekil 4: Köşelerli Formasyonuna ait denizel sedimentlerin biyostratigrafik ve paleomanyetik analizinde kullanılan Başyayla kesit alanını gösteren blokdiyagram.

Şekil 5: A.Mut Havzası ve Başyayla çevresinin bölgesel stratigrafik kesiti.

B.Başyayla stratigrafik kesiti.

Şekil 6: Sarıkavak yerleşmesi yakınlarında Köşelerli Formasyonundan alınan jeolojik kesit ve bu kesit içerisinde tespit edilen mikrofosil türleri.

Şekil 7: Türkiye'nin neotektonik bölümlenmesini ve bu bölümlenme içerisinde araştırma alanının konumunu gösteren harita.

Şekil 8: Derinçay Boğazı'nda tespit edilen ve nehir yatağında yaklaşık 40 metrelik yükselti farkı meydana getiren eğim kırıklığı.

Şekil 9: Çapar Dere, Kurt Suyu ve Göksu Nehri'ndeki fay kaynaklı yönelimler.

Şekil 10: Çalışma alanının kuzeyindeki Çapar Dere'nin yerleştiği tektonik oluğu ve Çapar Dere'nin yönündeki fay kaynaklı sapmayı gösteren uydu görüntüsü.

Şekil 11: Kurt Suyu'nun yerleştiği tektonik oluğu ve Kışlaköy-Hocalı Köy yakınlarında Göksu Nehri'nde meydana gelen yatak yönü değişimini gösteren uydu görüntüsü.

Şekil 12: Göksu Nehri'nin bazı yan kollarının boyuna profilleri.

Şekil 13: Göksu Nehri vadisinin jeomorfoloji haritası.

Şekil 14: Göksu Nehri vadisini çevreleyen yüksek aşınım yüzeyinin boyuna profil hattı.

Şekil 15: Göksu Nehri vadisini çevreleyen aşınım yüzeylerinin profil hatları.

Şekil 16: Göksu Nehri vadisini çevreleyen aşınım yüzeylerinin enine profilleri.

Şekil 17: Derinçay- Silifke arasında Göksu Nehri vadisinde yamaç profili analizlerini gösteren sayısal yükselti modeli.

Şekil 18: Göksu Nehri vadisinin enine kesit hatları.

Şekil 19: Göksu Nehri vadisinden elde edilen enine kesit örnekleri.

Şekil 20: Göksu Nehri vadisi ve yakın çevresinin genelleştirilmiş enine kesiti.

Şekil 21: S4 seviyesindeki Aydınoğlu Tepesi-221 metre sekisinin uydu görüntüsü.

Şekil 22: S4 seviyesindeki Kurtyurdu Tepe- 220 metre sekisinin uydu görüntüsü.

Şekil 23: Hacılyaslı (Yağlı) Mahallesi S14 sekisinin 3a kesitinden görünüm.

Şekil 24: Hacılyaslı (Yağlı) Mahallesi S14 sekisinin 3b kesitinden görünüm.

Şekil 25: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1a kesitinden görünüm.

Şekil 26: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1b kesitinden görünüm.

Şekil 27: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1c kesitinden görünüm.

Şekil 28: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1d kesitinden görünüm.

Şekil 29: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1e kesitinden görünüm.

Şekil 30: Sedimantolojik kesit analizlerinde kullanılan semboller ve açıklamalarını gösteren şekil.

Şekil 31: Çalışma alanında, Köselerli S16, Ceritler S16 ve Hacılyaslı S14 sekilerine ait sedimantolojik-stratigrafik kesitleri gösteren şekil.

Şekil 32: OSL analizinin uygulandığı S16 (+9 m) seviyesine ait iki flüvyal istiften alınan örnekler ve yaş sonuçlarını gösteren şekil.

Şekil 33: OSL örneği alınan depolara ait kesit çizimleri

Şekil 34: Kadıköy-Mucuk arasında Göksu Nehri sekilerinin boyuna profilleri (eğimleri).

Şekil 35: Mucuk- Silifke arasında Göksu Nehri sekilerinin boyuna profilleri (eğimleri).

Şekil 36: Çalışma alanında tespit edilen alüvyal yelpazelerin konum ve boyutlarını gösteren uydu görüntüleri.

Şekil 37: Göksu Nehri yatağının morfolojik analizinde izlenen çalışma basamaklarını gösteren şekil.

Şekil 38: Göksu Nehri vadisinin ve akarsu yatağının eğimini gösteren boyuna profil hattı.

Şekil 39: Vadinin genişlediği kuzey kesimdeki hattın konumu

Şekil 40: Vadinin genişlediği güney kesimdeki hattın konumu

Şekil 41: 1956 yılına ait hava fotoğraflarından elde edilen akarsu yatağı haritası.

Şekil 42: 1988 yılına ait hava fotoğraflarından elde edilen akarsu yatağı haritası.

Şekil 43: Derinçay- Silifke arasında oluşan akarsu setlerini gösteren harita.

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Foto1: Derinçay Boğazı'nda yüzeylenen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar ile Miyosen yaşlı kayaların açılı uyumsuzluk yüzeyi.

Foto 2: Araştırma alanının kuzey sınırındaki Derinçay Boğazı'nda tespit edilen fay dikliğini ve fay aynası(kuzeybatıya bakış).

Foto 3: Zeyne (Sütlüce) fayları.

Foto 4: Derinçay Boğazı'na güneyden bakış.

Foto 5: Silifke Boğazı'na güneyden bakış.

Foto 6: Hacımahmutlu Tepesi yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

Foto 7: Karatepe yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Kuzeybatıya bakış).

Foto 8:Hamamköy yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

Foto 9: Suçatı yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

Foto 10: Hamamköy yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Güneybatıya bakış).

Foto 11: Hocalı Köyü'nün kuzeyinde yer alan Kalaba Tepe- S1 sekisinin görünümü

Foto 12: Hocalı Köyü'nün kuzeybatısında yer alan Manayır Tepe- S2 sekisinin görünümü

Foto 13: Çiftçiler Köyü güneyinde yer alan S5 (170 metre) sekisinin görünümü.

Foto 14: Kemenli Köyü kuzeyinde yer alan Kara Tepe- 121 metre sekisi ve eş seviyedeki diğer sekilere ait görünüm.

Foto 15: Ziyaret Tepe ve Haydar Tepe S7 seviyeleri.

Foto 16: Hacımahmutlu Tepesi yakınlarında gözlenen S9 ve S7 seki seviyesinin görünümü.

- Foto 17:** Çiftçiler Köyü yakınlarında gözlenen S9 seviyesi.
- Foto 18:** Çiftçiler yakınlarında gözlenen S10 seviyesinin görünümü.
- Foto 19:** Kemenli yakınlarında S11 (+63 m) ve S7 (+121 m) seviyelerinin görünümü.
- Foto 20:** Karadiken yakınlarındaki seki basamaklarının (S7, S11, S14) görünümü.
- Foto 21:** Hamam Köy yakınlarında yaklaşık 3 metre kalınlığındaki S12 istifinin görünümü.
- Foto 22:** Suçatı yakınlarındaki seki seviyelerinin görünümü.
- Foto 23:** Hamamköy yakınlarında S14 seviyesinin görünümü.
- Foto 24:** Suçatı yakınlarında S15 seviyesinin görünümü.
- Foto 25:** Çiftçiler Köyü yakınlarında yer alan S15 seviyesinin görünümü.
- Foto 26:** Hacımahmutlu Tepesi'nin güneybatısında yer alan Küçük Ziyaret Tepe-seki seviyelerinin görünümü ve S16 sekisinin konumu.
- Foto 27:** Hamamköy yakınlarında S16 seviyesinin görünümü.
- Foto 28:** Suçatı 40 metre sekisinin konglomera deposu.
- Foto 29:** Ziyaret Tepe 35 metre sekisinin konglomera deposu.
- Foto 30:** Köselerli S16 seviyesine ait kum ocağının görünümü.
- Foto 31:** Köselerli S16 seviyesinden alınan OSL örneklerinin alım yerleri.
- Foto 32:** Ceritler S16 seviyesine ait kum ocağının görünümü.
- Foto 33:** Ceritler S16 seviyesinden alınan OSL örneklerinin alım yerleri.
- Foto 34:** Köselerli ve Ceritler S16 seviyelerinin görünümü (güneydoğuya bakış).
- Foto 35:** Hacımahmutlu tepesi yakınlarındaki bir burun setinin görünümü.
- Foto 36:** Silifke yakınlarında kopmak üzere olan bir burun setinin görünümü.
- Foto 37:** Silifke yakınlarında kopmaların gerçekleştiği burun setlerinin görünümü.

Foto 38: Hacımahmutlu Tepeleri ve Ceritler Köyü arasında, kopmuş ve kopma aşamasında olan burun setlerinin görünümü.

Foto 39: Araştırma alanındaki burun setlerinin iç yapısına hakim olan kum ve çakıl sedimentinin görünümü.

Foto 40: Ziyaefendi Bükü yakınlarında Göksu Nehri yatağının iç bükey ve dış bükey yamaçlarındaki erozyonal süreç.

Foto 41: Mirohor yakınlarında Göksu Nehri'nin çakıllı banklarından bir görünüm.

Foto 42: Dönek Mevkii yakınlarında Göksu Nehri'nin kil, silt ve kum içerikli banklarından bir görünüm.

TABLolar LİSTESİ

Tablo 1: Araştırma alanındaki sekilerin OSL analiz sonuçlarını gösteren şekil.

Tablo 2: OSL analiz sonuçlarını desteklemek amacıyla yaptırılmış olan Uranyum ve Toryum ölçüm sonuçlarını gösteren şekil.

I.GİRİŞ

Birçok disiplin için önemli bir inceleme konusu olan nehir sistemleri, yaşam alanı olarak tercih edilen bölgelerin başında gelmekle birlikte, su kaynaklarına olan ihtiyacın her geçen gün artmakta olduğu günümüzde, kullanım alanını hızla genişletmektedir.

Nehirler, su, besin ve güç kaynağı olarak kullanılmalarının yanında, tarımsal, endüstriyel, rekreasyonel faaliyetler gibi çeşitli alanlarda, kimi zaman da taşımacılıkta büyük öneme sahiptir. Bu nedenle akarsu sistemleri; yer bilimleri, çevre bilimleri, çeşitli mühendislik dalları ve hidroloji başta olmak üzere çok sayıda disiplinin ilgi alanına girmekte, böylece farklı bakış açılarıyla ele alınmaktadır. Nehirlere gösterilen bu büyük ilgi, geniş bir literatür ve konu çeşitliliği ortaya koyduğu için konuyla ilgili kapsayıcı bir arkaplan çalışması yapmak zordur (Bridge, 2005).

Yerbilimleri kapsamında araştırma yapan fiziki coğrafyacılar, flüvyal sistemleri; özellikle su akışı, sediment taşınımı, kazma-depolama süreçleri temelinde inceleyerek, bu süreçlerin, akarsu yatağı, taşkınovası, alüvyal yelpazeler, deltalar gibi jeomorfolojik oluşumlara etkisini incelemektedirler. Söz konusu süreçler, nehir sistemlerin evriminde etkin olan güçler hakkında önemli bulgular içerdiğinden, özellikle Kuvaterner devrinin yeniden yapılandırılmasında büyük önem taşımakta, bu nedenle Kuvaterner araştırmalarında sıklıkla kullanılmaktadırlar.

Kuvaterner devri, sıcak-soğuk iklim döngüleri, deniz seviyesi değişimleri ve tektonik-volkanik aktivite gibi çeşitli etkenlerin, yeryüzündeki morfolodinamik süreçlerde önemli değişiklikler meydana getirdiği bir dönem olarak, derin deniz sondajlarından sismik ve paleomanyetik araştırmalara, flüvyal çalışmalardan buzul araştırmalarına kadar, geniş bir yelpazede ele alınmakta ve yeniden yapılandırılmaya çalışılmaktadır.

Kuvaterner'deki değişimlerinden özellikle aktif tektonizma (faylar, kıvrımlar, bölgesel yükselim) ve iklim değişimlerine büyük oranda tepki veren ve bu tepkinin önemli kayıtlarını içeren morfolojik sistemlerin başında akarsular gelmektedir (Schumm ve diğ., 2000).

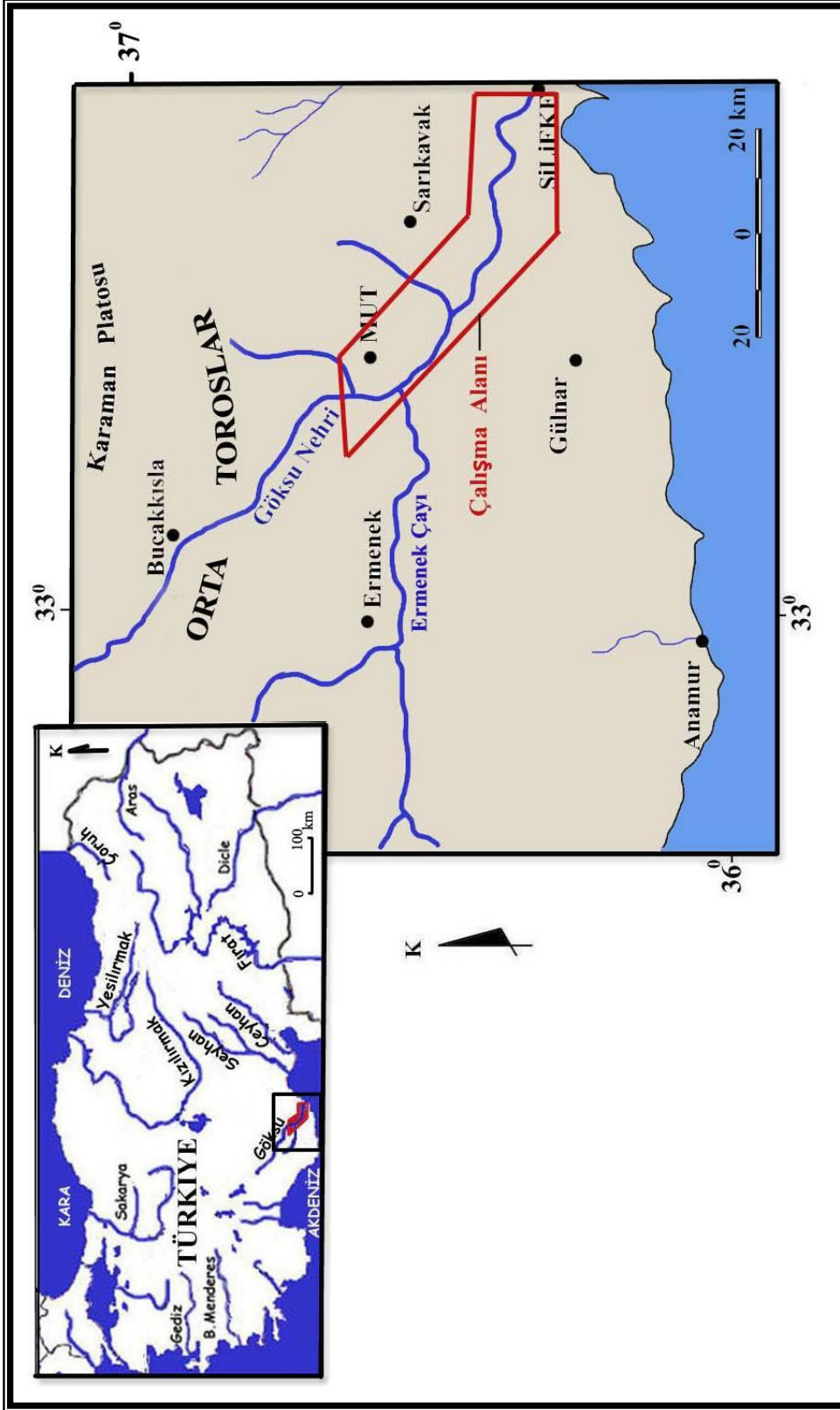
Akarsuların oluşturduğu morfolodinamik yapı, iç-dış kuvvetlerin etkisi ile şekillenmekte ve çevresel değişimlere tepki vererek uyum sağlamaktadır. Bu nedenle, yeryüzünün jeomorfolojik evrimini konu alan ve Kuvaterner'in yeniden yapılandırılmasına katkı sağlama amacı taşıyan araştırmalar, akarsu sekileri ve nehir yatağı değişimleri başta olmak üzere, flüvyal sistemlerden sıklıkla faydalanmaktadır (Bohncke vd., 1995; Huisink, 1997; Bridgland, 2000; Maddy vd., 2001; Vandenberghe, 2002; Starkel, 2003; Antoine vd., 2000; Kasse vd., 2003; Westaway vd., 2003; Demir vd., 2004; Maddy vd., 2005; Vandenberghe, 2008; Bridgland ve Westaway, 2008). Göksu Nehri vadisini ele alan çalışmamız, bu bağlamda önemli bir örnek oluşturmaktadır.

1.1. Araştırma alanının yeri ve sınırları

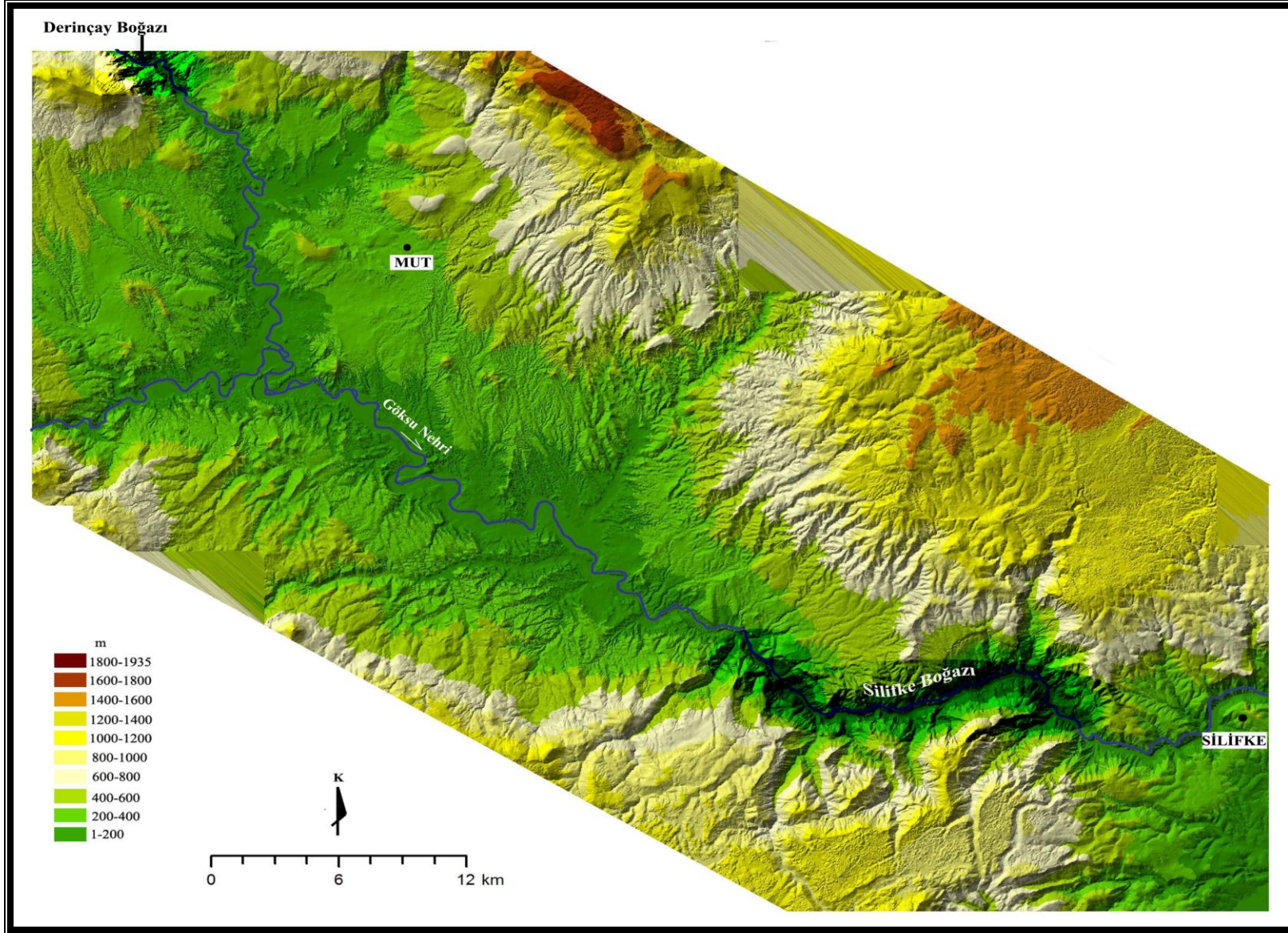
Araştırmamıza konu olan Gökse Nehri, Geyik Dağları'ndan (Orta Toroslar) kaynağını alarak, yaklaşık 10.400 km² lik bir alanı akaçlayan ve Gökçay ile Gökdere (Ermenek Çayı) adında iki önemli koldan oluşan büyük bir akarsudur (Şekil 1).

Taşeli karstik platosunu keserek Akdeniz'e ulaşan nehrin yukarı çığırı, vadinin kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanış gösterdiği ve Gökdere adıyla Toros Dağlarından kaynağını aldığı bölümüdür. Bu kesimden itibaren Gökse Nehri, yaklaşık 20-25 km güneydoğu yönünde akarak Mut Miyosen Havzası'na ulaşmaktadır.

Çalışmamıza konu olan orta ve aşağı çığır kesiminde ise nehir, daha geniş bir vadi içerisinde akmaktadır. Bu genişleme, çalışma alanının kuzeybatısında yer alan Derinçay Boğazı'ndan başlar ve Mut'un güneyinde, Evkafçiftliği yakınlarındaki Silifke Boğazı'nda sona erer (Şekil 2). Bu alan, kuzeyde Derinçay Boğazı ile güneyde Silifke Delta'sı arasında kalan vadinin yaklaşık 100 kilometrelik kısmını kapsamakta ve 1/ 25.000 ölçekli topografya haritalarında O 30 c1, c2, c3, c4, O 31 d4, P 31 a1, a2, b1 ve b2 paftalarını içine almaktadır (Şekil 2).



Şekil 1: Araştırma alanının yer bulduru haritası.



Şekil 2: Araştırma alanının fiziki haritası.

1.2. Araştırmanın amacı ve kapsamı

Bu çalışma, temelde Göksu Nehri vadisinin flüvyal jeomorfolojisini konu almakla birlikte, başlıca iki önemli amaca hizmet etmektedir. Bunlardan ilki, bölgesel ve yerel tektoniğin vadi evrimi üzerindeki rolünü belirlemek, diğeri ise Doğu Akdeniz Havzası'nı temsil eden önemli akarsulardan biri olan Göksu Nehri flüvyal sisteminin iklimsel değıışimlere tepkisini ortaya koymaktır.

Göksu Nehri vadisi, Türkiye'nin önemli orojenik kuşaklarından biri olan Orta Toros dağları üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle, Toros sisteminin gelişimi sırasında ve sonrasında gerçekleşen orojenik hareketlerin etkisi, Göksu Nehri flüvyal sistemine etki etmiştir.

Ayrıca Göksu Nehri vadisi, oldukça iyi gelişmiş, ancak yeterince araştırılmamış seki basamaklarına sahiptir. Bu sekiler, Göksu Nehri drenaj sisteminin Geç Kuvaterner'deki flüvyal evrimine ışık tutacak olan önemli morfolojik delillerdir. Ancak bölgedeki sekilerin kronolojisi ve vadiyi kontrol eden iç-dış kuvvetler (iklim, tektonik, deniz seviyesi değıışimi vb.) yeterince bilinmediğı için literatürde bu anlamda veri eksikliği mevcuttur. Bu çalışma, mevcut eksikliklerin bir kısmını tamamlamayı amaçlamaktadır.

Tezde tartışılan akarsu sekileri, Göksu Nehri'nin eski yatak dolgularını temsil etmeleri nedeniyle tezin ana konusunu oluşturmaktadır. Çünkü sekiler ve bu sekilere ait sedimanter istifler, flüvyal sistemin analizinde, dolayısıyla flüvyal birikme ve

kazılma dinamiklerinin anlaşılmasında önemli bir arşiv görevi görmektedir (Madridsch vd., 2012; Homolova vd., 2012). Seki depolarından elde edilen bulguların sağladığı arşiv, Göksu Nehri flüvyal sistemi üzerindeki kontrol etmenlerini tespit etmek için, çalışmada önemli bir veri kaynağı oluşturmuştur. Bu doğrultuda, Göksu Nehri sekilerinin alansal ve morfometrik dağılışları, seki depolarının sedimentolojik-stratigrafik yapıları ve kronolojik özellikleri incelenmiştir. Ayrıca vadi yamaçları, taşkın ovası, nehir yatağı, nehir setleri (barlar), birikinti yelpazeleri ve yatak kenarları (banklar) gibi vadinin diğer morfolojik birimleri de, gerek dağılışları gerekse morfolojik özellikleri kapsamında ele alınmıştır.

Son yıllarda hızla geliştirilen tarihlendirme yöntemlerinden biri olan Işık uyarımlı lüminesans (OSL) yöntemi, en genç sekilerin yaşlarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Bu çalışmanın *araştırma soruları* aşağıdaki gibidir;

1. Göksu Nehri vadisi ne zaman kazılmaya başlamıştır ve Kuvaterner-günümüz aralığında nasıl bir flüvyal süreç geçirmiştir?
2. İklimdeki değişimler ve tektonizma gibi önemli çevresel ve yapısal faktörler Göksu Nehri vadisinin evrimi üzerinde ne ölçüde etkili olmuştur?
3. Kuvaterner'deki sıcak-soğuk iklim döngüleri ve bu döngüler arasındaki geçiş periyodları flüvyal sistemi ne şekilde etkilemiştir?
4. Söz konusu çevresel ve yapısal değişimlerin akarsu depolarına (flüvyal istiflere) etkisi ne şekilde olmuştur? Bu depoların ayırt edici özellikleri nelerdir?

5. Çökelme ortamı açısından her bir seki oluşumu döneminde akarsu yatağının yapısı (kanal paterni) nasıldır?
6. Vadinin diğer jeomorfolojik birimlerinin (vadi yamaçları, alüvyal yelpazeler, taşkınovaş depoları, akarsu setleri-barlar vb) dağılışı ve morfolojisi nasıldır? Bu birimlerin oluşumunda etkili olan faktörler nelerdir?
7. Göksu Nehri flüvyal sisteminin, Türkiye'deki ve Akdeniz Havzası'ndaki diğer önemli akarsu sistemleri ile benzerlikleri ve farklılıkları nelerdir?

Bu araştırma sorularına bağlı olarak, çalışmanın *hipotezleri* şöyledir:

1. Doğu Akdeniz mobil kuşağında bulunması nedeniyle, Göksu Nehri vadisi, Kuvaterner'de meydana gelen çevresel değişimlerden, özellikle iklim ve tektonizma faktörlerinin etkisinde kalmıştır.
2. Küresel ölçekte, yeryüzündeki birçok flüvyal sistemde ve Türkiye'deki önemli flüvyal sistemlerin pek çoğunda (Westaway vd., 2004; Maddy vd., 2005; Westaway vd., 2006; Maddy vd., 2008; Seyrek, 2008; Demir, 2009; Doğan, 2010, 2011; Demir, 2012) etkili olduğu tespit edilen iklimsel değişimlerin, Göksu Nehri vadisini de etkilemiş olduğu düşünülmektedir. OSL tarihleme analizi, bu bakımdan nicel bir veri kaynağı durumunda iken, seki depolarının sedimantolojik ve stratigrafik özelliklerini açıklayan içyapı değerlendirmeleri, nispeten güncel iklim etkisini değerlendirmek bakımından önemlidir.

3. Türkiye akarsularında yatak paterni değişimlerine ilişkin çalışmalar doğrultusunda (Avşın, 2010, 2011; Doğan, 2010, 2011), Kuvaterner’de Göksu Nehri’nin kanal paterninde de bazı değişimler beklenmekle birlikte, bunun tespiti, nehrin yaklaşık 57 yıllık değişim süreci ile, yani alana ait elde edilebilen en eski hava fotoğraflarının analizi ile mümkündür.
4. Göksu Nehri vadisindeki diğer jeomorfolojik birimleri oluşturan vadi yamaçları, alüvyal yelpazeler, taşkınovası ve akarsu yatağı ve akarsu setleri/barları, oluşumları, dağılışları ve karşılıklı ilişkileri çerçevesinde düşünüldüğünde, vadinin morfolojik gelişimine ışık tutacakları beklenmektedir.

1. 3. Literatür Özeti

Orta Toros kuşağında yer alan Göksu Nehri, büyük oranda Mut Miyosen Havzası’nı akalamaktadır. Bu nedenle, Göksu Nehri vadisi ve yakın çevresini içine alan çalışmaların büyük bir bölümü, Antalya ve Adana Havzalarıyla birlikte Türkiye’nin en önemli Neojen havzalarından biri olarak kabul edilen Mut Havzası ile ilgilidir (Özer vd, 1974).

Araştırma alanını kapsayan çalışmalar, jeoloji başta olmak üzere, petrol jeolojisi, tektonizma, sedimantoloji, stratigrafi, paleontoloji ve hidrografya gibi konuları içermektedir (Blumenthal, 1956; Nieoff, 1960; Akarsu, 1960; Özer vd., 1974; Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Gedik vd., 1979; Tanar, 1989; Korkmaz ve Gedik, 1990; Demirel ve Köksoy, 1992; Atabey vd., 2000; Eriş, 2000; şafak vd.,

2005). Bu çalışmaların önemli bir bölümünde, Mut ve yakın çevresinin jeolojik özellikleri, stratigrafik birimleri ve çeşitli ölçeklerde yapılmış jeoloji haritaları ortaya konulmuştur. Bunların yanında bir diğer önemli araştırma konusu, Mut Havzası ve yakın çevresinin tektonik özellikleri ile ilgili çalışmalardır (Koçyiğit, 1976; Akay ve Uysal, 1988; Bassant vd., 2005). Bu çalışmalar, gerek Orta Toros kuşağının, gerekse Mut ve Ermenek havzalarının tektonik gelişimlerini ele alır.

Söz konusu araştırmalara ek olarak, Mut Miyosen Havzası ile ilgili yapılan çeşitli tez çalışmaları, yukarıda sözü geçen çalışmalar gibi çoğunlukla Mut Havzası ve yakın çevresinin jeolojisini, sedimentolojik özelliklerini, stratigrafisini, paleontolojisini ve coğrafyasını ele almaktadır (Pınar, 1990; Sırakaya, 1995; Şeker, 1997; Demir, 1997; Çomak, 1998; Özdoğan, 1999; Gül, 2001; Dancı, 2001).

Doğrudan Göksu Nehri ile ilgili yapılan çalışmalar, nehrin Silifke Deltası sınırları içinde kalan kesiminde, “Göksu Nehri vadisinin sağ ve sol yakasının fiziki coğrafya özellikleri” başlıklı tez çalışmaları (Pınar, 1990; Şeker, 1997), “Yukarı Göksu vadisinin fiziki ve beşeri coğrafya özellikleri” başlıklı tez çalışması (Çomak, 1998) ve “5-7 Mart 2004 tarihli Göksu Nehri taşkını ve Silifke’ye etkileri” (Buldur vd., 2005) adlı çalışmadır.

Göksu Nehri vadisinin sağ ve sol yakasının fiziki coğrafya özellikleri başlıklı iki farklı tez çalışması, Silifke Deltası sınırları içerisinde nehir yatağı yakın çevresinin fiziki ve beşeri özellikleri ile deltanın jeomorfolojik birimlerini

ele almaktadır. Yukarı Göksu vadisinin fiziki ve beşeri coğrafya özellikleri başlıklı doktora çalışması ise, nehrin kaynak kesimi ile Mut yerleşmesi arasında kalan bölümünde, alanın, jeoloji, jeomorfoloji, iklim, bitki örtüsü gibi fiziki coğrafya özelliklerine ek olarak, nüfus, yerleşme, ekonomik faaliyetler gibi beşeri coğrafya özelliklerini ortaya koymaktadır.

Araştırma alanının jeomorfolojik evrimi ile ilgili tek çalışma, Çiçek (2001)'in "Mut ve yakın çevresinin jeomorfolojisi" başlıklı çalışmasıdır. Çiçek, bu çalışmada, Mut yakınlarında çeşitli seviyelerde akarsu sekileri tespit etmiş ve bunların oluşumuna neden olan mekanizmaları sorgulamıştır. Buna göre, Göksu Nehri'ne ait 10 m, 30-40 m, 50-60 m ve 90 m nisbi yüksekliklere sahip toplam dört seki basamağı, bölgenin Akdeniz'e yakınlığı nedeni ile Pleyistosen östatik deniz seviyesi değişimleri ile ilişkilendirilmiştir. Ancak bu çalışma da, Göksu Nehri vadisinin açılma sürecini, nehrin yatağını kazma hızını, sekilerin ve nehrin Kuvaterner dönemindeki iklimsel ve tektonik değişimlere tepkisini açıklamamaktadır.

Son yıllarda yapılan bazı çalışmalar (Schildgen vd., 2012; Cosentino vd., 2011) Göksu Nehri vadisini içine alan bölgede, Mut Havzası'nın jeolojik evrimine ek olarak Göksu Nehri sekileri üzerinde bazı yaşlandırma analizleri (kozmojenik) gerçekleştirmiş ise de, bu çalışmalar sonucu elde edilen bulgular OSL yaşları ile örtüşmemektedir. Bu konunun ayrıntıları, tartışma bölümünde ele alınmıştır.

Türkiye’de, çeşitli akarsular üzerinde flüvyal jeomorfoloji konusunda yapılan çalışmalar, genellikle akarsu vadilerindeki flüvyal süreçleri etkileyen kontrol mekanizmalarını ele almaktadır (Glover ve Robertson, 1998; Demir, 2004; Westaway vd., 2004; Doğan, 2005; Maddy vd., 2005; Philip vd., 2005; Westaway, 2006; Ergin vd., 2007; Demir vd., 2007; Seyrek vd., 2008; Maddy vd., 2008; Demir vd, 2009; Doğan, 2010, 2011; Aşın Görendağlı, 2010, 2011; Demir vd., 2012). Söz konusu çalışmaların önemli bir bölümünde, çeşitli tarihleme yöntemleri ve güncel araştırma teknikleri kullanılarak Gediz, Kızılırmak, Fırat, Dicle, Ceyhan, Aksu gibi önemli nehirlerin Kuvaterner çevresel değişimlerine tepkisi araştırılmıştır.

Örneğin Aksu Havzası’nın Pliyo-Pleyistosen’deki gelişiminde bölgesel genişleme ve yükselimin rolünün incelendiği çalışma (Glover ve Robertson, 1998), bu alandaki akarsu sekilerini ele alarak Aksu Havzası’nın Geç Miyosen’den bugüne kadar süregelen tektonik gelişimini ortaya koymuştur. Akdeniz’deki diğer Pliyo-Pleyistosen havzalarıyla Aksu Havzası’nın kıyaslandığı çalışma, Orta Miyosen’den sonraki tektonik yükselme beraberinde güçlü bir deniz seviyesi değişiminin varlığına dikkat çeker (Glover ve Robertson, 1998).

Bunun yanında, Gediz Nehri’nin Pliyosen ve Kuvaterner’deki flüvyal aktivitesini ortaya koymak amacıyla önemli araştırmalar yapılmıştır. Bunlar, Gediz Nehri sekilerine ve vadinin yakın çevresindeki bazaltların Ar-Ar yöntemi ile tarihlendirilmesine dayanan, bölgesel yükselme ve iklimsel değişimlerin flüvyal aktivite üzerindeki etkisini ortaya koymayı amaçlayan çalışmalardır

(Westaway vd., 2004; Maddy vd., 2005; Westaway vd., 2006; Maddy vd., 2008). Söz konusu araştırmalar, Gediz Nehri'nin Orta Pliyosen'den beri yatağını yaklaşık 400 metre kazdığını, buna göre bölgede yükselimin yılda 0.16-0.2 mm olduğunu, günümüzde ise bazalt lavları altında korunmuş halde 11 seki seviyesinin bulunduğunu belirtmektedir. Bu çalışmalar, Gediz Nehri sekilerinin, nispeten yüksek bölgesel yükselime oranları ile Erken Pleyistosen'deki 41.000 yıllık (oblikite etkisinde) iklimsel döngüler ile meydana geldiğini ifade etmektedir. Dolayısıyla bu bölgedeki incelemeler, nehrin tektonizma ve iklim kontrollü bir flüvyal sisteme sahip olduğunu göstermektedir.

Gediz Nehri'nin yanı sıra, Türkiye'nin en önemli akarsularından biri olan Kızılırmak vadisinin flüvyal evrimi konusunda da önemli çalışmalar yapılmıştır. İç Anadolu'da son buzul maksimumu (SBM) sırasında ve sonrasında meydana gelen iklimsel değişimlere Kızılırmak'ın tepkisinin ele alındığı bu çalışmalar (Doğan 2010, 2011), vadi tabanından elde edilen sondaj kayıtları ile nehrin en genç sekisini örten bazaltın Ar-Ar yaşlarını kullanarak son buzul maksimumu sırasında ve sonrasındaki nehrin birikme-kazılma safhalarını ortaya koymuştur. Buna göre, ana kazılma aşaması son buzul maksimumu sonunda tamamlanmış, SBM'ndan Geç Glasyal'e iklimsel geçiş sürecinde, nehir sistemindeki çökel birikimi artmıştır (Doğan, 2010). Bu çalışma, Anadolu'da soğuk dönemin her zaman akarsu birikimi ile karakterize edilemeyeceğini göstermesi bakımından oldukça önemlidir. Doğan (2011), alandaki bir diğer çalışmasında, Kızılırmak'ın, Kapadokya kesiminde son 2 milyon yılda yatağını 160 metre kazdığını ve yaklaşık 0.08 mm/yıl kazma hızı sergilediğini, ayrıca Kızılırmak Nehri'ne ait

sekilerin, iklim döngüleri ve yüksek bölgesel yükselim oranı ile meydana geldiği ifade etmektedir (Doğan, 2011).

Benzer şekilde, Fırat Nehri ve onun önemli bir kolu durumundaki Murat Nehri vadilerinde yapılan çalışmalarda da, bölgesel yükselim ve yerel kabuk hareketleri beraberinde Kuvaterner iklim döngülerinin flüvyal sistem üzerindeki rolü incelenmiştir (Demir, 2007; Demir, 2009; Demir vd., 2012). Litolojik analiz, radar analizi ve K-Ar tarihleme yöntemi gibi araştırma tekniklerinin kullanıldığı bu çalışmalar, Fırat Nehri'nin flüvyal sisteminin, Arabistan Platformu'nun sıkıştırmasından kaynaklanan bölgesel yükseliminden etkilendiğini ve seki depolarının büyük bölümünün soğuk iklim dönemlerinde (40.000 yıl önce) meydana geldiğini ortaya koymaktadır.

Fırat Nehri vadisinde yapılan yukarıdaki çalışmalarda, Orta Pliyosen'den beri tahmin edilen yükselim miktarı, Türkiye'de yaklaşık 300 metredir. Dolayısıyla flüvyal kazılma/bölgesel yükselim oranı, yılda yaklaşık 0.5 mm olarak hesap edilmiştir (Demir, 2009). Bu vadideki bir diğer çalışmada da bölgesel yükselimin Orta Miyosen'den beri yaklaşık 800 metre olduğu ifade edilmiştir. Buna göre yerel sübsidans oranı, güncel kabuk deformasyonu için 0.01 mm/yıl iken, daha eski (6 milyon yıl önce) kabuk deformasyonu için olasılıkla 0.03 mm/yıldır (Demir vd., 2012).

Yukarıda sözü geçen çalışmaların dışında ayrıca, arkeolojik ve paleocoğrafik veriler kullanılarak Dicle Nehri'nin Holosen'deki vadi gelişimi

jeomorfolojik açıdan incelenmiş (Doğan, 2005), C14 yöntemi ve X-Ray kil mineralojisi verileri kullanılarak Büyük Menderes Deltası'nın Geç Kuvaterner iklim ve deniz seviyesi değişimleri ele alınmış (Ergin, 2007), Amanos Dağları'nın Geç Senozoyik yükselimi ile Ceyhan Nehri'nin flüvyal kazma süreci ortaya konulmuştur. Ceyhan Nehri vadisinde yapılan ve bölgedeki bazaltların Ar-Ar yöntemi ile tarihlenmesine dayanan çalışma, yaklaşık 0.25 ve 0.4 mm/yıl arasında bir bölgesel yükselime işaret etmekte ve nehir sekilerinin MIS 16-21 arasındaki soğuk iklim dönemleri ile bölgesel yükselim beraberinde meydana geldiğini belirtmektedir (Seyrek, 2008).

1.4. Veri ve yöntem

Bu çalışma, sayısal yükselti verileri, çeşitli ölçeklerde (1/25.000, 1/100.000) topografya ve jeoloji haritaları, eski ve yeni tarihli hava fotoğrafları gibi temel kartografik kaynaklardan ve gerçekleştirilen saha çalışmaları sonuçlarından yararlanılarak hazırlanmıştır.

Araştırma alanına ait kapsamlı bir veri tabanı oluşturmak amacıyla, öncelikle vadinin orta ve aşağı çığırında yoğunluk kazanan akarsu sekileri ile diğer jeomorfolojik unsurlar (alüvyal yelpazeler, nehir yatağı, taşkın ovası vb.) haritalanmıştır. Oluşturulan veri tabanı, ArcMap programı ile sayısallaştırılarak Sayısal Yükseklik Modeli oluşturulmuş ve bu veri, çalışma kapsamında pek çok uygulamada altlık olarak kullanılmıştır.

Ayrıca, vadinin enine ve boyuna kesitleri çizilmiştir. Vadi enine kesitleri, özellikle sekilerin sık basamaklı bir yapı sergilediği yamaçlardan elde edilmiştir. Vadinin yamaç özelliklerini ve Göksu Nehri'nin seki seviyelerini ortaya koyan bu kesitler, daha sonra geliştirilen ve vadinin jeomorfolojik gelişimini büyük oranda açıklayan “genelleştirilmiş vadi enine kesitinin” çizimine önemli katkı sağlamıştır. Vadinin enine kesiti, nehrin kaynak kesiminden Silifke Deltası'na kadar nehrin kestiği jeolojik birimleri ve yatağın eğiminindeki değişimleri göstermesi açısından oldukça önemlidir. Nehir yatağının boyuna profili ise, yataktaki eğim kırıklıklarının litolojik, tektonik vb. nedenleri hakkında bilgi vermektedir.

Çalışmamızın bir diğer önemli uygulaması, seki depolarının içyapılarına ilişkindir. Yapılan sedimantolojik ölçüm ve incelemelerde, başta GPS ve şerit metre olmak üzere temel gereçler kullanılarak sekilerin coğrafi koordinatları, topografik yükseklikleri (deniz seviyesinden yükseklik), nisbi yükseklikleri (nehir seviyesinden yükseklik), depo kalınlıkları gibi ölçümler gerçekleştirilmiştir. Her bir depoya ait kesitler çıkarılmıştır. Çalışma alanında, bu analizlere uygun özellik gösteren Köselerli, Ceritler ve Hacımahmutlu lokasyonlarından elde edilen toplam kesit sayısı 12'dir.

Kesit analizinde ortaya konulan fasiyes özellikleri, deponun sedimantolojik ve stratigrafik yapısını açıklamaktadır. Seki deposunun sedimantolojik yapısı; depoyu meydana getiren sedimentin tane boyu, tane şekli, biniklenmesi (imbrikasyonu) gibi özelliklerine işaret ederken, stratigrafik yapısı,

katmanlar halinde istiflenmiş sedimentin tabakalanma biçimine işaret etmektedir. “Sekiler” başlığı altında verilen “sedimantolojik ve stratigrafik özellikler” bölümünde ayrıntılarıyla açıklandığı gibi, araştırma alanındaki stratifikasyon tipleri, yatay, çapraz (düzlemsel ve tekne çapraz) ve masif katmanlardır.

Bir diğer uygulama, akarsu sekilerinin boyuna profillerinin (eğimlerinin) ortaya konulmasıdır. Her bir seki seviyesi için gerçekleştirilen bu işlem sonucunda, sekilerin deniz seviyesinden yükseklikleri kaydedilerek boyuna profilleri çıkarılmış, böylece özellikle tektonizmadan kaynaklanan bir seviye değişimi/eğim kazanma olup olmadığı araştırılmıştır.

Ayrıca, çalışma alanına ait eski ve yeni tarihli hava fotoğrafları ile güncel uydu görüntüleri kullanılarak Göksu Nehri yatağının son 57 yıldaki değişim süreci belirlenmiştir.

Son olarak, TPAO tarafından Göksu Deltası açıklarında yapılan deniz tabanı ölçümlerinin sismik verilerinden yararlanılmıştır. Bu verilerin ortaya koyduğu sediment birikim oranları, hızları ve zamanları, Göksu Nehri vadisinin evrim sürecinin yorumlanmasında kullanılan önemli kaynaklardandır. Sismik verilerin ayrıntıları EK’ler bölümünde verilmiştir.

İnceleme alanına ait en eski hava fotoğrafları, 1956 tarihli ve 1/ 35.000 ölçekli görüntülerdir. En yeni tarihli hava fotoğrafları ise Şubat-1988 tarihli ve

1/40.000 ölçekli görüntülerdir. Eski ve yeni tarihli hava fotoğrafları ile güncel uydu görüntüleri arasında analiz edilen zaman dilimi 57 yılı kapsamaktadır.

1.4.1. Yatak (kanal) tipi analizi

Göksu Nehri vadisinin önemli morfolojik birimlerinden biri olan nehir yatağı, patern tipi ve depo özellikleri ile Göksu flüvyal sisteminin Kuvaterner'deki çevresel değişimlere tepkisini önemli ölçüde yansıtan morfolojik unsurlardan biridir. Bu nedenle, çalışmamızda akarsu sekilerinin yanı sıra, akarsu yatağı da (kanal paterni) ele alınmıştır. Akarsu kanallarındaki değişim sürecini ve yatak paternini tespit etmek amacıyla ortaya konulmuş çok sayıda çalışma bulunmakla birlikte, bu çalışmaların çok çeşitli disiplinlerin farklı hedeflerine yönelik olması, tez araştırmamızda kanal analizi için kullanılacak yöntem konusunda hassasiyet oluşturmuştur. Dolayısıyla, Göksu Nehri vadisinin evrim sürecinin doğru biçimde değerlendirmemizi sağlayacak bir yöntem gereksinim doğmuştur.

Bu çalışmada, literatürde kanal değişim analizlerinde önemli yöntemlerden biri olan, jeomorfolojik çalışmalarda ise yüksek uygulanabilirliğe sahip, *kıvrımlanma ve örgülenme indeksleri* sınıflaması dikkate alınmıştır. Buna göre uygulanan jeomorfolojik indisler şöyledir.

Akarsu yatağının patern tespitinde önemli bir uygulama olan *kıvrımlanma derecesi*, yatak uzunluğunun, vadinin ortasından geçtiği varsayılan hattın

uzunluğuna bölümü ile elde edilmiştir. GIS ile bilgisayar ortamında gerçekleştirilen ölçümlerde, varsayımsal olan bu hattın, nehrin büklüm yaptığı veya taşkın ovasını genişlettiği kesimlerde, vadiyi ortalayarak geçmesine dikkat edilmiştir.

Akarsu yatağının *örgülenme derecesi* ise birbirine yakın sonuçlar veren çeşitli formüllerle hesaplanabilmekle birlikte, çalışmamızda toplam nehir alanının, toplam nehir adası alanına bölünmesi esası dikkate alınarak hesaplanmıştır. Ancak örgülenme derecesinin tespit edilmesi, yatak ortası adalarına (orta kanal barlarına) sahip olan kısmen örgülü ya da yüksek oranda örgülü akarsu yataklarında iyi sonuçlar vermektedir. Göksu Nehri vadisinde her ne kadar vadinin Silifke'ye yakın aşağı çığırında bu tür oluşumlar gözlenmekte ise de sayıları oldukça sınırlıdır.

Göksu Nehri'nin örgülenme derecesi, aşağıdaki değer aralıklarına göre (Schumm, 1981) değerlendirilmiştir.

%5'ten küçük değerler çok hafif örgülü,

%5-%34 oranı hafif örgülü,

%35-%64 oranı orta derecede örgülü,

%65'ten büyük değerler ise tam örgülü.

1.4.2. Işık Uyarımlı Lüminesans (OSL) Tarihlendirme Analizi

Bu çalışmanın öncelikli hedeflerinden biri, Göksu Nehri vadisinin evrim sürecinde en önemli bulgulardan olan akarsu sekilerinin kronolojik özelliklerinin belirlenmesidir. Bu hedef doğrultusunda, araştırma alanındaki seki depolarının bir kısmı, ışık uyarımlı lüminesans analizi (OSL) ile tarihlendirilmiştir.

OSL analizi, son yıllarda flüvyal fasiyeslerin tarihlendirilmesinde sıkça kullanılan ve iyi sonuçlar veren bir yöntem olmakla birlikte (Briant vd., 2000) bazı sınırlılıklara sahiptir. Örneğin analiz, 400.000 yıldan eski depolar için güvenilir sonuçlar vermemekte ve kuvars içeriği bakımından zengin homojen kum fasiyeslerinde güvenle yapılabilmektedir (Madridsch vd., 2012). Bu sınırlılıklar, çalışma alanında da OSL analizine uygun sekans seviyesi seçimini zorlaştırmıştır. Söz konusu nedenle, Göksu Nehri vadisinde sadece, güvenilir analiz sonuçları elde edilmesine imkân veren Köseleli ve Ceritler'deki S16 seki depoları kullanılabilmiştir.

OSL analizinde, güneşten gelen ya da çevreden yayılarak sedimentte biriken farklı dalga boylarındaki ışık miktarı önemlidir (Walker, 2005). Bu nedenle örnekleme esnasında materyalin ışık görmesi engellenmelidir. Materyalin (kum kuvarslarının), doğal ortamda almış olduğu radyasyon dozuna göre analiz ediliyor olması, bu çalışmada örnek alımı sırasında ışığı engelleyen metal silindir borular ve koyu renk paketlenme ambalajlarının kullanılmasını zorunlu kılmıştır.

Araştırma alanında S16 seviyesine ait iki farklı depodan (Köselerli ve Ceritler köyleri yakınlarında) elde edilen 10 adet örnek, Işık Üniversitesi-Lüminesans Tarihlendirme Laboratuvarı'nda tarihlendirilmiştir.

1.4.2.1. Laboratuvar işlemleri

Göksu Nehri'nin sekilerine ait kum sedimentinde OSL yöntemiyle gerçekleştirilen tarihlendirme, aşağıda gösterildiği gibi, temel olarak sedimentin mevcut ortamda bulunduğu sürece almış olduğu radyasyon dozunun, bir başka ifadeyle, eşdeğer dozun (paleodoz), ortamın yıllık radyasyon dozuna bölümü olarak tanımlanır (Erginal ve Kıyak, 2008).

$$\text{OSL yaş (yıl)} = \text{Eşdeğer doz (mGy)} / \text{doz hızı (mGy/yıl)}$$

Burada mGy, malzemenin absorbe ettiği radyasyon dozu birimidir. Kum sedimenti, doğal ortamdaki radyasyon dozunu, hem çevre radyasyonuna katkıda bulunan ve yer kabuğunda var olan radyoaktif K-40 izotopu ile Uranyum ve Toryum bozunum zincirinde yer alan radyoaktif izotopların yaydığı alfa, beta ve gama ışınlarından, hem de uzaydan yeryüzüne ulaşan yüksek enerjili kozmik ışınlardan alır (Erginal ve Kıyak, 2008).

Bu ışınlar, sedimentler içinde bulunan kuvars mineralinin kristal band yapısında yer alan valens elektronlarının uyarılmasına ve üst iletkenlik bandına geçmelerine neden olur. Uyarılan elektronlar, yerlerine dönerken kuvars mineralinin yasak band aralığında bulunan tuzaklara yakalanırlar. Yakalanan

elektronların bu tuzaklardan, ışık uyarımı yoluyla serbest kalmaları ve ardından görünür ışık yayarak valens banda dönmeleri olayına ışık uyarımlı lüminesan (Optically Stimulated Luminescence- OSL); eğer uyarım termal yolla olmuşsa, buna da ısıl uyarımlı lüminesan (Thermoluminescence- TL) denir. Tuzaklardan serbest kalan elektronların sayısı, alınan radyasyon dozuyla; dolayısıyla malzemenin o ortamda bulunma süresi veya jeolojik yaşı ile orantılı olmaktadır (Erginal ve Kıyak, 2008).

Örnek hazırlama ve lüminesan ölçümleri

Tarihlendirilecek örnekler (laboratuvar kodları GP-01, GP-02, GP-03, GP-04, GP-05, GP-06, GP-07, GP-08, GP-09 ve GP-10) ışık görmeyecek biçimde yerlerinden alınarak tarihlenmenin yapıldığı Işık Üniversitesi Lüminesans laboratuvarına ulaştırılmıştır. Örnekler laboratuvarında, yine kırmızı ışık altında elenerek 90–180 µm büyüklükte taneciklere ayrılmış ve bunlar içindeki kuvars taneciklerini ayırmak amacıyla bazı kimyasal işlemler gerçekleştirilmiştir. Karbonatları ayırmak için, önce hidroklorik asit (HCL) ile ardından da organikleri temizlemek için hidrojenperoksit (H₂O₂) kullanılmış, daha sonra kuvars mineralinin dış yüzeyi aşındırılarak bir kez daha saf su ile temizlenmişlerdir.

Ayırma işlemi sonrasında kuvars minerali 50 °C etüvde kurutulmuştur. Tüm kuvars ayırma işlemleri ve yapılacak olan OSL ölçümleri, karanlık ortamda kırmızı ışık altında gerçekleştirilmiştir. OSL ölçümleri için kuvars tanecikleri, silikon sprej yardımıyla 1 cm çapında paslanmaz çelik diskler üzerine alınmıştır. OSL ölçümlerinden önce, feldispat kontaminasyonu olup olmadığı test edilmiş,

temiz örneklerin OSL sinyalleri mavi ışık (470 nm) ve U-340 filtresi kullanılarak Risø TL/OSL okuyucusu ile ölçülmüştür.

Eşdeğer doz- D_e

Bu çalışmada, OSL eşdeğer doz hesaplamalarında luminesan teknikleri için mevcut laboratuvar protokolleri içinde SAR olarak adlandırılan protokol kullanılmıştır. SAR protokolü, doğal ya da laboratuvarında ışınlanmış örneklerin ön ısıtılması, ardından OSL sinyallerinin (L_i) ölçülmesi ile başlayan ölçüm basamaklarından oluşmaktadır (Erginal ve Kıyak, 2008).

Ön ısıtma uygulanmasının temel nedeni, doğal OSL ölçümlerinde yer almayan ancak laboratuvar ışınlamaları sonrasındaki ölçümlerde gözlenen OSL sinyallerinin ortadan kaldırılmasıdır. Ardından aynı örnek, laboratuvarında verilen ve doğal dozun yaklaşık %10-20 si kadar bir dozda ışınlanır. “Test doz” olarak adlandırılan bu ışınlama ile elde edilen OSL sinyali (T_i) ölçümler arasında meydana gelebilecek duyarlılık değişimlerini izlemede kullanılır ve bu sinyal vasıtasıyla OSL ölçümlerinde düzeltme yapılır (L_i/T_i).

Doz-etki grafiği

Laboratuvarında verilen ve 0 ile 200 Gy doz aralığında bilinen radyasyon dozlarından elde edilen OSL sinyalleri kullanılarak, test doz düzeltmesi yapıldıktan sonra, bir doz-etki grafiği elde edilmiştir. Exponansiyel bir matematik fonksiyonla tanımlanan bu grafik üzerinde doğal OSL sinyaline (L_n/T_n) x -ekseni

üzerinde karşılık gelen doz değeri örnek malzemenin içerdiği eşdeğer dozu vermektedir. Bu grafik kullanılarak, 200 Gy altında eşdeğer doza sahip sediment malzemelerin içerdiği radyasyon dozunu bulmak mümkün olmaktadır. Doz-etki grafiğinin çizgisel bir doğru veya exponensiyel bir matematik fonksiyonla tanımlanabilir olması, OSL eşdeğer doz ölçümlerinin güvenilirliği açısından önemli bir ölçüt olup doz-etki grafiğinin her örnek grubu için elde edilmesi ve bir matematik fonksiyon aracılığıyla değerlendirilmesi gerekir. Doz-etki grafiği dışında SAR protokolü, ayrıca iç güvenilirlik testleri olarak adlandırılan bazı testlerle elde edilen eşdeğer doz değerlerinin güvenilirliğini test eder. Doz aralığı 0 ile 200 Gy'i kapsamaktadır. Eşdeğer doz D_e , düzeltilmiş doğal OSL sinyaline doz-etki grafiği üzerinde karşılık gelen doz değerinden hareketle bulunur. Çalışmamızda incelenen örnekler, neredeyse aynı fonksiyonla tanımlanabilecek doz-etki grafiğine sahip bulunmaktadır.

II. ALANIN JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Araştırma alanında yapılan jeolojik çalışmaların büyük bölümü, Mut Miyosen Havzası ile ilişkilidir (Blumenthal, 1956; Nieoff, 1960; Akarsu, 1960; Özer vd., 1974; Gedik vd., 1979; Tanar, 1989; Korkmaz ve Gedik, 1990; Demirel ve Köksoy, 1992; Atabey vd., 2000; Eriş, 2000; Bassant vd., 2005).

Bu çalışmalar arasında, Derinçay Formasyonunun tektonik ve stratigrafik yapısının incelendiği araştırma (Eriş vd., 2005), bugünkü Göksu Nehri'nin atası olduğu ifade edilen Derinçay'ın, Erken Miyosen dönemindeki flüvyal aktivitesini ele aldığı için, çalışmamızda ayrıntılı şekilde incelenmiştir. Bu araştırma, Derinçay Formasyonu'nun, ağırlıklı olarak akarsu ortam koşullarını yansıttığını, fakat genel olarak akarsu ve delta depoları ile denizel kıyı ovası depolarından oluştuğunu belirtmektedir.

Bu araştırmaya ek olarak Yıldız vd., (2003), Mut Havzası'ndaki Sarıkavak, Hacıahmetli ve Kargıcak lokasyonlarından elde ettikleri mikrofossil örneklerinden biyostratigrafik yaş analizi yapmışlardır. Çalışma, Mut Havzası'nın en genç denizel sedimentlerinin (Köselerli Formasyonunun), Kalabriyen (Erken Pleistosen) dönemine ait olduğunu ifade etmesi bakımından dikkat çekicidir. Çünkü bu çalışmanın ortaya koyduğu Pliyo-Pleyistosen yaş bulgusu, Göksu Nehrinin Kalabriyen sonrasında bölgeye yerleştiğini, dolayısıyla çok hızlı (yaklaşık 0.7 oranında) bir bölgesel yükselimin gerçekleştiğini ifade eder.

Bunun yanında, Schildgen vd. (2012) ile Cosentino vd. (2011) tarafından yapılan çalışmalar, Mut Havzası'ndaki Başyayla kesit alanından elde edilen mikrofosil bulguların biyostratigrafik ve paleomanyetik yaş değerlendirmelerine göre aynı denizel birim (Köselerli Formasyonu) için, Tortoniyen (Geç Miyosen) yaşını açıklamaktadır. Araştırma alanında gerçekleştirilen ve farklı sonuçlar içeren bu çalışmaların ayrıntıları tartışma bölümünde verilmektedir.

2.1. Stratigrafi

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Mut Havzası'nda yüzeyleyen kayaçlar, bazı araştırmacılara göre Miyosen öncesi kayaçlar ve Miyosen kayaçları olmak üzere iki grupta incelenmiştir. Miyosen öncesi kayaçlar, Paleozoyik yaşlı karbonatlı, kırıntılı ve metamorfik kayaçlar ile Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Miyosen çökelleri ise fiziksel özelliklerine göre 4 formasyona ayrılarak incelenmiştir (Gedik vd., 1979; Korkmaz ve Gedik, 1990; Tanar ve Gökçen, 1990; Demir, 1997; Özdoğan, 1999; Atabey vd., 2000; Gül, 2001; Çiçek, 2001; Eriş vd., 2005) (Şekil 3).

2.1.1. Paleozoyik kayaçları

Çalışma alanının güneyinde, Silifke kuzeyi ve batısında gözlenen bu birimler, alandaki en yaşlı kayaçlar olup kahverengi ve mavi renkli olan killi şistlerle şeyl ve kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır (Akarsu, 1955; Gedik vd.,

1979). Devoniyen yaşlı bu birim, bazı çalışmalarda Akdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Gedik vd., 1979).

Formasyon, kireçtaşı ve şeyl ardalanması şeklinde olup ayrıca kumtaşı ve kuvarsit bantlarını da içerir. Kireçtaşı, koyu gri renkte, orta kalınlıkta, düzgün tabakalı, sert ve yer yer fosillidir. Şeyller koyu gri renkte, laminalı ve yumuşaktır. Akdere Formasyonu, Silifke batısında Göksu Nehri vadisinde fazla kıvrımlanmış ve faylanmış durumda, fosilden yoksun olarak gözlenir. Kireçtaşından alınan örneklerde yaşı Orta-Geç Devoniyen olarak saptanmıştır ve zaman zaman derinleşen sığ deniz koşullarında çökelmiştir (Gedik vd., 1979).

2.1.2. Mesozoyik kayaçları

Paleozoyik yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan Mesozoyik yaşlı kayaçlar, çalışma alanının kuzeyinde Derinçay yakınlarında ve güneyinde Silifke civarında gözlenmektedir (Foto 1). Mesozoyik formasyonları, özellikle Kretase yaşlı kireçtaşları ile temsil edilir (Akarsu, 1955). Bunlar, genel olarak açık krem renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır (Demir, 1997; Özdoğan, 1999). Bu birim içerisinde kireçtaşlarının yanı sıra çakıltası ve şeyl de yer alır (Tanar, 1989).

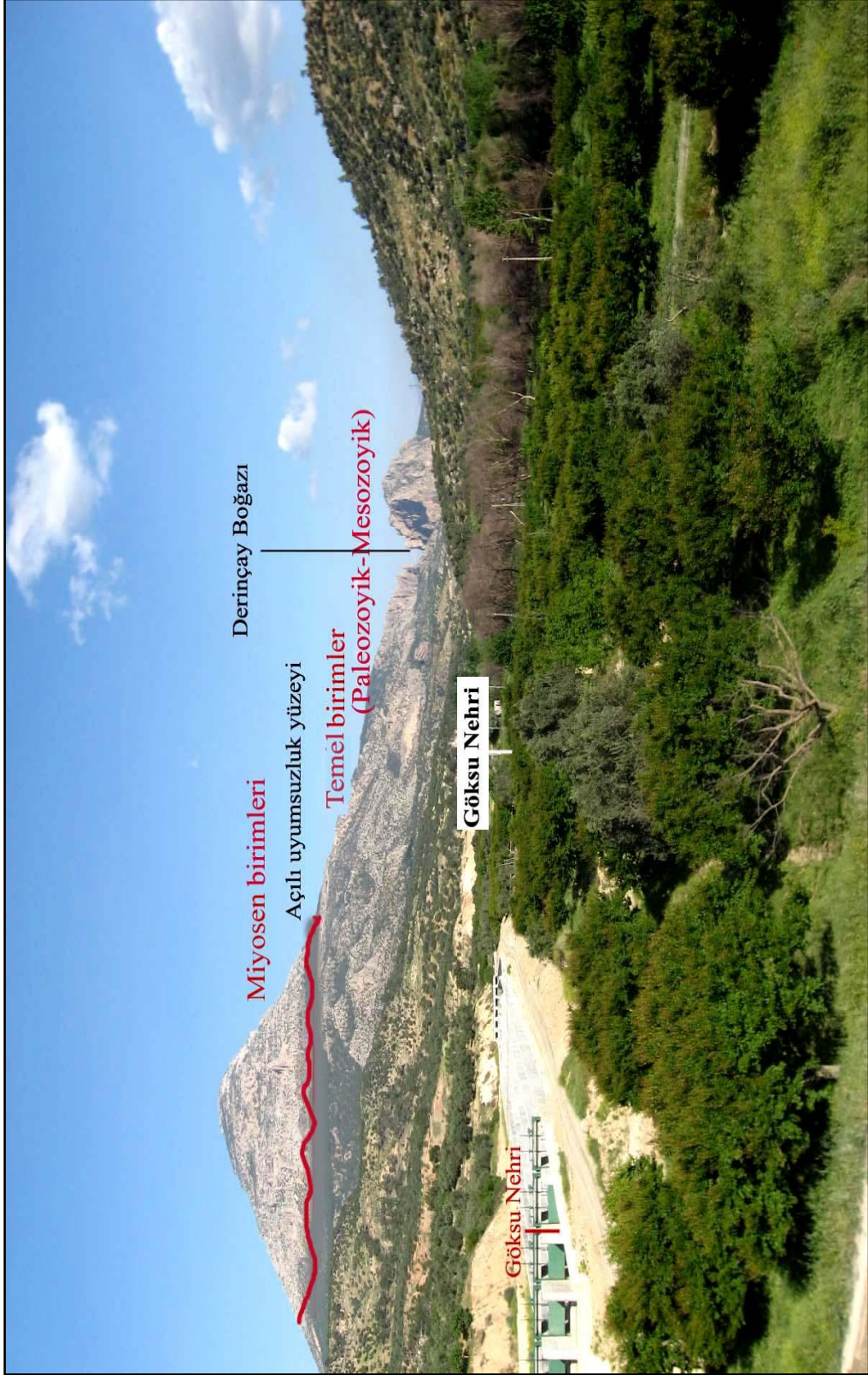
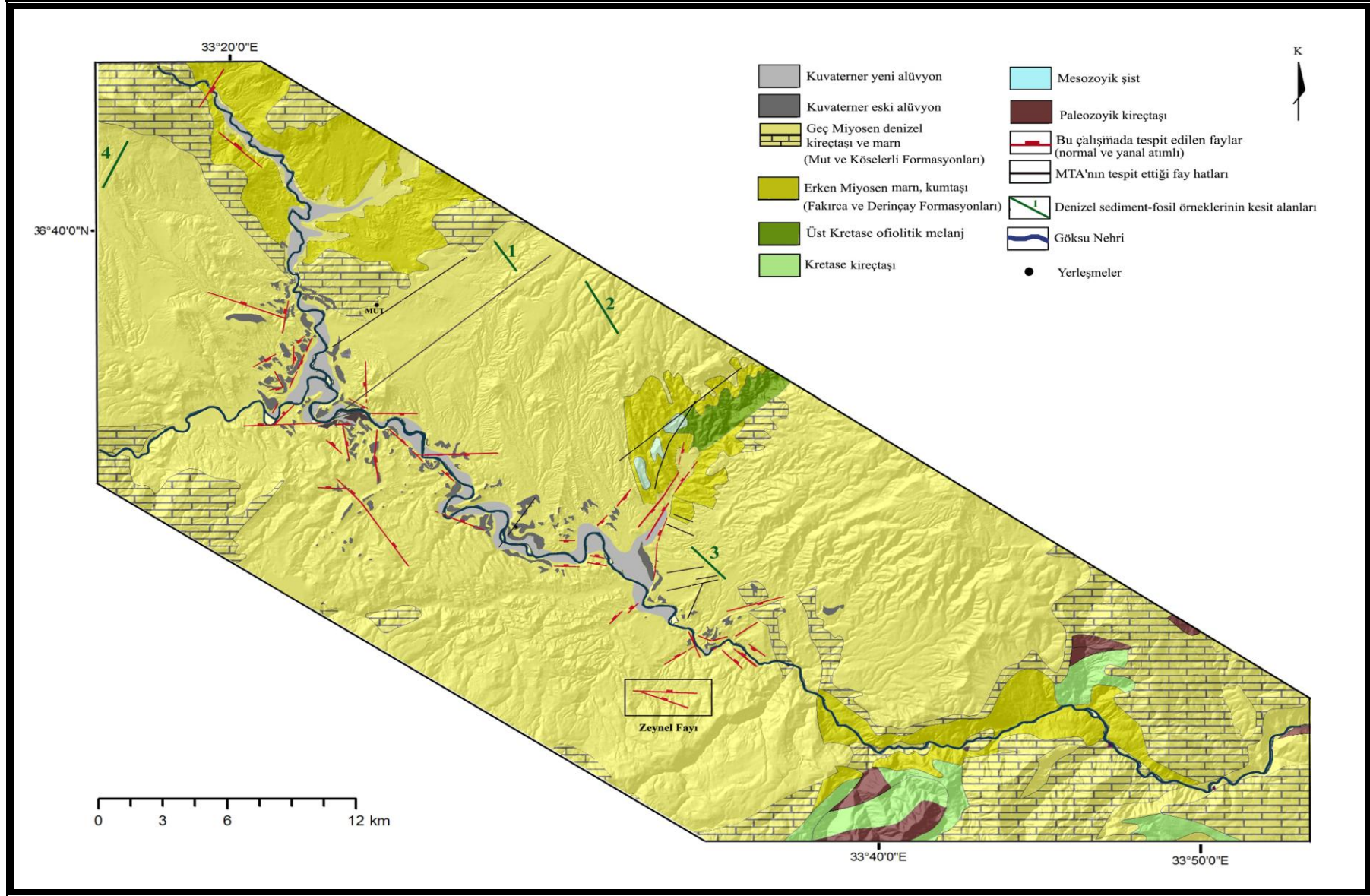


Foto1: Derinçay Boğazı'nda yüzeylenen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar ile Miyosen yaşlı kayaların açılı uyumsuzluk yüzeyi.



Şekil 3: Göksu Nehri vadisi ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2009)

2.1.3. Senozoyik kayaçları

2.1.3.1. Tersiyer

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Mut Havzası'nın Tersiyer yaşlı birimleri, dört formasyondan meydana gelmektedir. Bunlar; Derinçay Formasyonu, Fakırca Formasyonu, Mut Formasyonu ve Kösellerli Formasyonudur (Demir, 1997).

2.1.3.1.1 Geç Oligosen-Erken Miyosen (Akitaniyen)

Çalışma alanındaki en eski Tersiyer istifi, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı *Fakırca Formasyonu*'dur. Çalışma alanı sınırları içerisinde Fakırca Formasyonu'nun gözlendiği en önemli yerler, özellikle alanın kuzeyinde Kadıköy ve Fakırca Köyleri yakın çevresidir. Bu formasyon, Gedik vd. (1979) ile Demir (1997) tarafından Fakırca Köyü'ne atfen, Derinçay Formasyonu'nun Fakırca Üyesi olarak adlandırılmış ise de, bu kaya biriminin arazide geniş alanlar kaplaması, tipik mostralara vermesi ve Derinçay'dan farklı ve daha yaşlı olması, söz konusu formasyonun ayrı bir birim olarak ele alınmasına neden olmuştur (Tanar, 1989; Tanar ve Gökçen, 1990; Atabey vd., 2000).

Killi kireçtaşı ve silttaşı bantları içeren ve şeyl ile marnlardan oluşan kaya birimi, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaçlar ile uyumsuz dokanağa sahiptir (Özdoğan, 1999). Birim, açık renkli kırılmalı şeyl, kahverengi silttaşı, açık renkli yeşilgri marn, açık renkli killi kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Tanar, 1989; Tanar ve Gökçen, 1990).

Formasyon, Miyosen denizinin bölgeye ilerlemesi sırasında, Akitaniyen döneminde dağlar arası havzalarda oluşan göllerdeki çökelme sonucunda meydana gelmiştir (Tanar, 1989; Gedik vd., 1979; Demir, 1997).

2.1.3.1.2. Erken Miyosen (Burdigaliyen)

Gedik ve diğerleri (1979) tarafından adlandırılmış olan *Derinçay Formasyonu*, çalışma alanı içerisinde, özellikle alanın kuzeyinde yüzeylemektedir. Adını Mut'un kuzeybatısındaki Derinçay Köyü'nden almıştır. Fakırca Formasyonu üzerinde bulunan bu birim (Tanar, 1989), üst seviyelerinde Köselerli ve Mut Formasyonları ile dikey ve yanal geçişli gözlenebilmektedir (Tanar, 1989; Tanar ve Gökçen, 1990; Eriş, 2000).

Çalışma alanı içerisinde Derinçay Formasyonu, yaygın olarak Göksu Nehri'nin açmış olduğu vadi sistemleri içerisinde yüzeylemektedir. Genel olarak kırmızı rengi ile diğer birimlerden kolayca ayrılabilen bu formasyonun baskın litolojisi, farklı türden sedimanter yapılar içeren kumtaşlarıdır (Özdoğan, 1999). Derinçay Formasyonu, tabanda çakıltaşı ile başlayarak en üst seviyelerinde Köselerli Formasyonu'nun marnlı birimleri ile yanal geçişli ilişkide olduğu yerlerde, kumlu, killi kireçtaşı birimlerini içermektedir (Gedik vd., 1979). Formasyon kalınlığı değişmekte ise de (Gedik vd., 1979) ortalama kalınlık yaklaşık olarak 150-300 metre arasındadır (Atabey vd., 2000).

Birim içerisindeki çakıltaşı ve kumtaşları, genellikle akarsu çökeli özelliği göstermektedir (Gedik vd., 1979). Atabey ve diğ. (2000), Derinçay Formasyonu'nun

büyük oranda alüvyal yelpaze ve menderesli akarsu ürünü olduğunu ifade etmiştir. Yine Eriş ve diğ. (2005), Derinçay Formasyonu'nun tektonik-stratigrafik gelişimini ele aldıkları çalışmada, bu formasyonun deltaik depolarla birlikte menderesli akarsu çökeli özellikleri gösterdiğini belirtmektedir. Paleontolojik veriler değerlendirildiğinde, birimi oluşturan kumtaşlarının menderesli bir akarsuda, kırmızı çamurtaşlarının taşkın ovasında, gastropodal çamurtaşlarının ise dirseklerde oluşan küçük gölcüklerde depolandığı söylenebilir (Atabey vd., 2000). Formasyonun yaşı Erken Miyosen-Burdigaliyen'dir (Gedik vd., 1979; Tanar, 1989).

2.1.3.1.3. Geç Miyosen

Araştırma alanının Geç Miyosen yaşlı jeolojik birimleri, Mut ve Köşelerli Formasyonlarıdır. Bu birimlerden *Köşelerli Formasyonu*, ilk kez Gedik vd. (1979) tarafından tanımlanmış ve adını Mut'un güneyindeki Köşelerli köyünden almıştır. Çalışma alanında, Mut-Silifke karayolu boyunca yaygın olarak gözlenen bu formasyon, bölgede kalınlığı ve yayılımı en fazla olan birimdir. Formasyon, inceleme alanında özellikle havzanın güneyinde geniş alanlarda yüzeylemektedir. Genellikle tabanda Derinçay Formasyonu ile uyumlu olarak bulunan ve bazen alttaki Derinçay Formasyonu'nun kumlu-killi birimleri ile yanal geçişler gösteren Köşelerli Formasyonu, açık renkli ve beyazımsı killi kireçtaşı bantları ile marnların ardalanmasından oluşmaktadır.

Köşelerli Formasyonu, Miyosen denizinin bölgede ilerlemesi ve zaman zaman çekilmesine bağlı olarak havza kenarında marn-kireçtaşı birikiminden meydana

gelmiştir. Litolojik özellikleri ve fosil içeriği bu birimin sığ deniz ortamında oluştuğunu gösterir. Bassant (1998) tarafından yapılan ayrıntılı sedimentolojik ve paleontolojik çalışmalara göre, birimin, havzanın iç kesiminde sığ bir deniz ortamında, havzanın açık denize bakan güney kesimlerinde ise nispeten derin bir ortamda oluştuğu söylenebilir (Özdoğan, 1999). Köselerli Formasyonu, Mut Formasyonu'nu oluşturan resif/resif ölü litolojisinin havzaya doğru olan uzantısını oluşturmaktadır (Atabey vd., 2000).

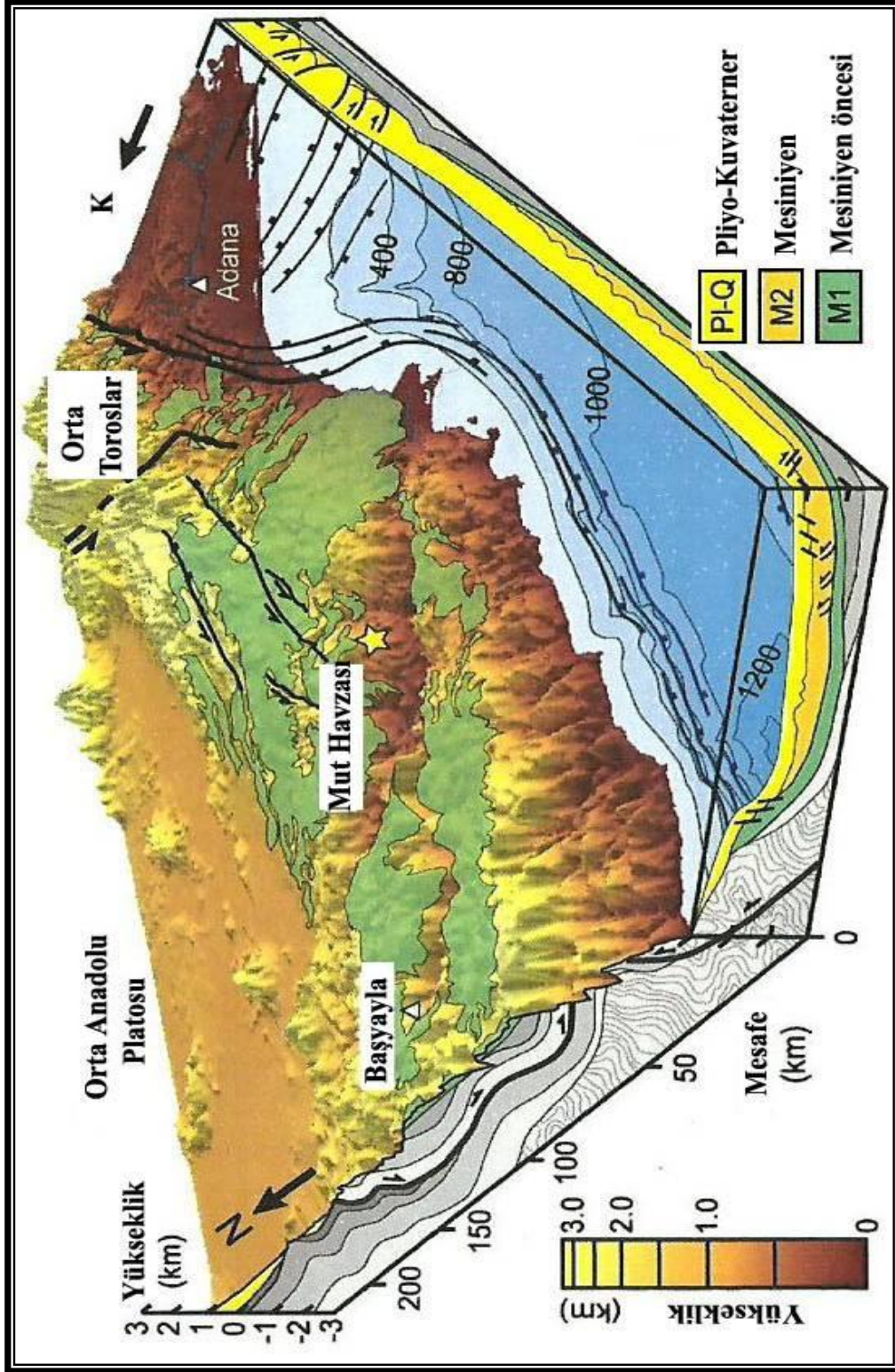
Mut Formasyonu ise Mut Havzası sınırları içerisinde, havzayı genellikle kuzeyden ve güneyden sınırlayan eski yükseltiler üzerinde gelişen kireçtaşları, çalışma alanında Mut'un batısında yüzeylemektedir (Eriş, 2000). Mut Formasyonu, Köselerli Formasyonu ile yanal geçiş gösterdiği konumlar dışında, doğrudan Köselerli formasyonu üzerinde yer almakta ve masif görümlü, kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Tanar, 1989; Atabey vd., 2000). Ancak Özdoğan'a göre (1999), havza içerisinde bazı bölgelerde Mut Formasyonu, Derinçay Formasyonu ile stratigrafik açıdan yanal ve düşey geçişli yer almaktadır.

Mut Formasyonu'nun baskın kayaç türü resifal kireçtaşlarıdır. Bunun yanında, birim içerisinde fosilli kumlu kireçtaşları, marnlar ve yer yer kumtaşı bantları da gözlenmektedir (Gedik vd., 1979).

Gerek Köşelerli gerekse Mut Formasyonu, Orta Anadolu Platosu'nun güney sınırı olan Mut Miyosen Havzasını örten denizel birimler oldukları için, bu birimlerin yükselim zamanı ve yapısı, araştırma alanındaki bölgesel yükselim mekanizmasının anlaşılmasında büyük bir öneme sahiptir. Bu bağlamda bölgede yapılan yeni araştırmalar (Yıldız vd., 2003; Cosentina vd., 2012; Schildgen vd., 2012), alanla ilgili ortaya konulan tektonik geçmişin (Tanar ve Gökçen (1990) 'e göre en genç birimler Serevaliyen dönemine ait -13.6-11.6 milyon yıl-, Bassant vd. (2005) 'ne göre Langiyen -16-13.6 milyon yıl- dönemine ait) yeniden gözden geçirilmesine neden olmuştur.

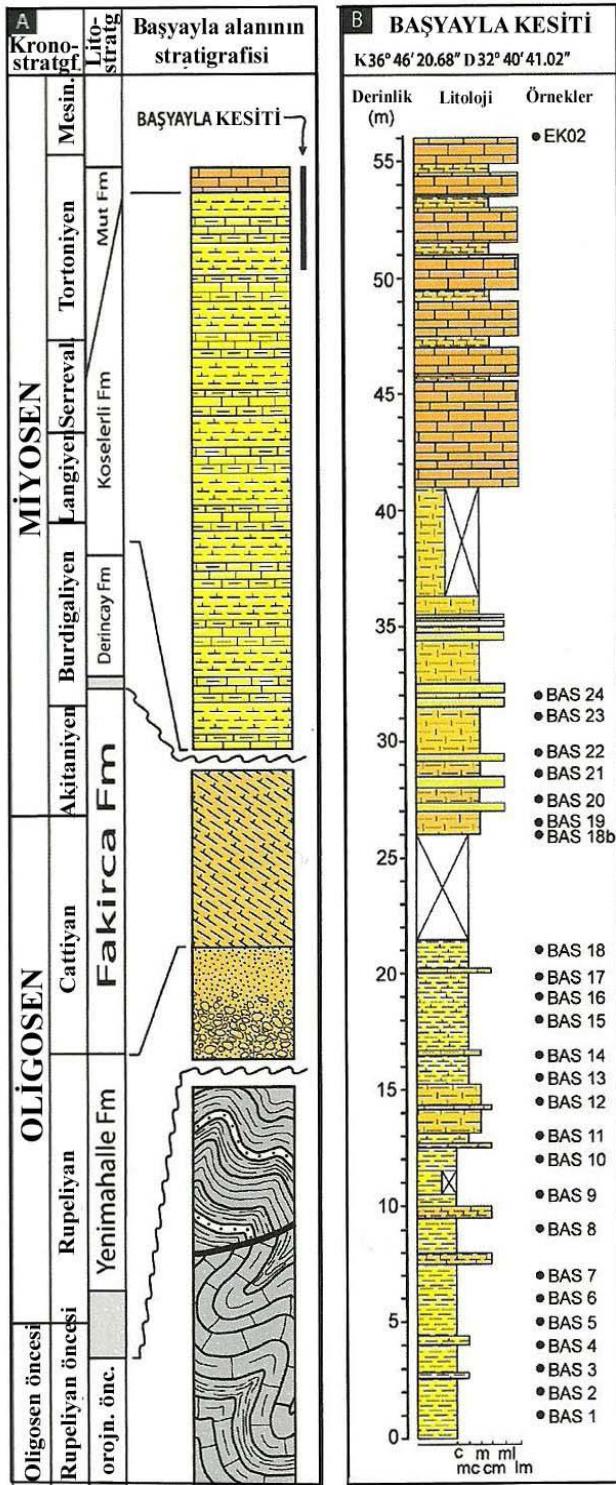
Cosentina vd. (2012), Mut-Ermenek Havzası'nın Geç Miyosen yükselimini inceledikleri çalışmalarında, Köşelerli Formasyonu içerisindeki Başyayla kesitinin biostratigrafisini araştırmışlar, bu kesitten elde ettikleri fosil örneklerinden yola çıkarak bölgesel yükselim oranını açıklamaya çalışmışlardır. Bu çalışmaya göre, alanda yaklaşık 2 km yükseklikte tespit edilen denizel sedimentler Tortoniyen yaşlıdır (7.81-8.35 milyon yıl). Dolayısıyla, daha önceki araştırmalarda Orta Miyosen dönemini temsil ettiği belirtilen, birbiriyle yanal ve dikey geçişli olan Mut ve Köşelerli Formasyonlarının yaşları, bu çalışma ile Geç Miyosen olarak tespit edilmiştir.

Cosentino vd (2011) 'nin yaptığı çalışmada Başyayla kesitine ait denizel sedimentlerin (Şekil 4, 5) Tortoniyen yaşında olduğunu ortaya koyan fosil örnekleri ve bu örneklerin alım yeri aşağıdaki gibidir;



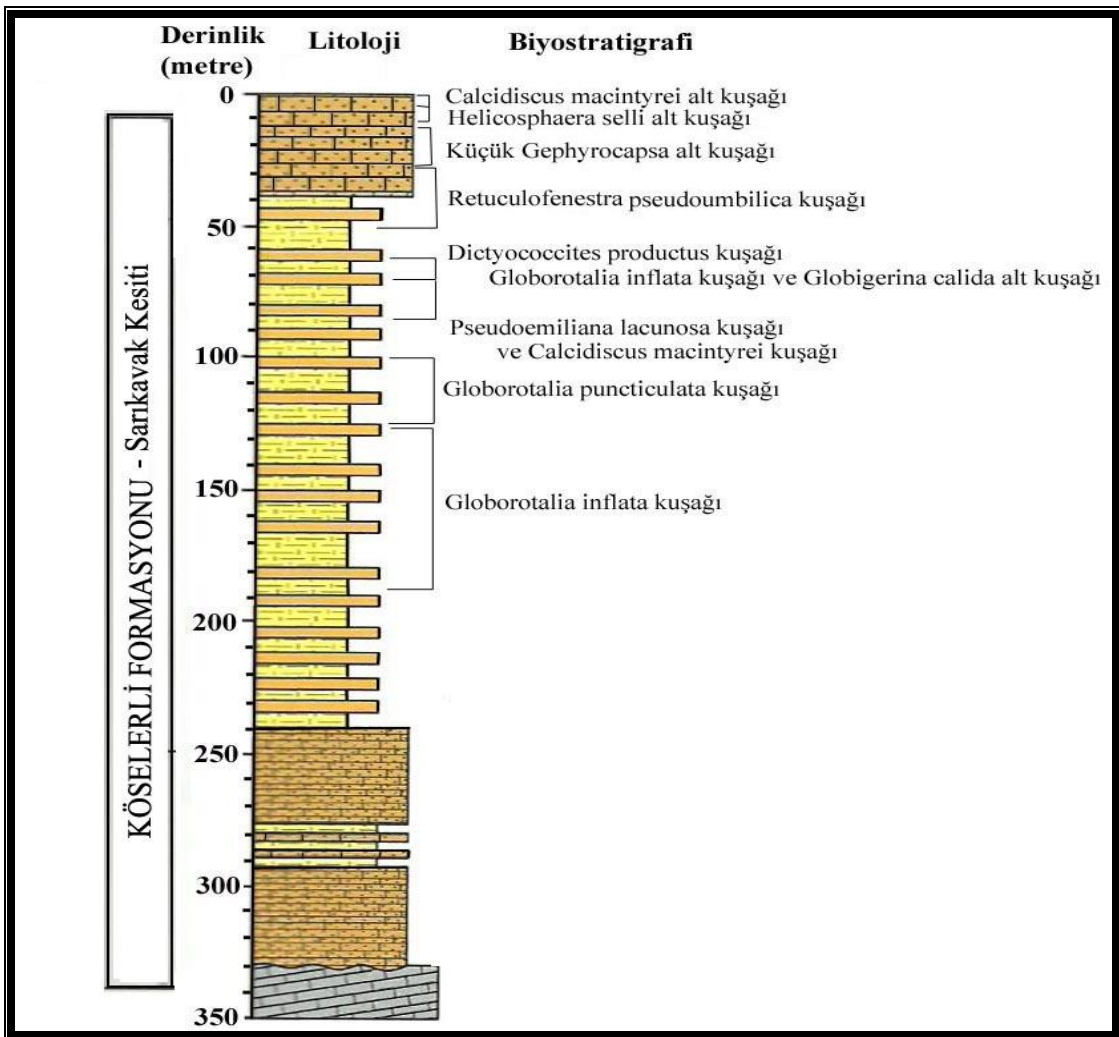
Şekil 4: Köşelerli Formasyonuna ait denizel sedimenterin biyostratigrafik ve paleomanyetik analizinde kullanılan Başıyayla kesit alanını gösteren blokdiyagram (Cosentino vd., 2011; Schildgen vd., 2012).

Bu çalışmalarla belirlenen Geç Miyosen bulgusu, nispeten olgun bir flüvyal sisteme işaret etmekte; araştırma alanının paleocoğrafik gelişimi, bölgesel yükselim hızı, Göksu Nehri'nin sahaya yerleşmesi ve yatağını kazmaya başlaması bakımından makul bir süreci göstermektedir. Bu veri baz alındığında, sahanın bölgesel yükselim oranı, yılda 0.25-0.37 mm olmaktadır.



Şekil 5: A.Mut Havzası ve Başyayla çevresinin bölgesel stratigrafik kesiti. B.Başyayla stratigrafik kesiti/ c: kil, mc: marnlı kil, ml: marnlı kireçtaşı, cm: killi marn, lm: kireçtaşı (Cosentino vd., 2011).

Bunun yanında, Mut Miyosen Havzası'nda Yıldız vd. (2003) tarafından yapılan çalışma, Köşelerli Formasyonu'nu oluşturan denizel sedimentlerin Pliyo-Pleistosen yaşta olduğunu savunmaktadır. Buna göre, Sarıkavak, Hacıahmetli ve Kargıcak yakınlarından elde edilen stratigrafik kesitler ve mikrofosil örnekleri (Şekil 6) , Köşelerli denizel birimlerinin Kalabriyen yaşta olduğunu göstermektedir.



Şekil 6: Sarıkavak yerleşmesi yakınlarında Köşelerli Formasyonundan alınan jeolojik kesit ve bu kesit içerisinde tespit edilen mikrofosil türleri görülmektedir (Yıldız, 2003).

2.1.3.2. Kuvaterner

Araştırma alanındaki Kuvaterner yaşlı birimler, Göksu Nehri Vadisi içerisindeki alüvyonlardan oluşmaktadır. Bunlar, akarsu yatağının her iki kenarında gözlenen, vadiye paralel şekilde depolanmış eski alüvyonlar (seki depoları) ile vadi tabanında çeşitli yerlerde konumlanan genç alüvyonlardır.

Göksu Nehri vadisindeki yeni alüvyonlar, nehir yatağı ve taşkın ovası depoları olup kil, silt, kum ve ufak çakıl içerikli sedimentin meydana getirdiği, genellikle dar alanlı birikintilerdir. Bunlardan taşkın depoları, araştırma alanında özellikle yan kolların ana nehre birleştiği bölgelerde alanlarını genişletmektedirler (bu konu, *taşkın ovası* bölümünde ayrıntılı olarak açıklanmaktadır).

Mut-Silifke arasındaki bölgede yer alan Kuvaterner yaşlı birimlerin bir diğeri eski alüvyonlardır. Bunlar, vadi boyunca kesintili olarak varlığını koruyan seki depolarından oluşmaktadır. Bu depolar, “sekiler” başlığı altında ayrıntılı olarak açıklandığı üzere, genellikle iyi-orta derecede yuvarlaklaşmış sediment ile temsil edilmekte ve çalışma alanı içerisinde büyük oranda çakıltaşı (konglomera) şeklinde gözlenmektedir.

2.2. Tektonik Özellikler

Flüvyal morfoloji çalışmaları, akarsu vadilerinin evriminde önemli rol oynayan bir etken olarak tektonik aktiviteyi tespit etmek büyük bir gereksinimdir. Bu nedenle, çalışmamızda, araştırma alanının tektonik özelliklerinin yanı sıra bölgesel tektonizmanın geçmişi de değerlendirilmiştir.

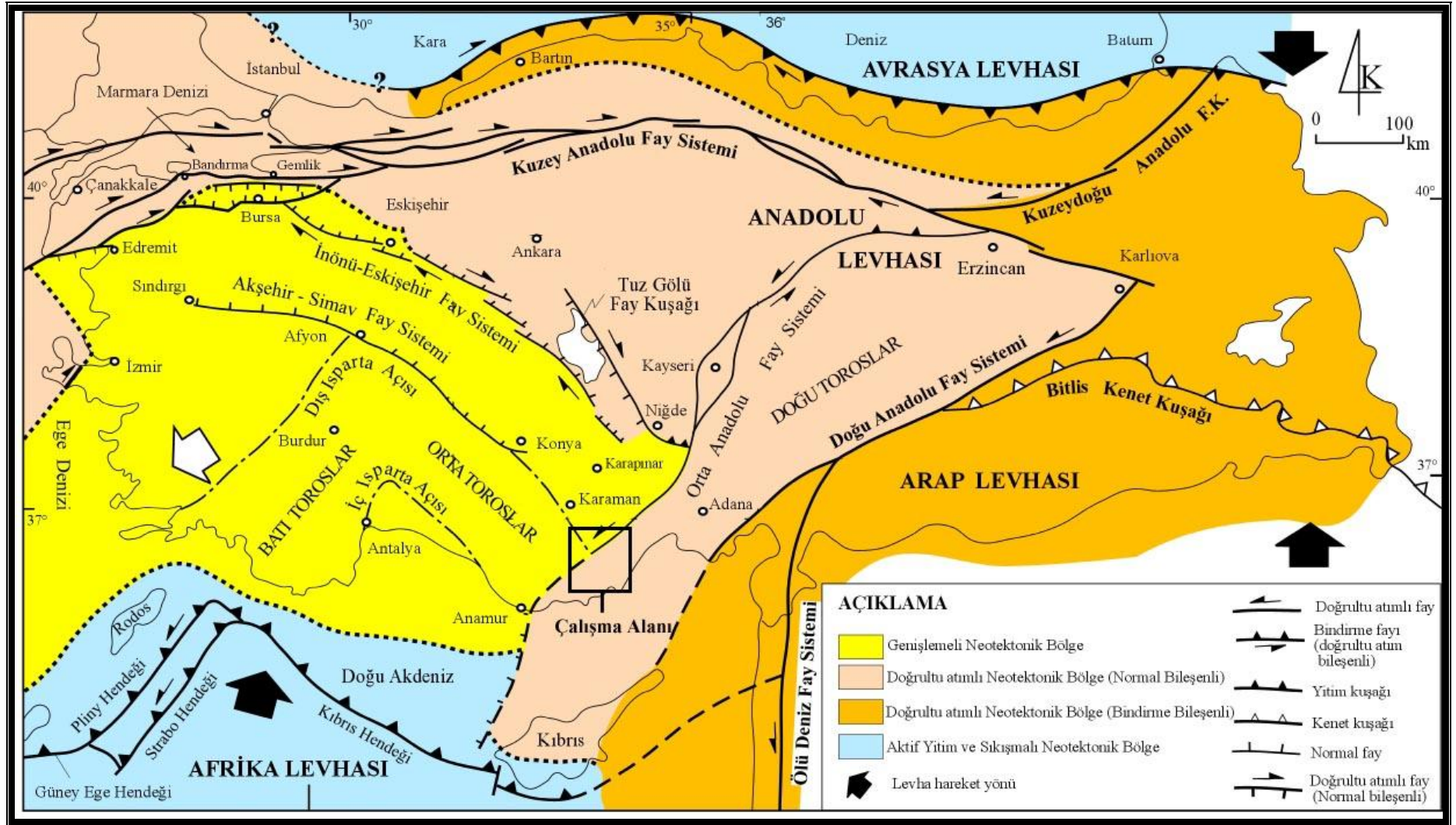
Araştırma alanı, Orta Toros orojenik kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bu kuşak, Afrika, Avrasya ve Arabistan plakalarının çarpışmasıyla başlayan neotektonik dönemin sebep olduğu karmaşık bir tektonik rejime sahip olan Orta Anadolu platosunun güney sınırını oluşturmaktadır (Schildgen vd., 2012). Bu konumu nedeniyle Orta Toros kuşağı, tektonik aktivite konusunda ideal bir inceleme alanı olarak, bazı güncel çalışmalara konu olmuştur (Yıldız vd., 2003; Bassant vd., 2005; Schildgen vd., 2012; Cosentino vd., 2011).

Orta Torosların neotektoniğine ilişkin yapılan güncel çalışmalar (Schildgen vd., 2012; Cosentino vd., 2011)., genellikle denizel yüzeyler, flüvyal sekiler ya da eski yüzeyleri kesen akarsuların kazma hızları gibi verilerden yola çıkarak bölgesel yükselim oranını tespit etmeyi amaçlamaktadır. Bu bağlamda, yükselmiş denizel sedimentlerde yapılan paleomanyetik ve biyostratigrafik analizler, nispeten hassas bölgesel yükselim tahminlerini olanaklı kılmaktadır (Schildgen vd., 2012). Bunun yanında, yükselmiş yüzeylerin yaşlarından hareketle, flüvyal sistemin kuruluşu ve morfolojik evrimi hakkında bilgi edinilmektedir.

Bu doğrultuda, araştırma alanını da kapsayan bölgede yapılan çalışmalar, Mut yakınlarında, yaklaşık 2000 metre yükseklikteki Geç Miyosen denizel sedimentlerinin paleomanyetik ve biyostratikrafik analizlerini ortaya koyarak bölgesel yükselim miktarını tespit etmiştir (Yıldız, 2003; Cosentino, 2011; Schildgen, 2012). Bu çalışmalar, 10.400 km² lik drenaj havzası ile Orta Anadolu platosunun güney sınırının en büyük akarsuyu olan Göksu Nehri sekilerinin kaydettiği kazılma oranlarından faydalanarak, bölgesel yükselim hakkında bilgi edinmeyi amaçlamaktadırlar.

Göksu Nehri tarafından drene edilen Mut Havzası, Bassant vd. nin (2005) ortaya koyduğu paleo tektonik gelişim aşamalarına göre Geç Miyosen-günümüz aralığındaki tektonik aktiviteden etkilenmiş olmalıdır. Çünkü araştırma alanında yüzeyleyen en genç denizel formasyona göre Göksu Nehri, yaklaşık 8 milyon yıldır varlığını sürdürmektedir. Dolayısıyla flüvyal sistem, Tortoniyen (Geç Miyosen) sonrasındaki tektonik aktiviteden (neotektonik dönemden) etkilenmiş olmalıdır. Bu etki, araştırma alanında çoğunlukla tane destekli çakılların oluşturduğu konglomera depolarının sedimantolojik ve stratigrafik karakterine yansımamış gözükmektedir. Çünkü kaba taneli depolarda tektonik deformasyon kaydını bulmak zordur. İnceleme alanında tektonizma faktörü, Göksu Nehri'nin bölgeye yerleşerek vadisini açmasında ve basamaklı bir topografya meydana getiren sekilerini oluşturmasında etkin olmalıdır.

Çalışma alanının tektonik konumu, Koçyiğit (2009) tarafından oluşturulan, Türkiye'nin neotektonik haritasına göre, kuzey ve kuzeybatısında "Genişlemeli Neotektonik Bölge", güney ve güney doğusunda "Doğrultu Atımlı-Normal Bileşenli Neotektonik Bölge" kapsamındadır (Şekil 7).



Şekil 7: Türkiye'nin neotektonik bölümlenmesini ve bu bölümlenme içerisinde araştırma alanının konumunu gösteren harita (Koçyiğit, 2009)

Mut Miyosen Havzası'nda yüzeyleyen formasyonların tümü tektonik açıdan incelendiğinde, Miyosen öncesi kayaçların yapısal yönden tektonik hareketlerden oldukça etkilenmiş olduğu görülür (Akarsu, 1955; Demir, 1997; Eriş, 2000; Eriş vd., 2005). Bu nedenle Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaçlar yer yer asimetrik kıvrımlar göstermektedir (Eriş, 2000). Özellikle Orta Miyosen'de Avrasya ve Arap levhalarının çarpışmasıyla gelişen yoğun tektonik hareketlerin izleri bu kayaçlarda açıkça görülmektedir (Demir, 1997). Ayrıca, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Fakırca Formasyonu'nun killi kireçtaşı tabakaları, çalışma alanında özellikle Kadıköy yakınlarında asimetrik bir antiklinal ve senklinal yapısı içermektedir. Bu da olasılıkla, Orta Toroslarda Geç Eosen-Oligosen sonunda etkin olan bir sıkışma fazı ile meydana gelmiştir (Eriş, 2000).

Çalışma alanındaki fayların büyük bölümü normal fay olup KB-GD ve KD-GB doğrultusunda gelişmiştir (Eriş, 2000). Bu faylar, Erken-Orta Miyosen kayaçlarını kestiği için olasılıkla Orta Miyosen sonrası gelişmiştir (Eriş, 2000). Ayrıca Erken Burdigaliyen'den Geç Burdigaliyen'e kadar olan süreçte depolanan akarsu çökelleri ile denizel çökelleri kesen, sedimantasyonla eş zamanlı faylar da mevcuttur. Böylelikle bu faylanmalar, Erken-Orta Miyosen süresince gelişen sedimantasyonu kontrol etmiştir (Eriş, 2000).

Tez kapsamında yürütülen arazi çalışmalarında, Mut-Silifke arasını kapsayan inceleme alanı içerisinde çok sayıda normal fay tespit edilmiştir. Fakat bölge içerisinde kimi yerlerde normal faylara ek olarak yanal atımlı fayların gelişimi söz konusudur ki bu durum, akarsuyun ana yatağı ve bazı yan kolların yatakları üzerinde

değişikliklere sebep olmuştur. Çalışma alanında tespit edilen faylar, alanın kuzey sınırı olan Derinçay ile daha güneyde Silifke Boğazı öncesinde yer alan Hocalı köy arasında gözlenmiştir. Bu alanda faylar, özellikle Hamam Köy, Köselerli Köyü, Kışlaköy ve Hocalı Köy çevrelerinde yoğunluk kazanarak bazı morfolojik göstergelerle belirgin hale gelmektedir.

İnceleme alanında, fayların yansıttığı başlıca morfodinamik göstergeler arasında, nehir vadisinin boyuna profilindeki eğim kırıklığı (Derinçay Boğazı), ana nehir ve yan kollarında faylara bağlı yatak yönelimleri (Hamamköy-Çapar Dere ve Hocalı Köy-Göksu Nehri örnekleri), dar taşkınovaş gelişimi, yüksek eğimli vadi yamaçları ve sık basamaklanma gösteren seki seviyeleri dikkati çekmektedir.

Araştırma alanının kuzeyinde, Göksu Nehri'nin Derinçay Boğazı'na girdiği kesimde, nehir yatağının deniz seviyesinden yüksekliği yaklaşık olarak 200 metredir. Boğazdan çıktığı bölgede ise bu seviye yaklaşık 160 metre olarak tespit edilmiştir. Dolayısıyla nehir, 2 km uzunluğundaki boğazda akışını sürdürmekte iken, yatağında yaklaşık 40 metrelik bir yükselti farkı ortaya koymakta, bu fark da nehir yatağından belirgin bir eğim kırıklığı meydana getirmektedir. Söz konusu eğim kırıklığı, nehir yatağına ait boyuna profile açıkça kendini göstermektedir (Şekil 8).

Derinçay boğazındaki ana nehir yatağında meydana gelen eğim kırıklığı için iki faktörden söz edilebilir. Bunlardan ilki, Derinçay Köyü'nün kuzeyinde yüzeylenen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının varlığıdır. Bu kayaçların aşınımına karşı nispeten dirençli yapısı, çalışma alanının güneyindeki Silifke Boğazı'nda olduğu gibi,

Derinçay Boğazı'nda da litolojik bir etkinin meydana geldiğini göstermektedir. Ancak bu alandaki litolojik farklılığın yanı sıra, nehir yatağına dik ve paralel uzanan çeşitli fay hatlarının etkisi de söz konusudur (Foto 2, Şekil 8).

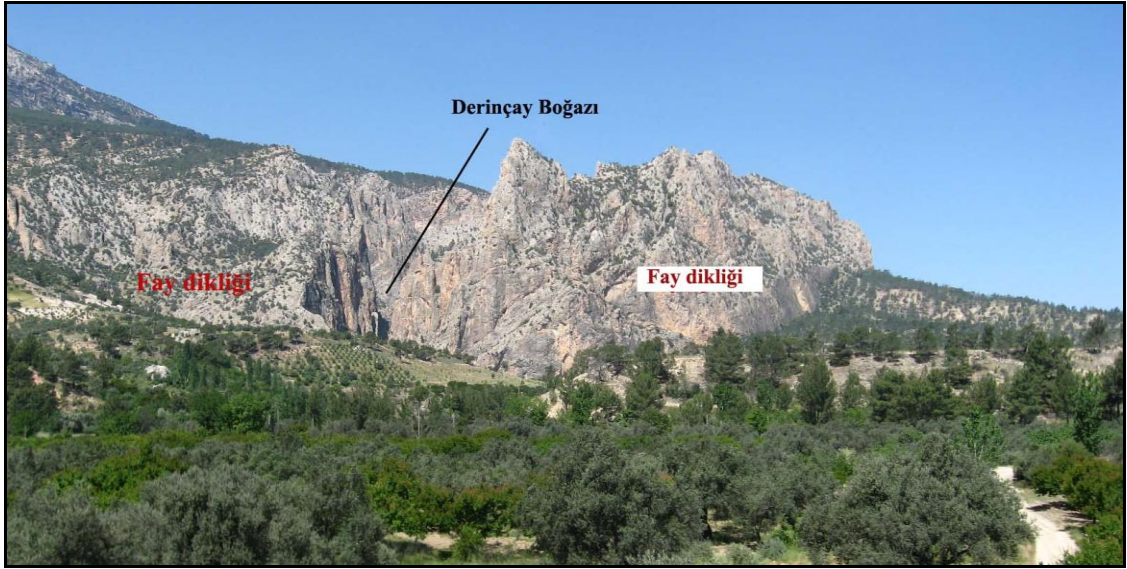
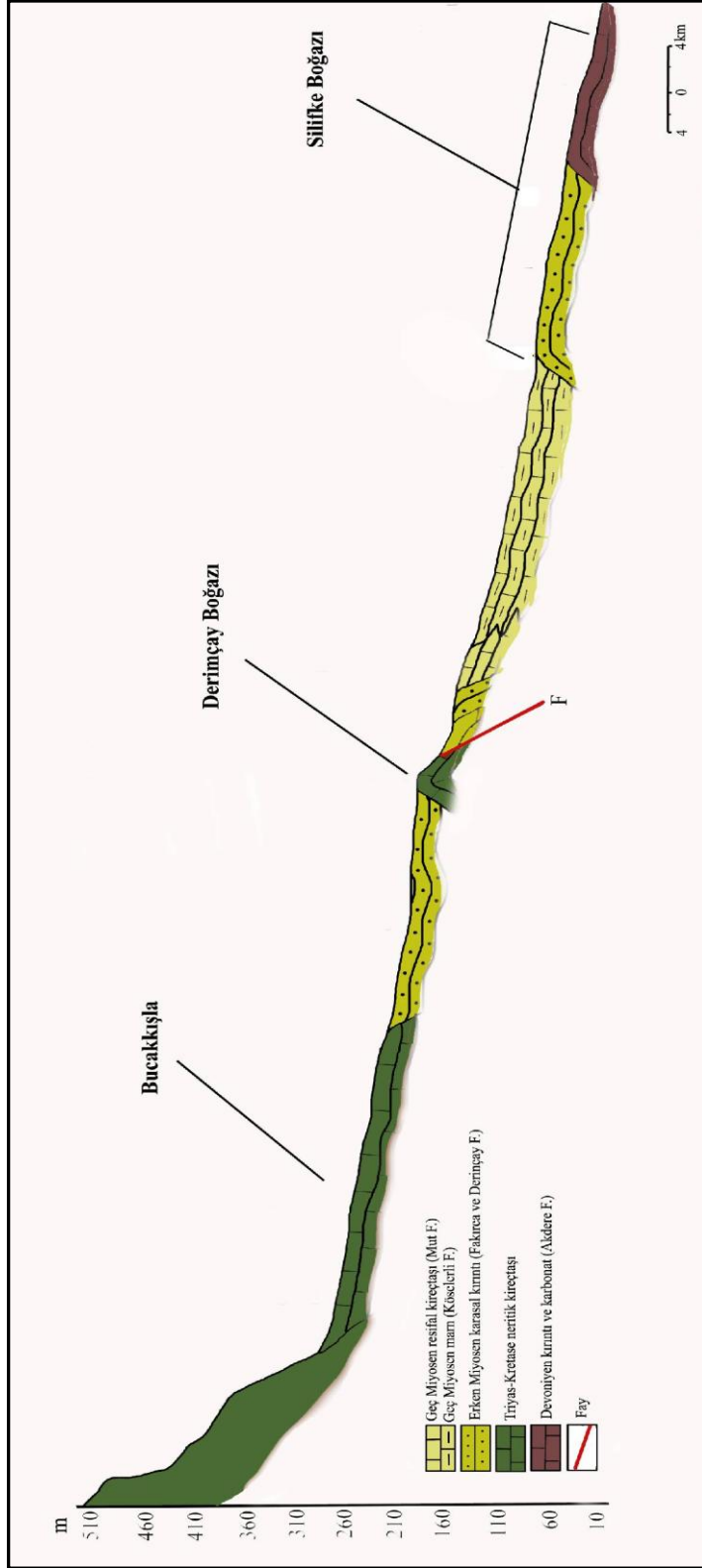


Foto 2: Araştırma alanının kuzey sınırındaki Derinçay Boğazı'nda tespit edilen fay dikliğini ve fay aynasını gösteren fotoğraf (kuzeybatıya bakış).

Fay etkisinin Göksu Nehri vadisindeki bir diğer morfolojik göstergesi, nehir yatağındaki olağandışı yön değiştirmelerdir. Şekil 13'de görüldüğü gibi, özellikle Hamam Köy, Kışlaköy ve Hocalı Köy yakınlarında gözlenen bu durum, fayların en önemli morfolojik etkilerinden biri olan ötelenme sürecine işaret ediyor olabilir. Araştırma alanının kuzeyinde, Hamam Köy yakınlarında akışını sürdüren dönemlik, küçük bir akarsu olan Çapar Dere, bu kesimde doğrultu atımlı bir fay hattına yerleşerek çizgisel akış sergilemekte ve yine (hem sağ atımlı hem de normal fay karakterinde) bir diğer faya bağlı olarak ani bir dirsek çizmektedir. Bu dirsekle birlikte Çapar Dere'nin akışı, güneydoğu yönünden kuzeydoğu yönüne değişmektedir (Şekil 9a ve 10).

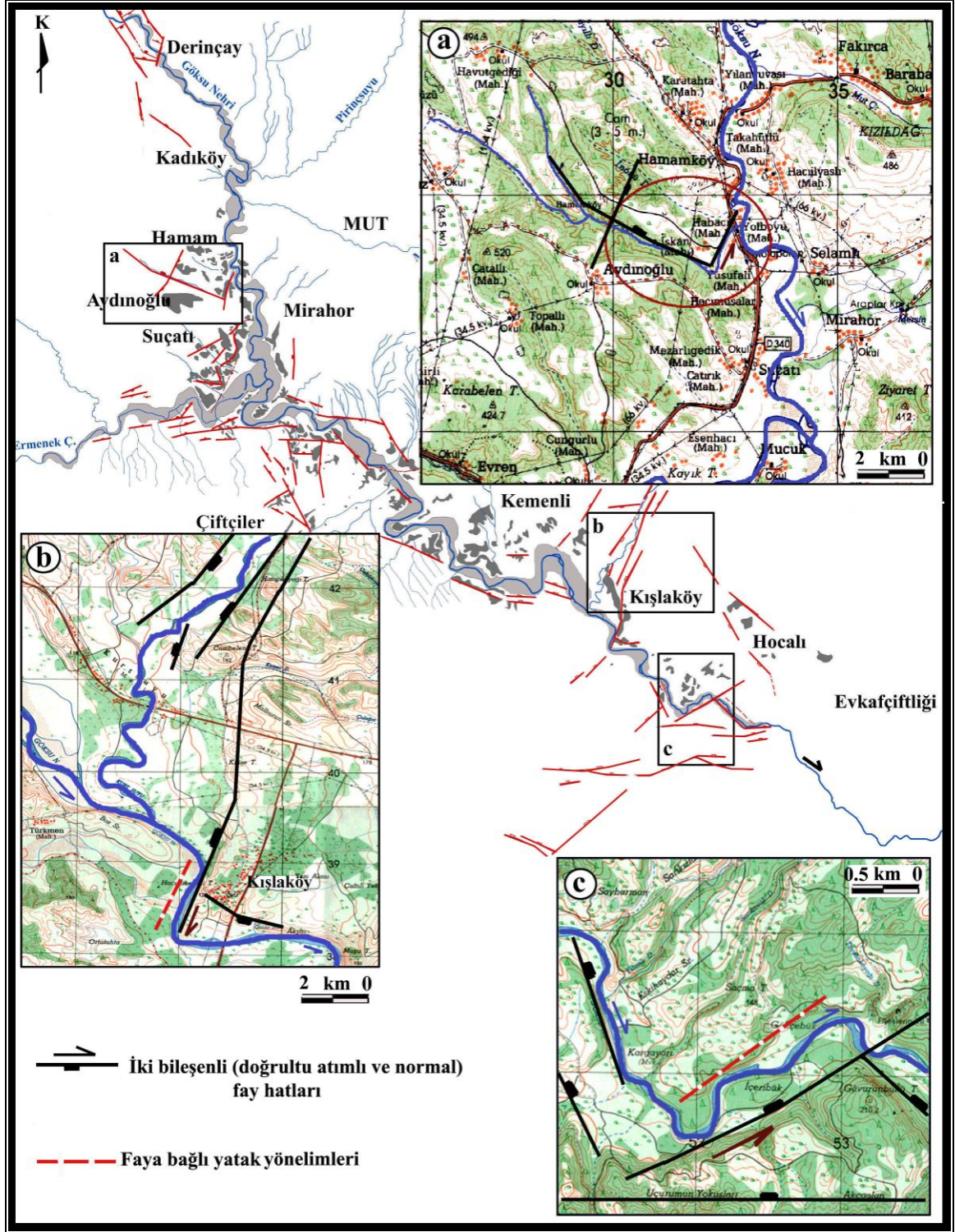


Şekil 8: Derimçay Boğazi'nda tespit edilen ve nehir yatağında yaklaşık 40 metrelik yükselti farkı meydana getiren eğim kırıklığı görülmektedir.

Benzer şekilde, Kışlaköy'ün batısında Göksu Nehri'ne karışan ve nehrin en önemli yan kollarından biri olan Kurt Suyu vadisi, faylarla sınırlandırılmış durumdadır (Şekil 9b ve 11). Çapar Dere örneğinde olduğu gibi Kurt Suyu da, fayların etkisi ile nispeten çizgisel bir akışa zorlanmış görünmektedir.

Bir diğer önemli yatak değişimi, Hocalı Köy yakınlarında tespit edilmiştir. Bu alanda Göksu Nehri'nin yatağı, olasılıkla yine bu alandaki fayın etkisi ile yön değiştirmiş ve güneydoğuya akmakta olan nehir, kuzeydoğuya yönelerek yaklaşık 1 km bu doğrultuda akışını sürdürmüş ve tekrar eski istikametine dönmüştür (Şekil 9c ve 11).

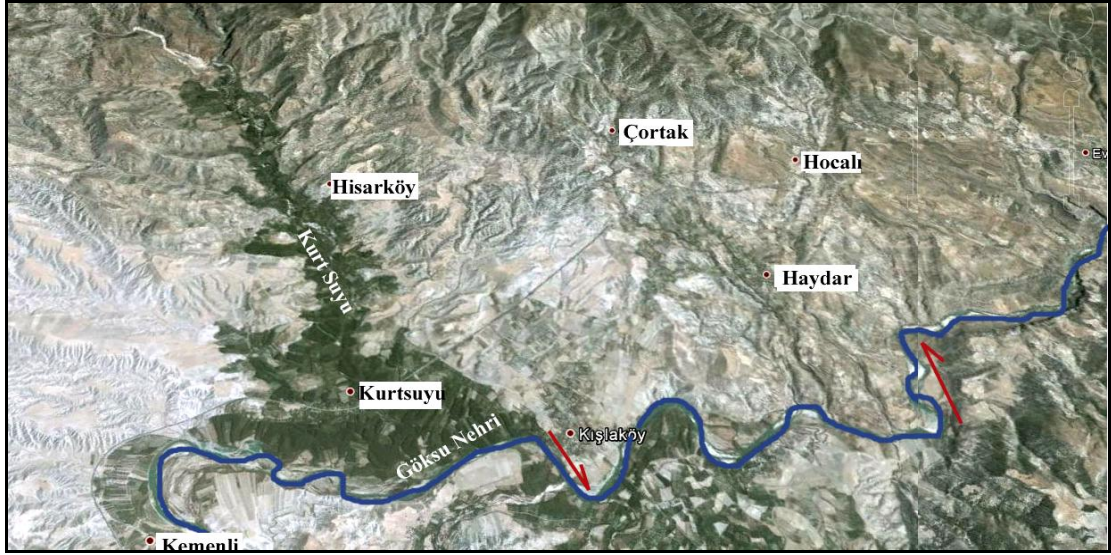
Bu örnekler, Göksu Nehri vadisini çevreleyen fay hatlarının akarsu yatağının doğrultusuna doğrudan etki ettiğini göstermektedir. Ancak Şekil 12 'te görüleceği gibi, ana akarsu yatağında ve bazı yan kolların yataklarında yapılan incelemelerde yatak eğimi üzerinde, Derinçay Boğazı dışında fayların doğrudan etkisi saptanamamıştır. Bu sonuç, fay kaynaklı eğim kırıklıklarının aşınarak ortadan kalkması veya vadi içerisinde yetespit edilen fay hatlarının tamamının aktif olmamasından kaynaklanabilir.



Şekil 9: Çapar Dere, Kurt Suyu ve Göksu Nehri'ndeki fay kaynaklı yönelimler. a) Çapar Dere'nin Hamam Köy yakınlarında meydana getirdiği dirsek görülmektedir. b) Kurt Suyu vadisini sınırlayan fayların neden olduğu çizgisel akış görülmektedir. c) Hocalı Köy yakınlarında Göksu Nehri vadisinin çevresinde gelişen fayların, bu alanda nehrin akış yönüne etkisi görülmektedir.

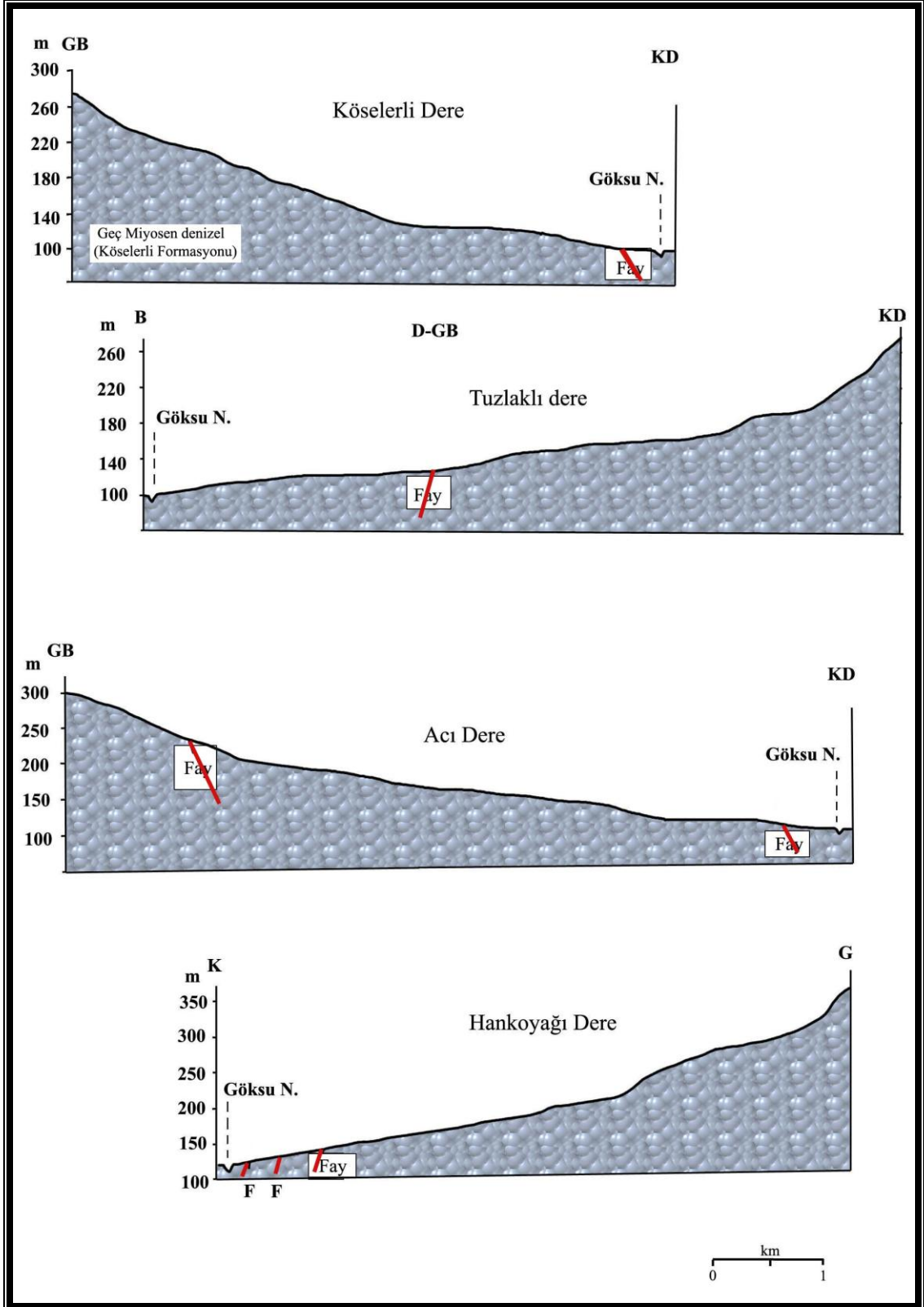


Şekil 10: Çalışma alanının kuzeyindeki Çapar Dere'nin yerleştiği tektonik oluk ve Çapar Dere'nin yönündeki fay kaynaklı sapmayı gösteren uydu görüntüsü (Googleearth, son erişim Mart 2013).



Şekil 11: Kurt Suyu'nun yerleştiği tektonik oluğu ve Kışlaköy-Hocalı Köy yakınlarında Göksu Nehri'nde meydana gelen yatak yönü değişimini gösteren uydu görüntüsü (Googleearth, son erişim Mart 2013). Buna göre, Kışlaköy-Evkafçiftliği arasındaki bölgede, Hocalı Köy yakınlarında Göksu Nehri yaklaşık 1.5 km mesafede doğrultu değiştirerek akmıştır.

Yukarıda sözü geçen fay sistemlerine ek olarak, çalışma alanında tespit edilen bir diğer önemli fay *Sütlüce fayıdır* (Foto 3). Bu fay, inceleme alanının güneyinde, Gülnar yolu üzerinde yer alan Sütlüce (Zeyne) yerleşmesi yakınlarında tespit edildiği için bu ad verilmiştir. Sütlüce fayı, bölgenin olasılıkla eski faylarından olup Mut Havzası'nın güney sınırında yer almaktadır (Foto 3 a, b, c). Miyosen'de aktif halde olan söz konusu fay sistemi, günümüzde yeniden aktif hale geçerek araştırma alanını etkilemeye devam etmiştir.



Şekil 12: Göksu Nehri'nin bazı yan kollarının boyuna profilleri (ilgili akarsuların lokasyonları jeomorfoloji haritası üzerinde gösterilmiştir).

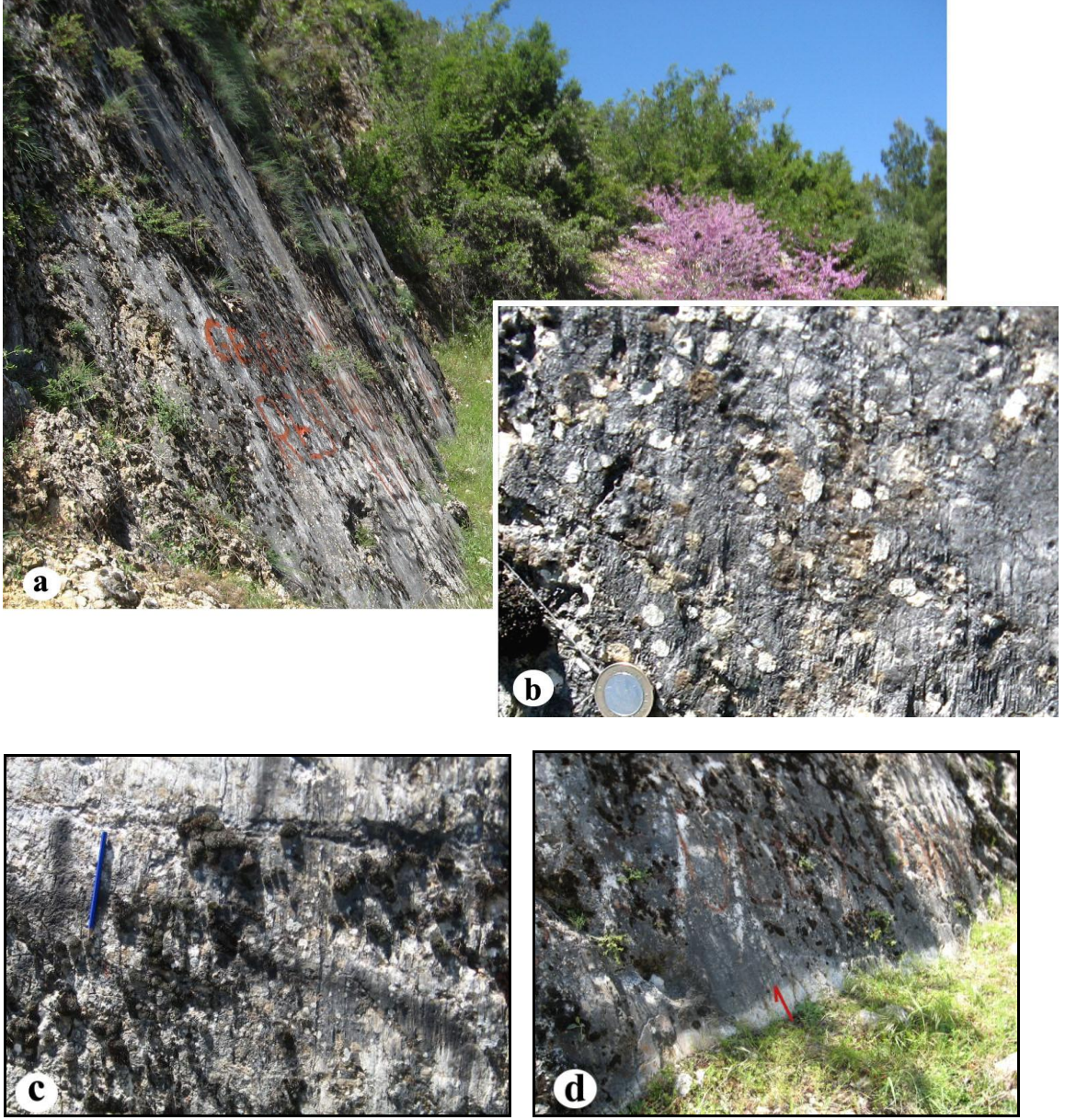
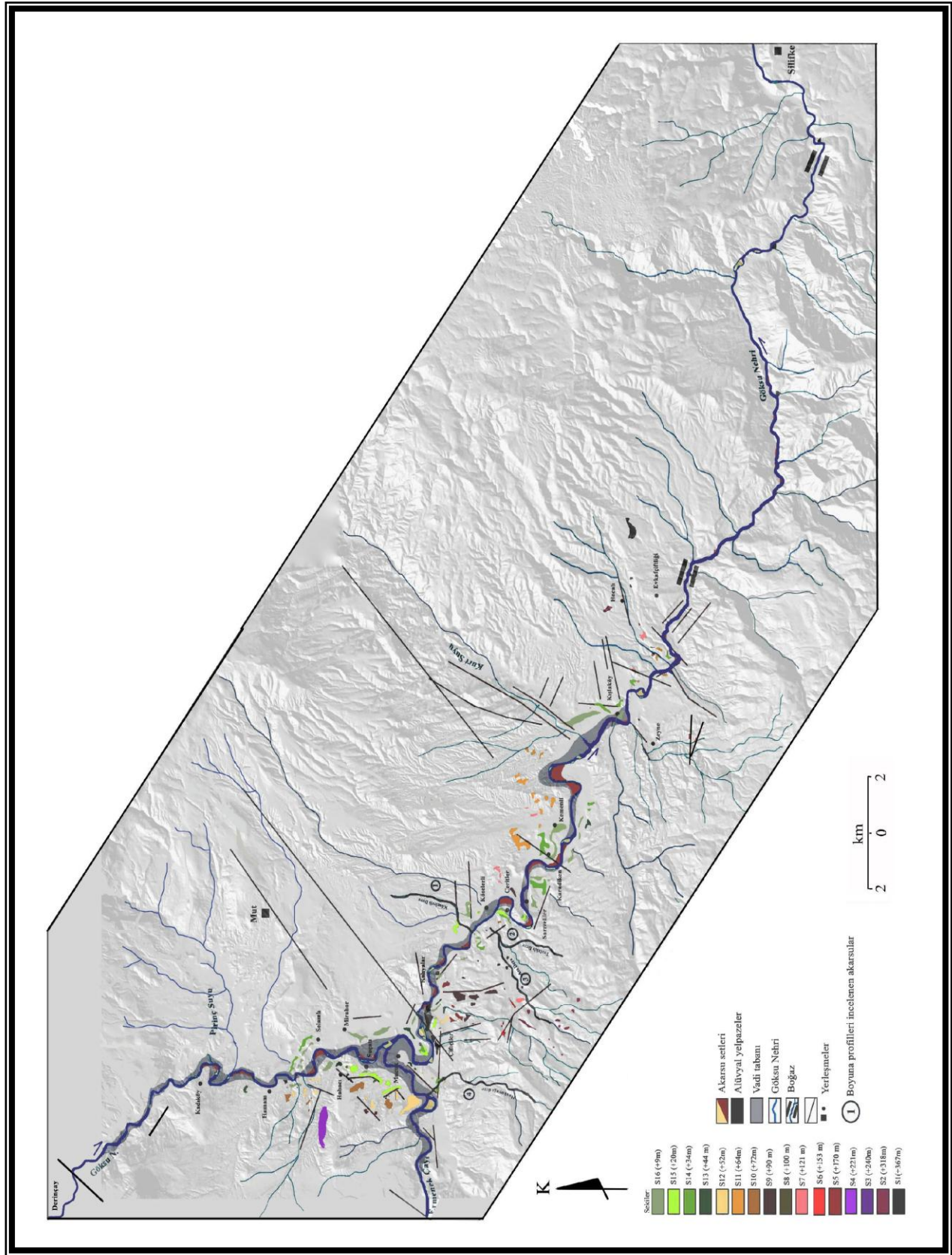


Foto 3-a) Mut-Gülнар yolu üzerinde, Zeyne (Sütlüce) Köyü'nün güneyinde tespit edilen havza kenarı faylarından biri görülmektedir. Olasılıkla Miyosen'den beri aktif olan ve Mut Havzasının güney sınırında yer alan bu sistemin fay aynası ve fay çizikleri oldukça belirgindir. **b ve c)** Fay aynası üzerindeki fay çiziklerinin doğrultusundan hareketle, bu fayın normal fay karakterinde olduğu sonucuna varılmıştır. **d)** Sütlüce fayı, günümüzde de aktivitesini sürdürmektedir. Kayaç üzerindeki açık renkli bölüm, yeni atım miktarını ve reaktivasyon yüzeyini göstermektedir.

III. GÖKSU NEHRİ VADİSİNİN JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Göksu Nehri, Akdeniz Bölgesi'nin Adana Bölümü'nde, büyük oranda Mut Miyosen Havzası'nı akaçlayan büyük bir akarsudur. Ermenek Çayı, Pirinç Suyu, Kurt Suyu gibi yan kolları ile birlikte yaklaşık 10.400 km²'lik bir alanı drene eden bu akarsu, Orta Toros Dağları'ndan (Geyik Dağları) kaynağını alarak Silifke Deltası üzerinden Akdeniz'e dökülmektedir.

Bu kesimdeki başlıca jeomorfolojik birimler; vadiyi çevreleyen aşınım yüzeyleri, vadi yamaçları, sekiler, alüvyal yelpazeler, taşkın ovası, akarsu yatağı ve yatak içerisinde yer alan nehir adalarıdır. Bu birimler, Göksu Nehri'nin flüvyal aktivitesi ve nehrin çevresel değişimlere tepkisi beraberinde oluştukları için jeomorfolojik evrim açısından önemli bulgular niteliğindedir. Bu nedenle, çalışma alanında sekiler ve akarsu yatağı birimleri öncelikli olmak üzere bütün jeomorfolojik birimler ayrıntılı olarak haritalanmış ve incelenmiştir (Şekil 13).



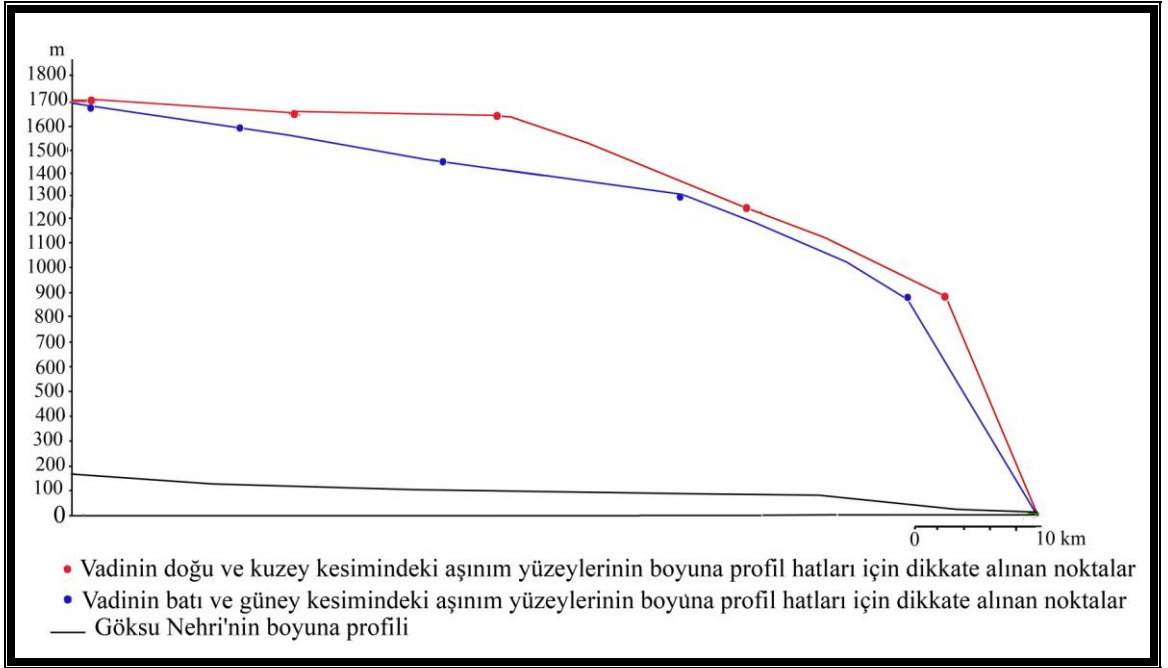
Şekil 13: Göksu Nehri vadisinin jeomorfoloji haritası.

3.1. Aşınım Yüzeyleri

Çalışma alanında Göksu Nehri'ne ait, bulunabilen en eski seki, deniz seviyesinden yaklaşık 450 m yükseklikte yer almaktadır. Bu seviyeden daha yukarıda herhangi bir seki kalıntısına rastlanmamıştır. Araştırma alanı sınırları içerisinde, söz konusu seviyenin ardından vadiyi çevreleyen iki ayrı aşınım yüzeyi seviyesi olduğu tespit edilmiştir. Bunlardan ilki, Göksu Nehri Vadisi'nin Mut yakınlarındaki kesiminde yaklaşık olarak 1600-1700 metrelerde yer alır. İkinci aşınım yüzeyi ise yine aynı bölgede 600-700 metreler arasında gözlenmektedir (Şekil 15, 16, 17). Bu seviye, vadinin aşağı çığırına doğru, eğime bağlı olarak düşer ve yaklaşık 1200-1300 metrelere iner. İkinci seviye ise vadinin aşağı kesiminde 400 metrelere kadar düşmektedir.

Çalışma alanında üç farklı bölgeden aşınım yüzeylerine ait enine kesitler elde edilmiştir. İlk kesit, kuzeyde Bucakkışla ve Derinçay arasındaki bölgeden (Teke Dağı-Gökçetaş doğrultusunda), ikinci kesit Derinçay ve Mut arasındaki kesimden (Karınbeleni Tepe-Kilimli Dağı doğrultusunda), son kesit ise güneyde Mut ve Silifke arasındaki bölgeden (Gülнар- Alibaba Tepe doğrultusunda) elde edilmiştir. Bu bölgelerde aşınım yüzeylerinin farklı jeolojik birimleri kestiği görülmektedir. Örneğin en kuzeyde yer alan kesit hattı; Mut Formasyonu (resifal kireçtaşı, killi kireçtaşı), Üzümvermez Formasyonu (kireçtaşı, kumtaşı, çakıltaşı, marn), Kuztepe Formasyonu (neritik kireçtaşı), Karakuz Formasyonu (kireçtaşı, dolomit, şeyl), Aybastı Formasyonu (çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası, volkanoklastikler) ve Fakırca Formasyonu (killi kireçtaşı, marn, silttaşı, ve şeyl ara bantları) gibi birimleri kesmektedir.

Yapılan enine kesit çalışmasının yanı sıra, Göksu Nehri Vadisi'nin her iki yakasından, bölgedeki en yüksek aşınım yüzeyi seviyesine ait boyuna profiller elde edilmiştir. Dolayısıyla gerek nehrin boyuna profili ile gerekse aşağı çığıra doğru gerçekleşen topografik eğim düşüşü ile söz konusu seviyenin bağlantısı incelenmiştir. Buna göre oluşturulan grafikte nehrin her iki yakasındaki eğrilerin de birbirini destekleyecek şekilde paralel uzandığı ve Göksu Nehri'nin boyuna profili/yatak eğimi ile uyumlu olduğu görülmektedir.

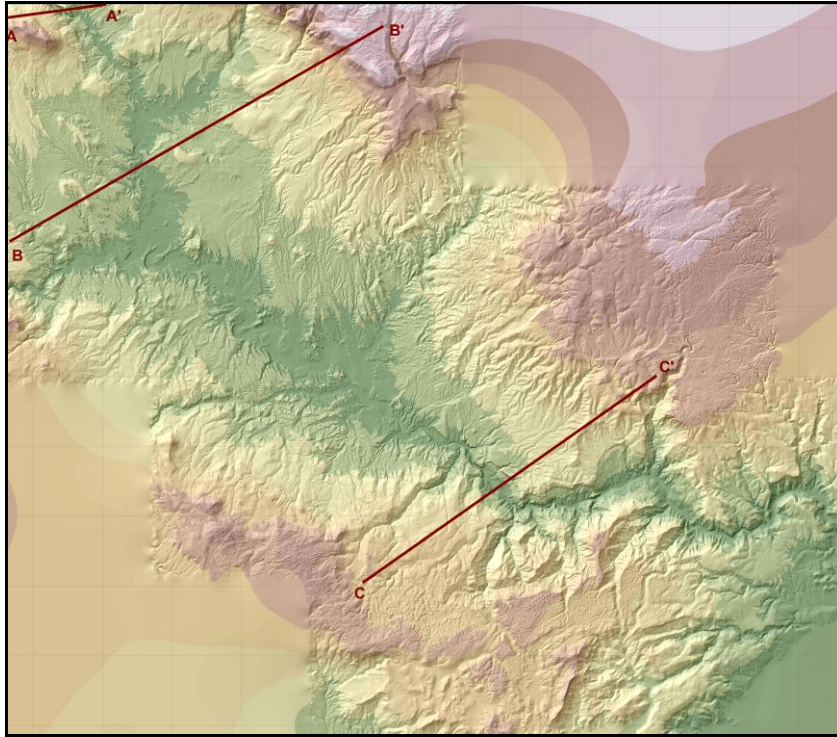


Şekil 14: Göksu Nehri Vadisini çevreleyen yüksek aşınım yüzeyinin boyuna profil hattı. İnceleme alanının kuzeyinde yaklaşık 1700-1800 metrelerde gözlenen yüksek aşınım yüzeylerinin seviyeleri, alanın güneyine doğru (Akdeniz'e yaklaştıkça) düşmekte ve 1200-1300 metrelerden 900 metrelere kadar alçalmaktadır. Göksu nehri vadisinin her iki yamacındaki aşınım yüzeylerinin boyuna profilleri ile vadi tabanının boyuna profili arasında paralellik dikkat çekmektedir.

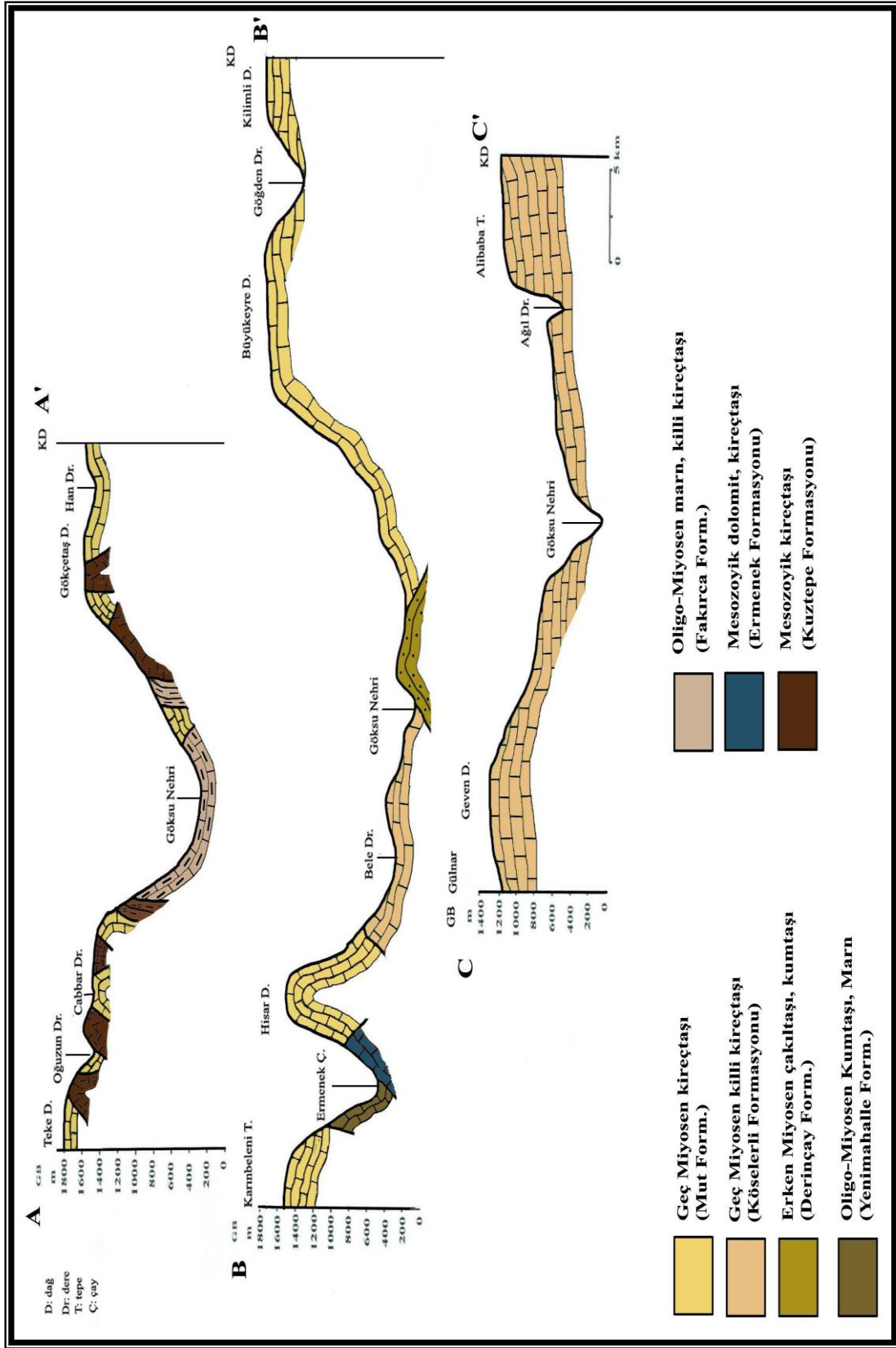
Aşağıdaki şekilde, Teke-Gökçetaş Dağları arasındaki hat (en üstteki kesit), araştırma alanının kuzey sınırını temsil etmekte, buradaki yüksek aşınım yüzeyleri 1600-1800 metrelerde takip edilmektedir.

Karınbeleni Tepe-Kilimli Dağ arasındaki hat (ortadaki kesit); araştırma alanının orta bölümünü (Mut güneyini) temsil etmekte ve buradaki yüksek aşınım yüzeyleri 1600-1700 metrelerde takip edilmektedir. Yaklaşık 400 metrelerden itibaren sekiler görülür.

Geven Dağı-Alibaba Tepe arasındaki hat ise (en alttaki kesit), alanın güney bölümünü temsil etmektedir. Bu bölümde gözlenen yüksek aşınım yüzeylerinin seviyesi 1200 metrelerde, alçak aşınım yüzeylerinin seviyesi 600 metrelerde karşımıza çıkmaktadır.



Şekil 15: Göksoy Nehri vadisini çevreleyen aşınım yüzeylerinin profil hatları.



Şekil 16: Gökusu Nehri vadisini çevreleyen aşınım yüzeylerinin enine profilleri.

3.2. Göksu Nehri vadisi

Göksu Nehri, kaynağını aldığı Orta Toros dağlarından Akdeniz'e ulaştığı Göksu Deltası'na kadar yaklaşık 260 km uzunluğundaki vadisi ile Akdeniz Bölgesi'nin en önemli akarsularından biridir. Nehir, izlediği rotası boyunca, yan kolları ile birlikte çeşitli litolojik birimleri kesmekte ve bu litolojilerin etkisiyle dar ve derin vadiler oluşturmaktadır. Göksu Nehri'nin en önemli kolları, Ermenek Çayı, Pirinç Suyu ve Kurt Suyu'dur.

Göksu Nehri vadisi, kabaca KB-GD yönünde uzanmakla birlikte, araştırma alanının kuzeyindeki Derinçay Boğazı ile güneyindeki Mucuk yerleşmesi arasında K-G yönlü bir uzanış sergilemektedir. Buna karşılık, Mucuk ile Silifke arasında KB-GD doğrultusuna yönelerek Akdeniz'e ulaşır.

Vadinin araştırma alanı olarak belirlenen Derinçay-Silifke arasındaki bölümü, yaklaşık 100 km'dir. Rotası boyunca genel olarak dar bir alüvyal tabanına sahiptir. Bununla birlikte yatakta yer yer genişlemeler görülür. Vadinin daraldığı kesimler, kuzeyde Derinçay Boğazı ile güneyde Silifke Boğazı'dır. Bu kesimlerde Göksu Nehri, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı karbonatlı kayalar ile Erken Miyosen yaşlı karasal kırıntıları kesmektedir. Buna karşılık, çalışma alanının büyük bölümünde Geç Miyosen yaşlı denizel sedimentler içerisinde akar. Dolayısıyla, nispeten dirençsiz olan Geç Miyosen denizel birimleri üzerinde vadinin genişliği ve yayvanlığı artarken, Paleozoyik-Mesozoyik ve Erken Miyosen yaşlı kayaların nispeten aşınma direnç gösterdiği yerlerde büyük oranda litolojik yapı ile ilgili olarak vadi V şeklini almakta ve dar bir profil sergilemektedir. (Foto 4, 5).

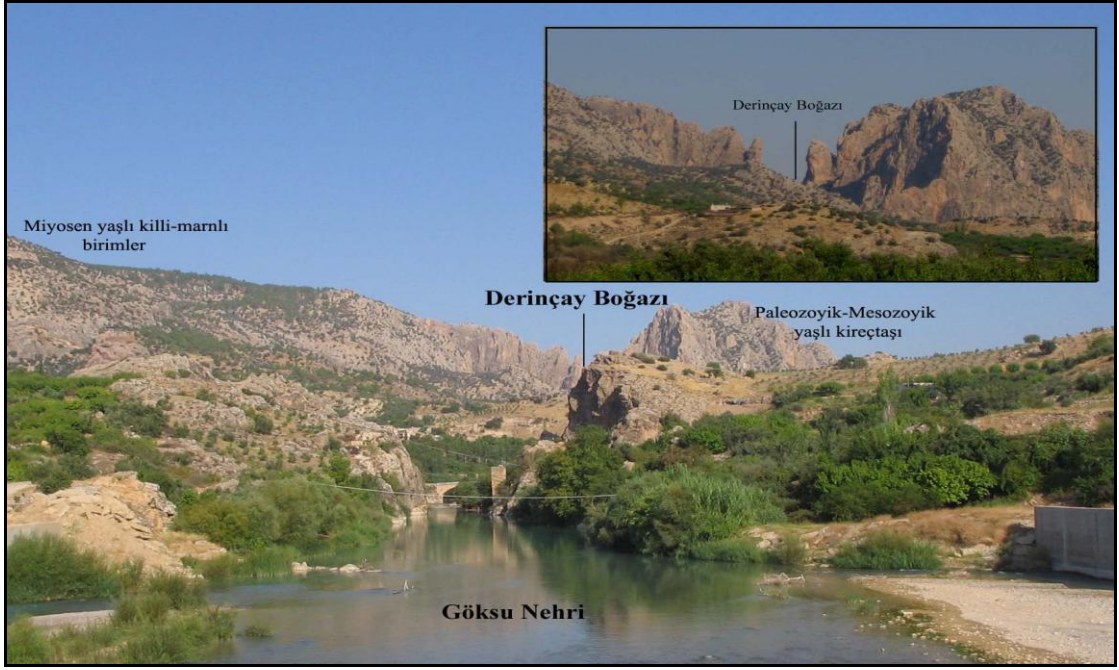


Foto 4: Derinçay Boğazi'na güneyden bakış.



Foto 5: Silifke Boğazi'na güneyden bakış.

3.2.1. Göksu Nehri vadisinin enine kesit özellikleri

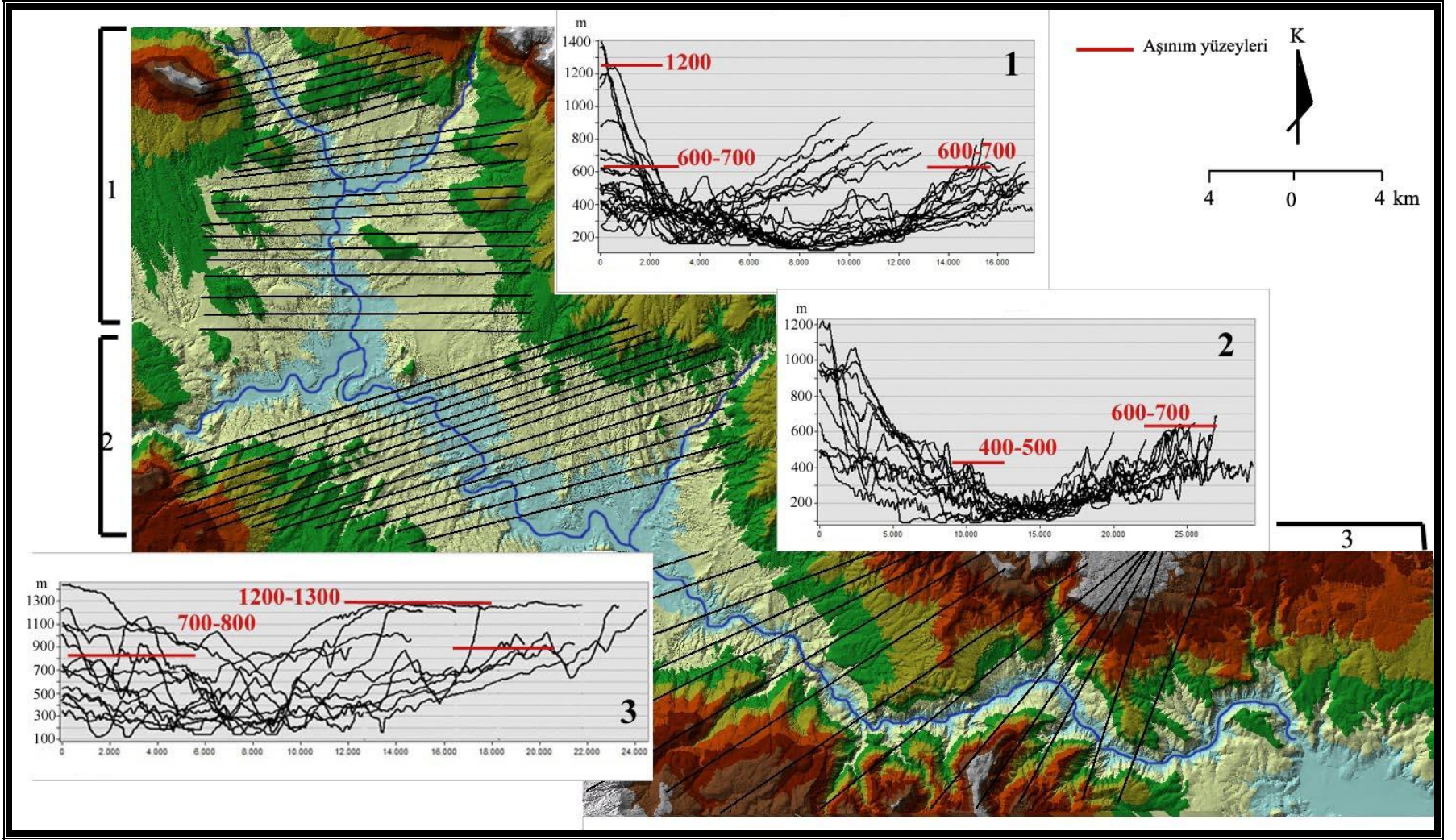
Araştırma alanında Göksu Nehri vadisinin alana yerleşme sürecini ve vadi yamaçlarının özelliklerini ortaya koymak amacıyla, öncelikle vadinin sayısal yükselti modelinden bindirilmiş (süperempoze) profiller elde edilmiştir. Bunun yanında, yamaçların şekillenmesinde oldukça önemli payı olan akarsu sekilerinin yoğun olduğu alanlardan toplam 13 enine kesit oluşturulmuştur.

Kesit hatlarının tümü, Geç Miyosen yaşlı, killi-marnlı denizel birimlerden meydana gelen Köşerli Formasyonu üzerindedir (Şekil 18). Bu durum, alüvyal sedimentlerin altında uzanan denizel birimlerin, vadi yamaçlarının şekillenmesinde litolojik bir fark yaratmadığını ortaya koymaktadır.

Göksu Nehri vadisinden elde edilen kesitler, araştırma alanındaki yamaçların yapısını göstermelerinin yanında, bu çalışmada büyük önem taşıyan, vadinin jeomorfolojik gelişiminin aydınlatılmasına katkı sağlayan “genelleştirilmiş vadi enine kesitinin” oluşturulmasında kullanılmıştır.

Enine kesit hatları, çalışma alanı içerisinde özellikle Suçatı, Çiftçiler, Kâhyalı, Kışlaköy ve Hocalı köylerinin yakın çevrelerinde, çeşitli seviyelerde sekilerin basamaklı yamaçlar meydana getirdiğini göstermektedir.

Göksu Nehri vadisinin boyuna profili ise tektonik özellikler bölümü içerisinde verildiği için burada tekrar ele alınmamıştır.



Şekil 17: Derinçay- Silifke arasında Göksu Nehri Vadisi'nde yamaç profili analizlerini gösteren sayısal yükselti modeli. İlk iki profilde, alanın kuzeyi ile boğaz başlangıcı arasında, bej tonlarla gösterilen bölgeler, çok sayıda sekinin sıralandığı nispeten basamaklı yamaçlar olarak dikkat çekmektedir. Boğazdan Silifke'ye kadar olan kesim ise (3) oldukça dik yamaçları ile dikkat çeker.

3.3. Sekiler

Akarsu vadilerinin evrim sürecinin herhangi bir devresini temsil eden, korunabilmiş ya da bir diğerk ifadeyle terk edilmiş yatak ve taşkın ovası depoları olan sekiler (Leopold vd., 1995), flüvyal sistemlerdeki değışimleri yansıtmaları bakımından çok önemli bir araştırma alanıdır. Bu nedenle, morfolojik evrim çalışmaları sekilerin dağılışı, seviye farkları, istif yapıları ve ayırt edici dolgularının tespiti oldukça önem taşımaktadır.

Bu çalışmada, Mut (Derinçay)-Silifke arasını kapsayan bölgede, Göksu Nehri'ne ait 16 seki basamağı tespit edilmiştir (Şekil 19, 20). Söz konusu seviyelerin bir bölümü, kolayca tanınabilecek alüvyal dolgulara sahipken, bir kısmı da arazi üzerindeki dağınık çakıllarıyla ya da çakılsız yüzeyleriyle (erozyonal basamak) dikkat çekmektedir. Bu nedenle çalışma alanındaki sekiler, alüvyona sahip olanlar ve olmayanlar şeklinde iki kategoride değerlendirilmiş, depodan yoksun olan basamaklar *olası seki* olarak ele alınmıştır.

Sekiler, çalışma alanı içerisinde özellikle Hamam Köy-Hocalı Köy (Silifke Boğazı) arasında, vadinin genişlediğı alanlarda yoğunluk kazanmaktadır. Bu genişlemenin nedeni, killi-marnlı Köselirli Formasyonu'nun bu alandaki varlığı olmalıdır. Mesozoyik yaşlı kireçtaşından meydana gelen Silifke Boğazı'nın araştırılabilen bölümlerinde, herhangi bir seki kalıntısına rastlanmamıştır. Bu durum, vadinin darlaştığı kesimlerde sekilerin oluşmadığına veya aşındığına işaret edebilir.

Çalışma alanı içerisinde sekiler, özellikle Hamam Köy, Suçatı, Mucuk, Çiftçiler, Kâhyalar, Köselerli, Ceritler ve Kemenli köyleri çevrelerinde sık basamaklar oluşturmaktadır. Çiftçiler ve Hocalı Köyleri çevresinde S1-S16 arasındaki seki seviyelerinin meydana getirdiği basamaklar dikkat çekicidir (Foto 6-10). Çalışma alanındaki S10-S16 arası seviyeler, alanın kuzeyinden Hocalı Köyü'ne kadar yer yer kesintili de olsa takip edilebilmektedir.

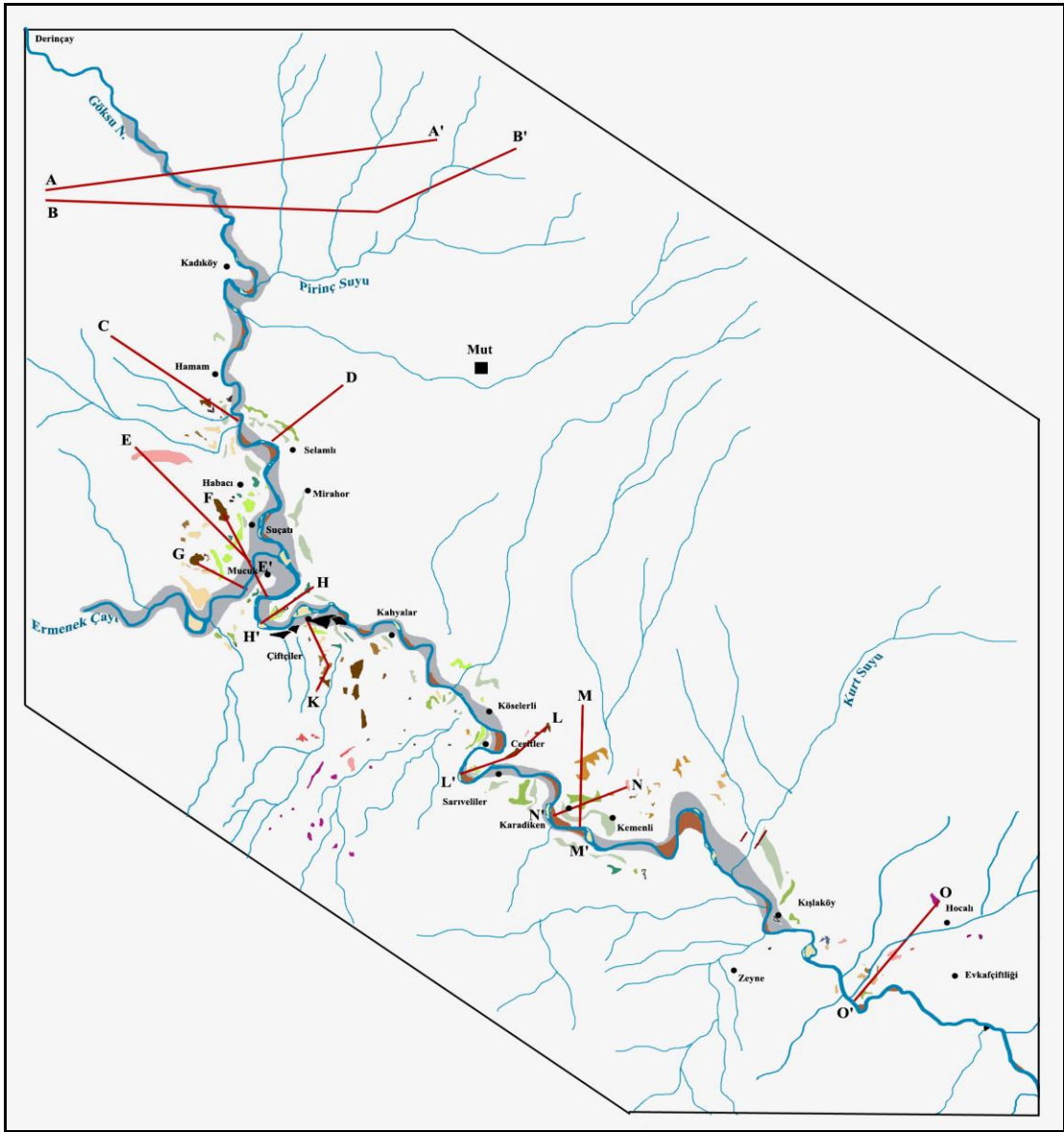
Silifke boğazına ek olarak Mut'un batısı ve güneybatısında yer alan Kızıldağ ve Bozdağ çevreleri ise sekilerden yoksun alanlardır. Bu alanlarda sekilere rastlanmaması, olasılıkla sekilerin korunamamış olmasından kaynaklanmaktadır. Silifke Boğazı'nda uzanan karayolunun izlediği dik yamaçlarda bazı çakıl döküntülerine rastlanmışsa da bu döküntülerin sekilerle ilişkisi kurulamamıştır.

3.3.1. Sekilerin Morfometrik ve Alansal Dağılımları

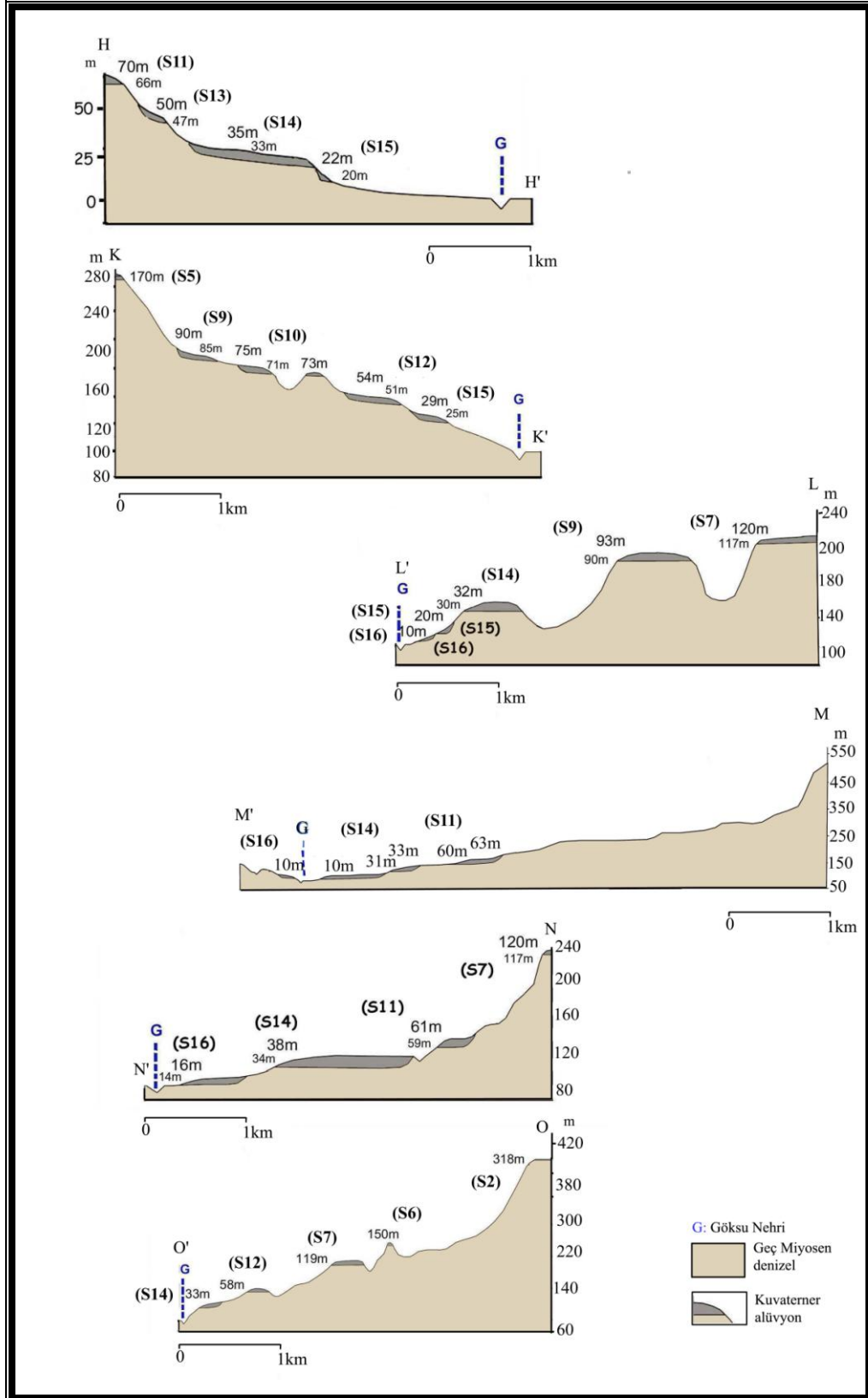
Çalışma alanında tespit edilebilen en eski seki, deniz seviyesinden 450 metre yüksekte yer almaktadır. Nehirden yüksekliği 367 metre olan bu seki (S1), sadece Hocalı Köy yakınlarında gözlenmiştir. Araştırma alanındaki en genç (en alçak) seki ise 9-10 metre olarak belirlenmiştir. Ancak saha araştırmaları sırasında tespit edilememiş olmakla birlikte alanda 2-3 metre sekisinin de olduğu düşünülmektedir. Mevcut en alçak seki (S16), vadi boyunca birçok alanda kesintili de olsa takip edilebilmektedir.

Çalışma alanında belirlenen sekilerin nisbi seviyeleri şöyle sıralanabilir; 9-10 metre, 20 metre, 34 metre, 44 metre, 52 metre, 64 metre, 72 metre, 90 metre, 100 m,

121 metre, 153 metre, 170 metre, 221 metre, 240 metre, 318 metre, 367 metre (Şekil 20, 21). Genelleştirilmiş vadi enine kesitinde görüleceği gibi, 9-10 m seviyesinden 121 m seviyesine kadar tespit edilen seki dizilerinin tümü, genellikle 10 metre ve 20 metre arayla, oldukça sık basamaklı bir profil oluşturmaktadır. Ayrıca bu seviyelerdeki sekilerin tümü, en az 2-3 metre kalınlıkta alüvyona (konglomera deposu) sahiptirler. 153 metre ve üzerinde yer alan, tipik seki özelliği göstermeyen *olası seki* basamakları arasındaki seviye farkı ise 20 ila 80 metre arasında değişmektedir (Şekil 22).



Şekil 18: Gökso Nehri vadisinin enine kesit hatları.



Şekil 19 b): Göksu Nehri Vadisi'nden elde edilen enine kesit örnekleri görülmektedir.

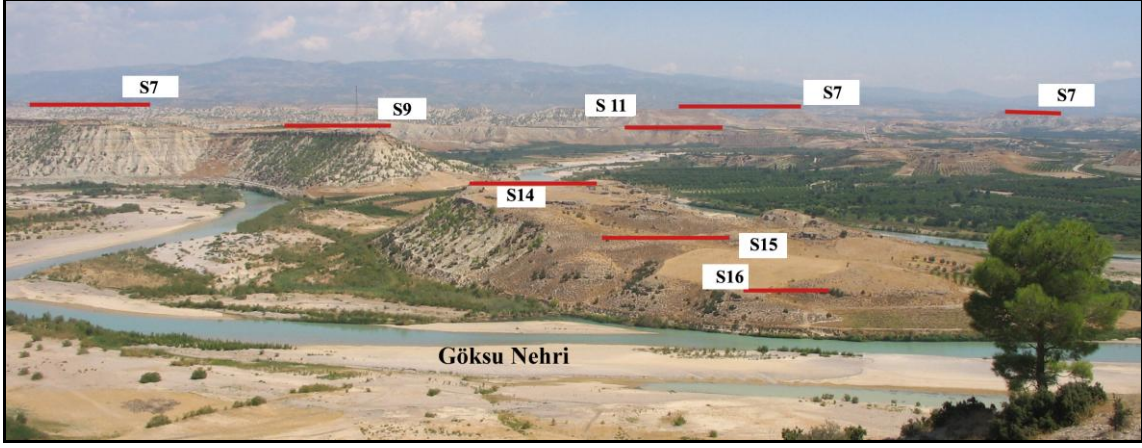


Foto 6: Hacimahmutlu Tepesi yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

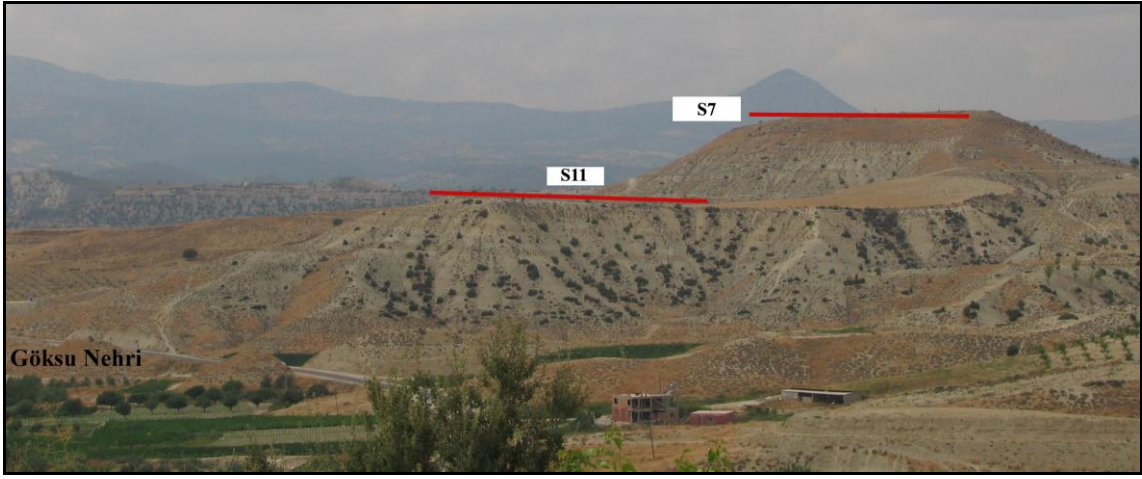


Foto 7: Karatepe yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Kuzeybatıya bakış).

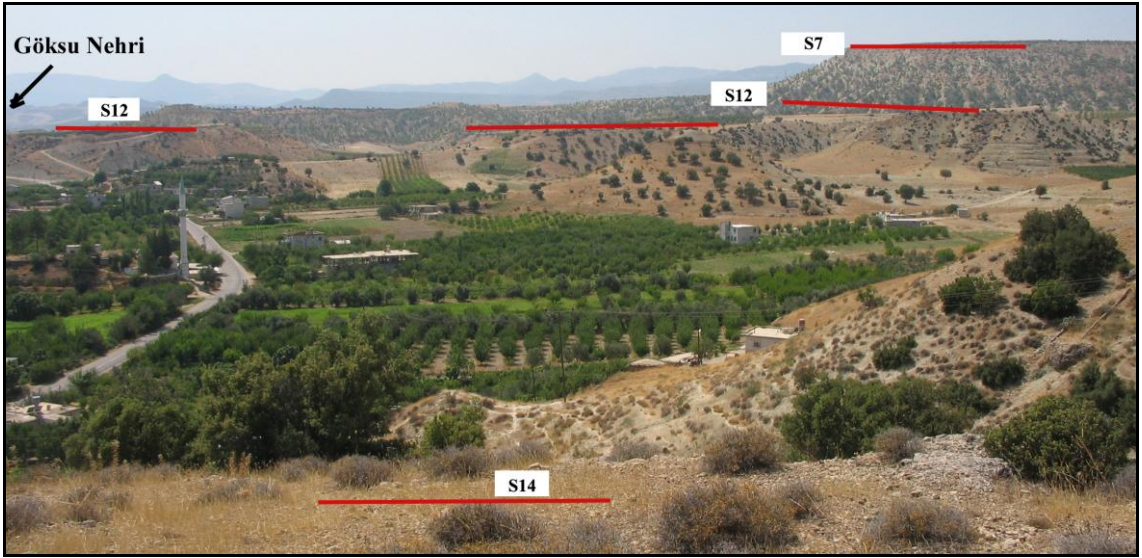


Foto 8: Hamamköy yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

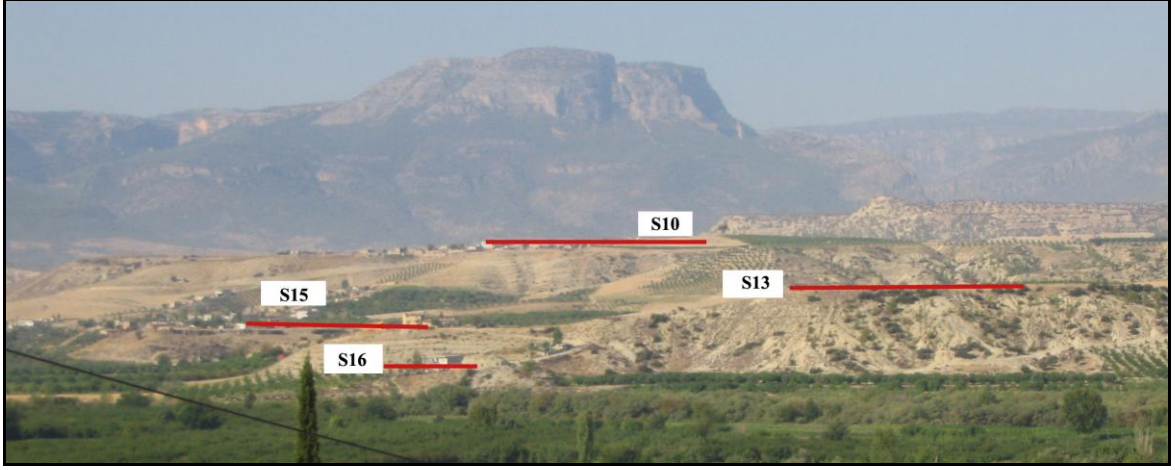


Foto 9: Suçatı yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Batıya bakış).

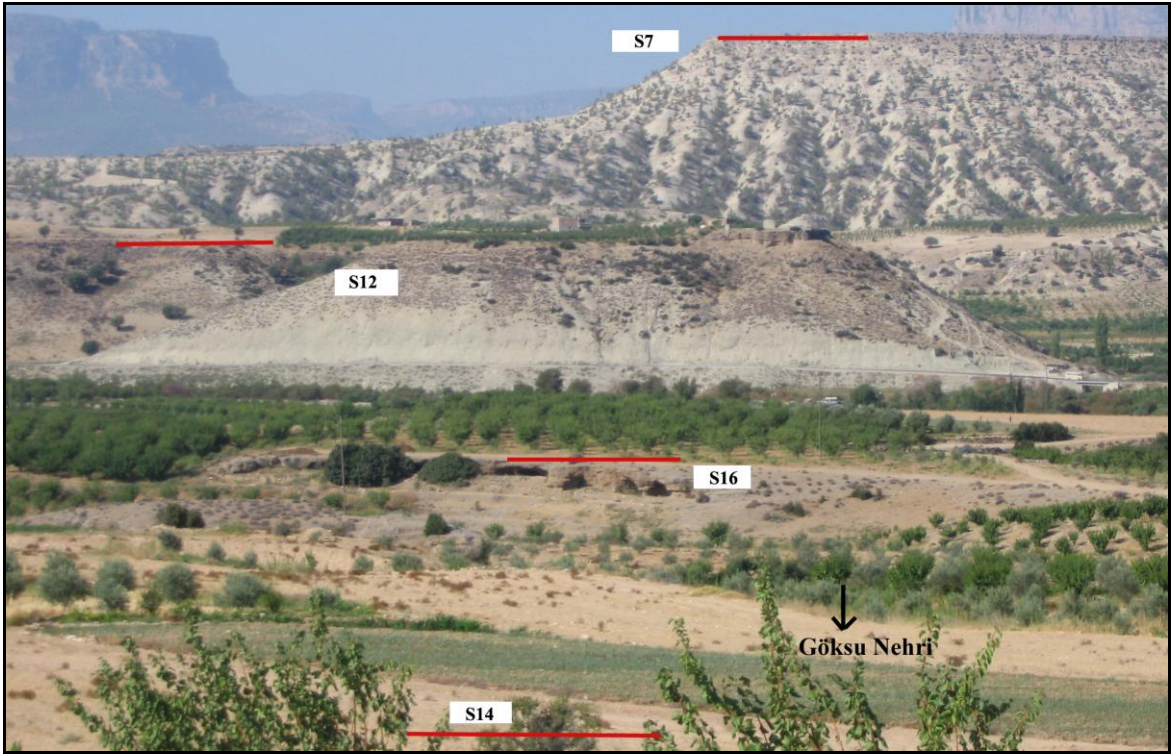
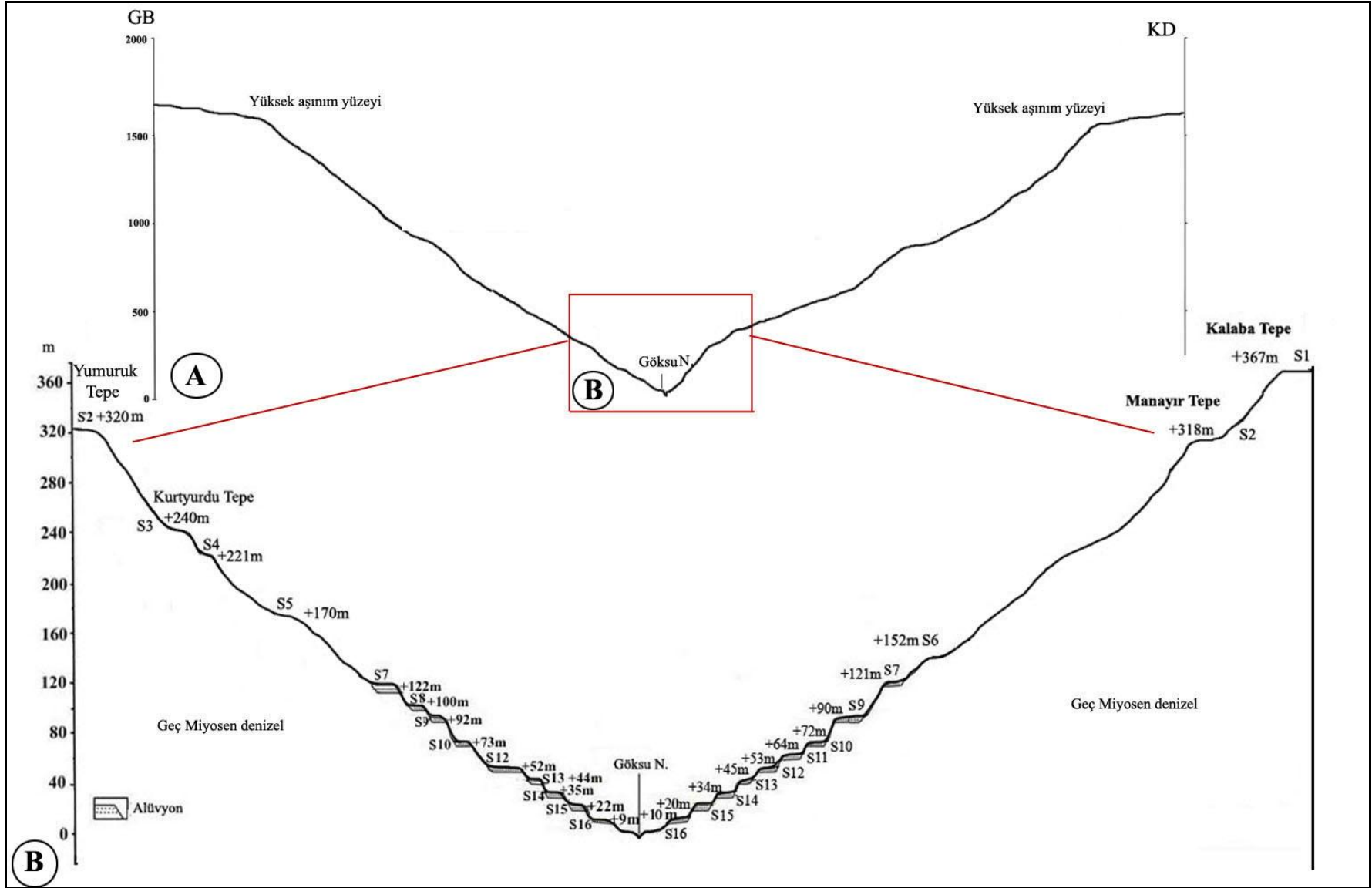


Foto 10: Hamamköy yakınlarında seki basamaklarının görünümü (Güneybatıya bakış).



Şekil 20: Göksu Nehri vadisi ve yakın çevresinin genelleştirilmiş enine kesiti (yatay ölçek kullanılmamıştır).

3.3.2. Göksu Nehri seki serisinin genel özellikleri

3.3.2.1.S1 sekisi

Deniz seviyesinden yüksekliği, Hocalı Köyü yakınlarında 450 metre, nisbi yüksekliği 367 metre olan bu seki, çalışma alanında sadece Hocalı köyü yakınlarındaki Kalaba Tepe’de gözlenmiştir (Foto 11). S1 seviyesi, çalışma alanındaki en yüksek seki seviyesidir ve aşınım sekisi özelliğindedir. Bu nedenle, alanda aynı özelliği taşıyan diğer birimler gibi bu yüzey de alüvyal depodan yoksun yüzey olarak nitelendirilmiştir. Seki üzerinde yer alan yarı yuvarlaklaşmış sediment, fiziksel günlenme ürünüdür. Çünkü bu sediment, litolojik özelliği bakımından Göksu Nehri’nin alüvyal deposu ile benzer özellik göstermemekte ve yuvarlaklaşmış akarsu çakıllarının aksine, kısmen köşeli bir görünüm sergilemektedir.



Foto 11: Hocalı Köyü’nün kuzeyinde yer alan Kalaba Tepe- olası S1 sekisinin görünümü.

3.3.2.2. S2 sekisi

Nehir seviyesinden yüksekliği 318 metre olan S2 sekisi, çalışma alanındaki bir diğer yüksek sekidir. Bu seki, yine S1 seviyesi gibi çalışma alanı içerisinde sınırlı bir dağılışa sahiptir. Çiftçiler Köyü güneyindeki Yumuruk Tepe (+318 metre) ve Hocalı Köyü kuzeyindeki Manayır Tepe (+320 metre) lokasyonları, bu sekinin en iyi gözlendiği alanlardır. Ayrıca S2 seviyesi, iftiler Köyü güneyindeki Yumuruk Tepe yakınılarında çok sayıda kk tepecikler halinde varlığını korumaktadır (Foto 12). Ancak bu tepeler genellikle alüvyal depodan yoksun alanlar olarak karşımıza çıkmaktadır.

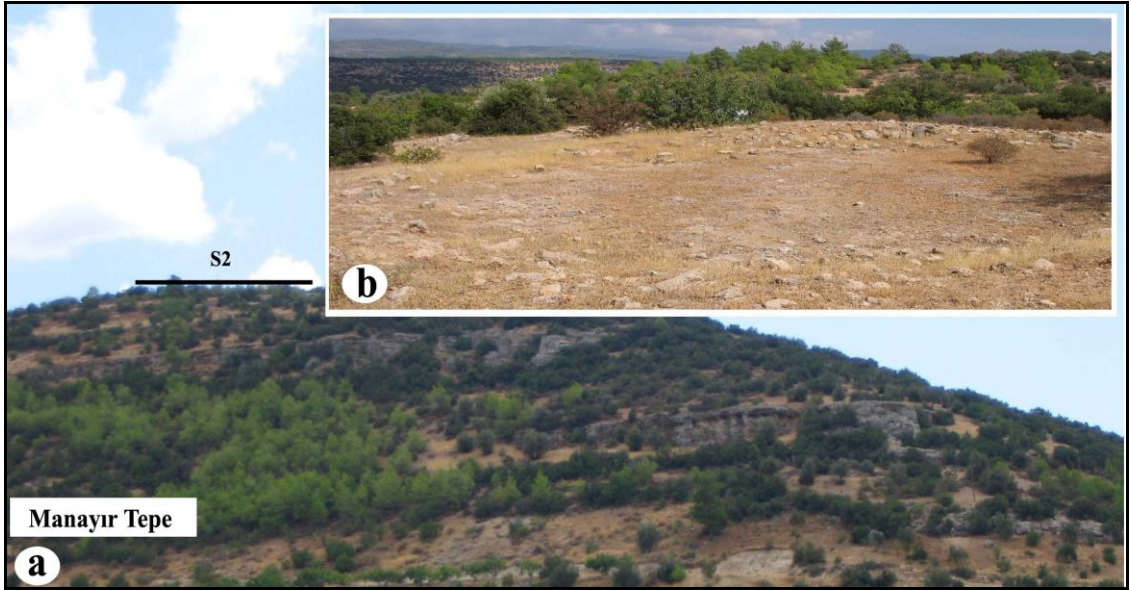


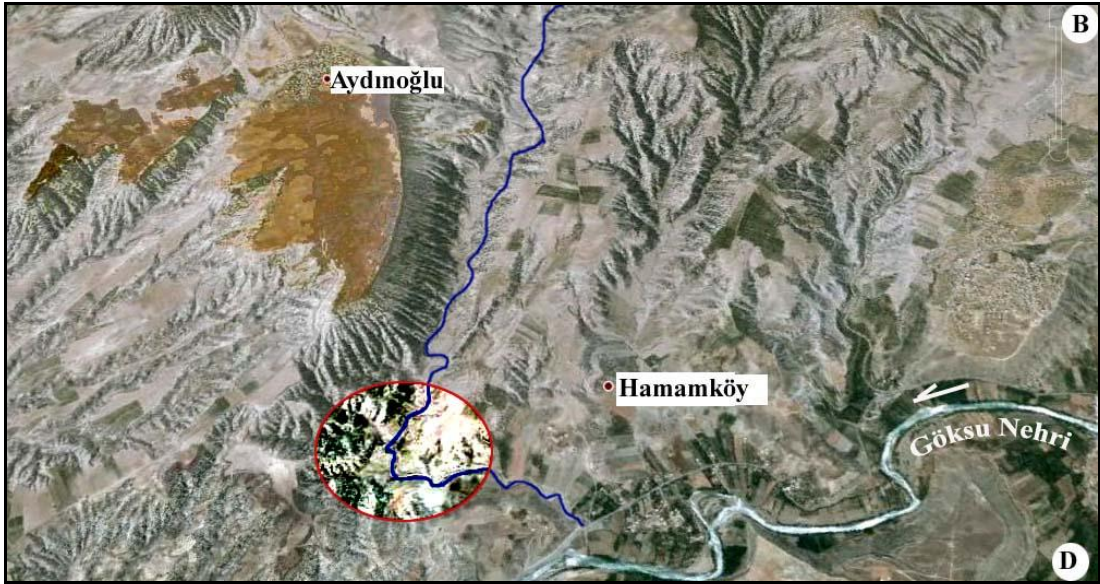
Foto 12 a: Hocalı Köyü'nün kuzeybatısında yer alan Manayır Tepe-olası S2 sekisinin görünümü. **b)** Seki yüzeyi üzerinde, dağımlık halde, yarı yuvarlaklaşmış günlenme materyali bulunmaktadır.

3.3.2.3. S3 sekisi

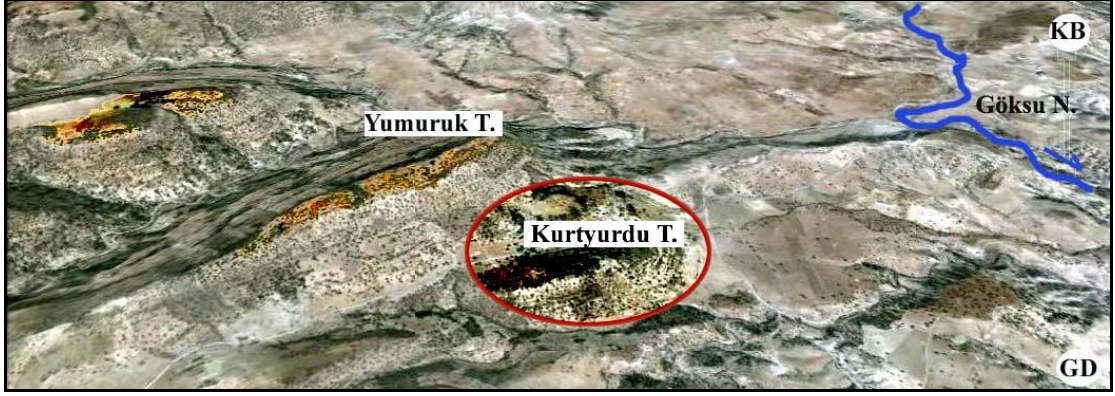
Nisbi yüksekliği 240 metre olan S3 sekisi, çalışma alanında iftiler Köyü güneyinde gözlenmiştir. Bu seviye de S1 ve S2 seviyeleri gibi alüvyal depodan yoksun yzeylerdendir. Yumuruk Tepe-S2 sekisi yakınlarında tespit edildiği bu bölge dışında, bu sekiye çalışma alanı içerisinde rastlanmamıştır.

3.3.2.4. S4 sekisi

Nehir seviyesinden yüksekliği 221 metre olan bu seviye yine alüvyal depodan yoksun bir yüzeydir. Çalışma alanında sadece Hamam Köy yakınlarındaki Aydınoğlu Tepesi'nde ve iftiler Köyü güneyinde Kurtyurdu Tepe'de gözlenmiştir (şekil 22 ve 23).



şekil 21: S4 seviyesindeki Aydınoğlu Tepesi-221 metre sekisinin uydu görüntüsü. Daire içine alınan bölüm, apar Dere'nin ani dirsek oluşturduğu bölümü göstermekte, koyu kahverenkli bölüm S4 seviyesini ifade etmektedir (Googleearth, son erişim Nisan 2013).



Şekil 22: S4 seviyesindeki Kurtyurdu Tepe- olası 220 metre sekisinin uydu görüntüsü (Googleearth, son erişim Nisan 2013).

3.3.2.5. S5 sekisi

S5 sekisinin nehirden yüksekliği yaklaşık olarak 170 metredir. Bu seviye, Çiftçiler köyü yakınlarında tespit edilmiştir (Foto 13). Seki üzerinde kimi yerlerde dağınık halde çakıllar görülmekteyse de bunlar olasılıkla ayrışma ürünleridir (Foto 13).

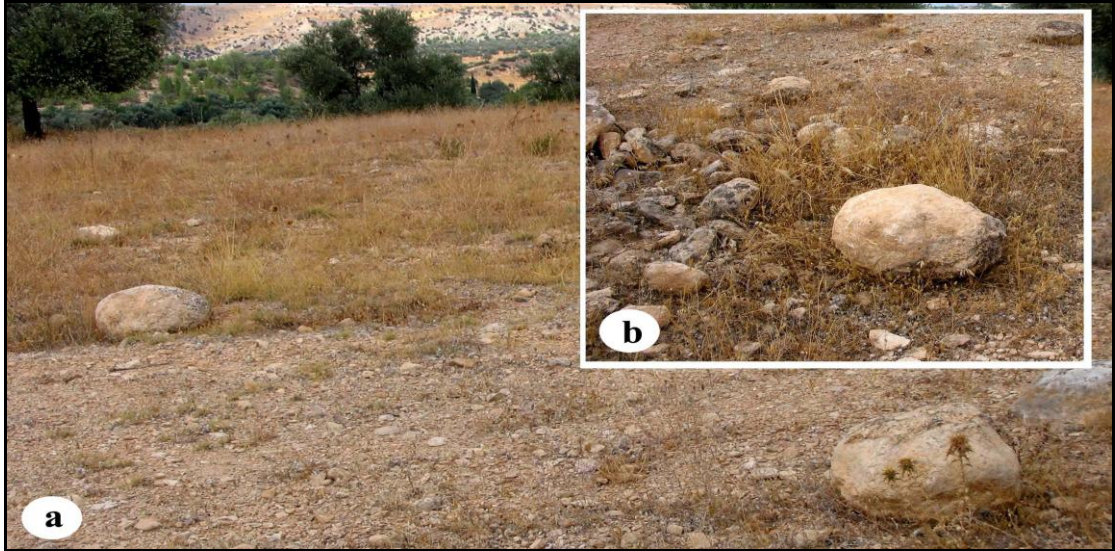


Foto 13 a: Çiftçiler Köyü güneyinde olası S5 (170 metre) sekisinin görünümü. **b)** S5 seviyesi üzerinde, kısmen yuvarlaklaşmış günlenme materyali görülmektedir.

3.3.2.6. S6 sekisi

Bu seviyenin nehirden yüksekliği yaklaşık 153 metredir. S6 seviyesi, çalışma alanında sadece Hocalı Köy yakınlarında, Dedeoğlu Tepe’de (+153 metre) gözlenmiştir. Bu seviye, diğer yüksek sekiler gibi (S1-S5) alüvyal depo içermez.

3.3.2.7. S7 sekisi

Nehirden yüksekliği ortalama 121 metre olan S7 seviyesi, çalışma alanı içerisinde pek çok alanda takip edilebilmektedir. Genellikle maksimum 4 metre kalınlıkta çakıl deposuna sahip olan seki, çoğunlukla küçük tepecikler halinde varlığını korumuştur. Dolayısıyla bu seviyenin, aşınımdan arta kalan ve alüvyal deposu olan en yüksek seki basamağı olduğu söylenebilir. S7 seviyesi, çalışma alanında özellikle Hamam Köy, Hacımahmutlu Tepeleri, Çiftçiler ve Kemenli Köyleri yakınlarında dikkat çekmektedir (Foto 14 ve 15)

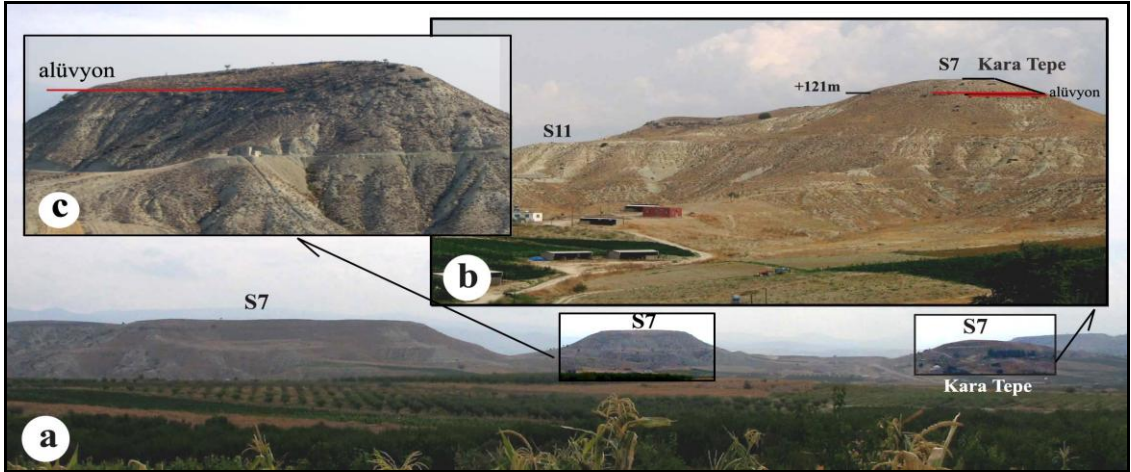


Foto 14 a: Kemenli Köyü kuzeyinde yer alan Kara Tepe-olası 121 metre sekisi ve eş seviyedeki diğer sekilere ait görünüm. **b)** Kara Tepe S7 seviyesi, S11 seviyeleriyle (+60 metre sekisiyle) birlikte gözlenmekte ve yaklaşık 2-3 metre alüvyon depoya sahiptir.

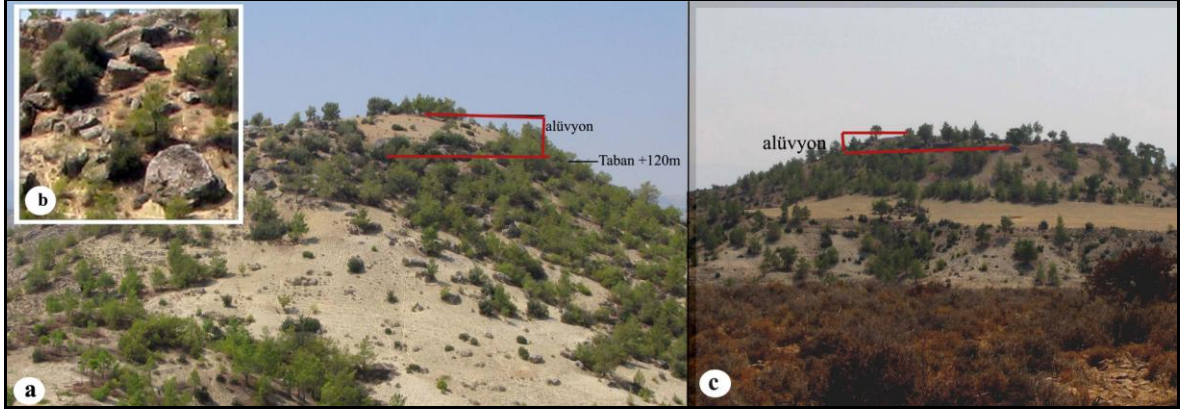


Foto 15 a: Ziyaret Tepe S7 seviyeleri. **b)** Ziyaret Tepe sekisinin alüvyal deposuna ait görünüm. **c)** Haydar Tepe S7 seviyesine ait fotoğraf görülmektedir. Her iki seki de yaklaşık 1-2 metre kalınlıkta çakıl deposuna sahiptir.

3.3.2.8. S8 sekisi

S8 seviyesinin nehirden yüksekliği yaklaşık 100 metredir. Bu seviye sadece Kâhyalar Köyü güneyinde S9 seviyesi ile birlikte, ardışık iki seviye olarak gözlenmiştir. Bu seki, masif halde istiflenmiş, ağırlıklı olarak tane destekli ve yuvarlak çakıllardan oluşmaktadır.

3.3.2.9. S9 sekisi

Çalışma alanında yaygın olarak gözlenen bu sekinin nehirden yüksekliği 90 metredir. S9 sekisinin takip edilebildiği başlıca bölgeler, Kâhyalar Köyü güneyi, Hacımahmutlu Tepeleri ve Kemenli Köyü yakınlarıdır (Foto 16 ve 17). Bu seki, çalışma alanı içerisinde pek çok bölgede, genellikle 4-5 metre kalınlıkta kum ve çakıl deposu beraberinde tespit edilmiştir. Seki deposunu meydana getiren çakıllar, düzensiz ve güçlü bir akışa işaret eder nitelikte tane destekli ve masif katmanlıdır.

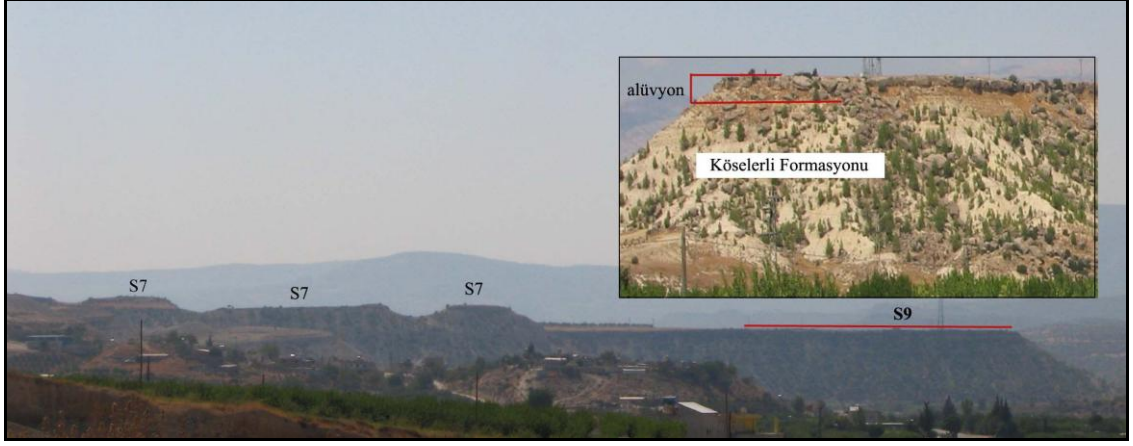


Foto 16 a: Hacımahmutlu Tepesi yakınlarında S9 ve S7 seki seviyesinin görünümü.

b) Hacımahmutlu Tepe S9 sekisinin alüvyal deponusunun görünümü.

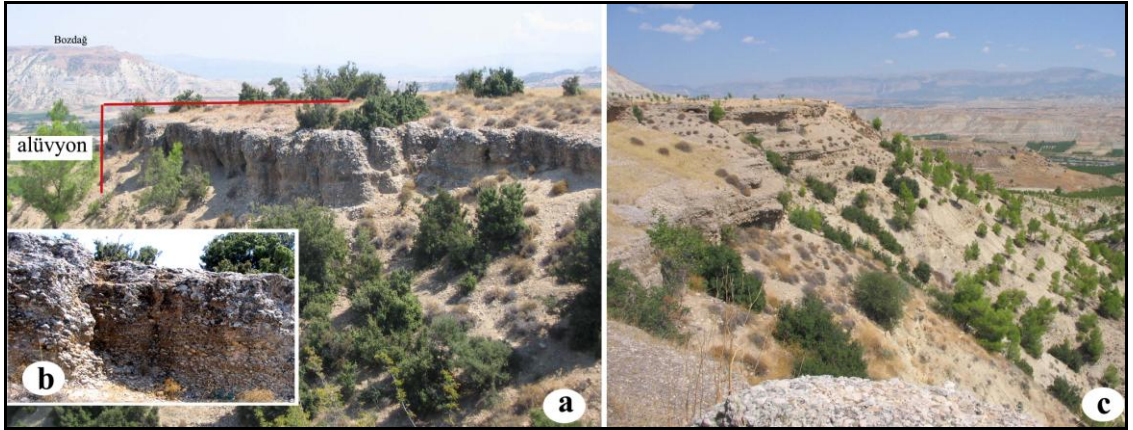


Foto 17 a: Çiftçiler Köyü yakınlarında gözlenen S9 seviyesi. **b)** Çiftçiler 90 m sekisinin alüvyal dolgusunun görünümü. **c)** Çatırık 90 m sekisinin görünümü.

3.3.2.10. S10 sekisi

Bu sekinin nehirden yüksekliği ortalama 72 metredir ve çalışma alanında sıklıkla gözlenmektedir. En az birkaç metrelik seki deposuna sahip olan S10 seviyesi, araştırma alanında özellikle Hamam Köy, Çiftçiler, Kemenli ve Kışlaköy yakın

çevresinde yaygın olarak gözlenmektedir (Foto 18). İnceleme alanında genellikle konglomera görünümündeki depo, tane destekli yapısı ile dikkat çeker.

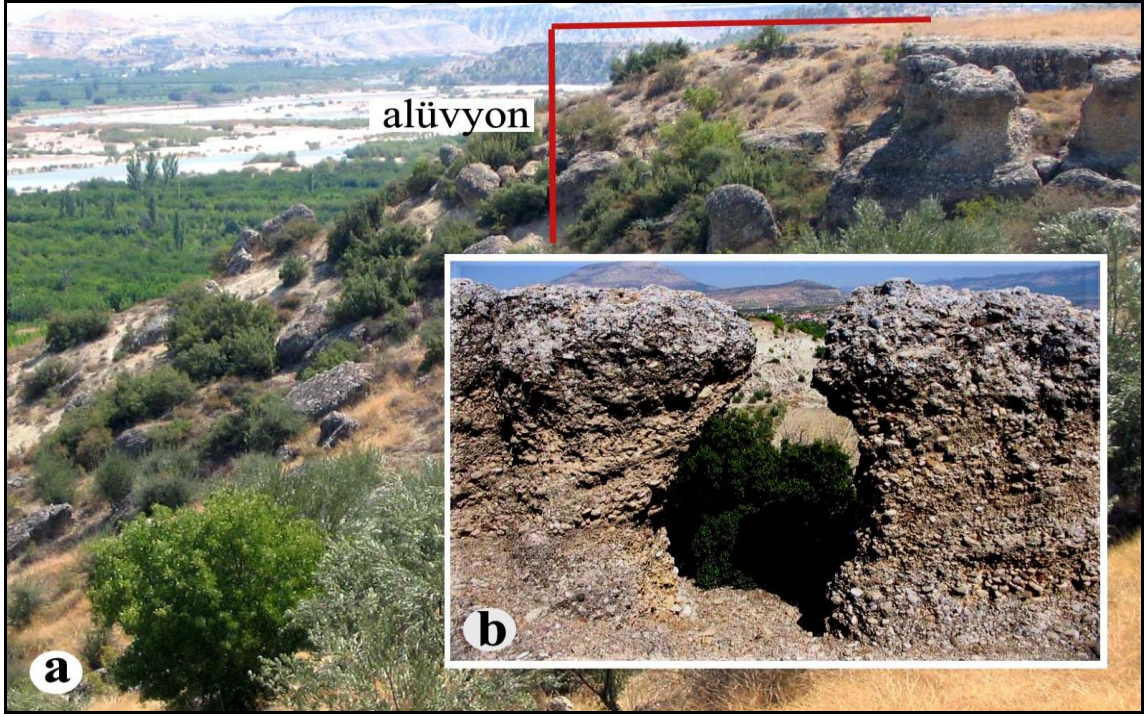


Foto 18 a: Çiftçiler yakınlarındaki S10 seviyesinin görünümü. **b)** Çiftçiler S10 seviyesinin sedimantolojik iç yapısının görünümü.

3.3.2.11. S11 sekisi

Nehirden yüksekliği ortalama 64 m olan S11 seviyesi, çalışma alanı içerisinde seyrek olarak gözlenmekle birlikte, özellikle Kemenli ve Karadiken Köylerinin yakın çevresinde S7 (+121 m) seviyesi ile beraber oluşturduğu belirgin basamaklanma ile dikkat çekmektedir (Foto 19 ve 20). Araştırma alanında S11 seviyesinin deposu, genellikle 2-3 m kalınlığında, tane destekli, yuvarlak çakıllardan oluşmaktadır.



Foto 19: Kemenli yakınlarında S11 (+63 m) ve S7 (+121 m) seviyelerinin görünümü.



Foto 20: Karadiken yakınlarındaki seki basamaklarının (S7, S11, S14) görünümü.

3.3.2.12. S12 sekisi

S12 seviyesinin nehirden yüksekliği ortalama 52 metredir. Bu seviye, maksimum 4 metre kalınlıkta alüvyal depo içermektedir. S12 sekisi araştırma alanı içerisinde pek çok alanda gözlenmiştir. Bu alanların başında Hocalı ve İskân Mahalleleri ile Çiftçiler ve Kâhyalar yakın çevresi gelmektedir. Depoyu meydana getiren sediment, genellikle kum ve çakıl ağırlıklıdır. İnceleme alanındaki diğer birçok seki istif gibi bu istif de, güçlü ve düzensiz akış rejimini yansıtan tane destekli-masif stratigrafik yapı sergiler (Foto 21).

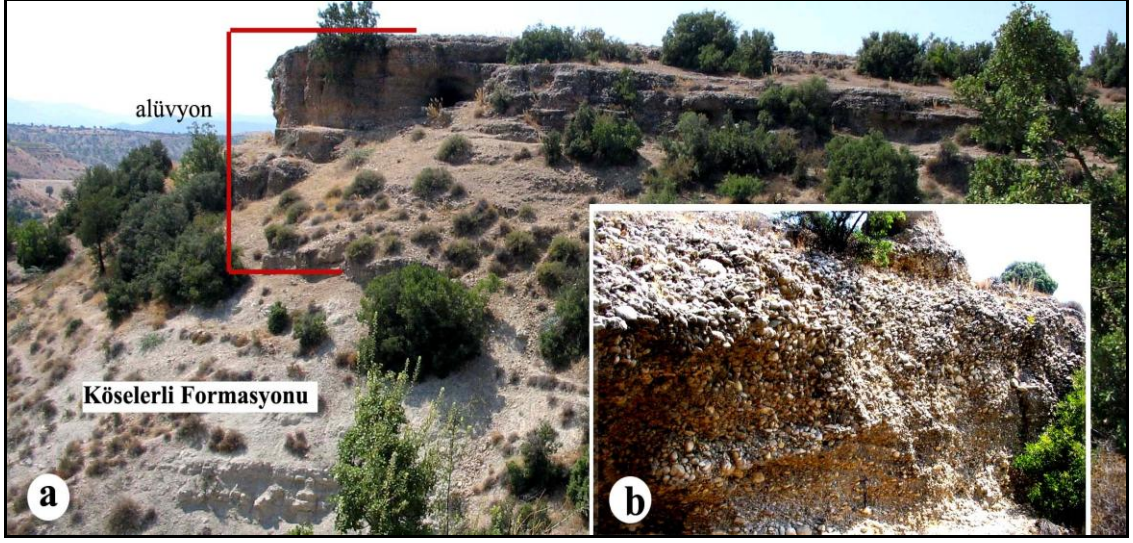


Foto 21 a: Hamam Köy yakınlarında yaklaşık 3 metre kalınlığındaki S12 istifinin görünümü.
b) S12 sekisinin alüvyal dolgusunun sedimentolojik ve stratigrafik yapısının görünümü.

3.3.2.13. S13 sekisi

Bu seviyenin nehirden yüksekliği ortalama 43 metredir. Yaklaşık 4 metre kalınlıkta, tane destekli ve masif katmanlı kum-çakıl deposuna sahip olan S13 seviyesi (Foto 22), çalışma alanı içerisinde Suçatı, Mucuk, Çiftçiler ve Ceritler yakınlarında belirgin basamaklanma meydana getirir.

3.3.2.14. S14 sekisi

S14 seviyesinin nispi yükseltisi 30 metredir. Bu seviye, Kadıköy-Hocalı Köy arasındaki bölgede en yaygın gözlenen seviyelerden biridir. Genellikle konglomeratik çakıl deposuna sahip olan S14 sekisi, çalışma alanı içerisinde Hamam Köy başta olmak üzere, Mucuk, Kâhyalar, Hacımahmutlu, Ceritler, Sarıveliler, Karadiken ve Kışlaköy yakınlarında takip edilebilmektedir (Foto 23).



Foto 22: Suçatı yakınlarındaki seki seviyelerinin görünümü. Alanda, S13 ve S10 seviyeleri basamaklı bir görünüme sahiptir.



Foto 23 a: Hamamköy yakınlarında S14 seviyesinin görünümü. **b)** S14 seviyesinin içyapısının görünümü.

Hacıyashlı (Yağlı) mahallesi S14 sekisine ait flüvyal istifler, sedimantolojik ve stratigrafik kesit çizimine olanak vermiştir. Bu kesitlerden bazıları aşağıdaki gibidir.

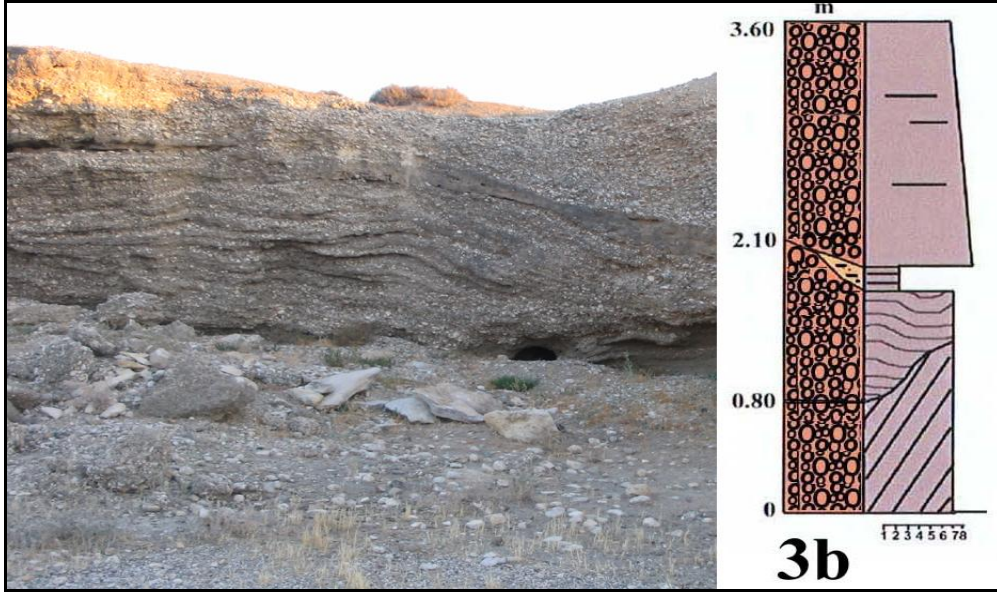


Şekil 23: Hacıilyaslı (Yağlı) Mahallesi S14 sekisinin 3a kesitinden görünüm.

Hacıilyaslı (Yağlı) Mahallesi'nin güneyinde yer alan S14 sekisinden elde edilen 3a kesiti, toplam 3 metre kalınlığında bir depodur (Şekil 24). Bu depoda örtülü bölüm tespit edilmediği için, istifin tabanının tane destekli çakıllardan oluştuğu düşünülmektedir.

Depo içerisinde 5 birikim ünitesi tespit edilmiştir. Tabandaki çakıl deposu, orta ve ufak çakılların meydana getirdiği, tane destekli ve masif yapısı ile dikkat çekmektedir.

Yaklaşık olarak 0.5 metre kalınlığındaki tabaka grubunun üzerinde, yaklaşık 70 cm kalınlığında nispeten daha kaba çakıl birikimi söz konusudur. Bu bölüm, yüksek açılı düzlemsel çapraz katmanlı çakılların meydana getirdiği tabakalaradan oluşur. Daha üstteki seviyelerde, tane boyu değişmekle birlikte genel olarak masif katmanlanma söz konusudur. Bu bölümlerde nehrin tekrar düzensiz ancak bol sediment taşıyan bir yapı sergilediği söylenebilir.



Şekil 24: Hacıiyaslı (Yağlı) Mahallesi S14 sekisinin 3b kesitinden görünüm.

Hacıiyaslı (Yağlı) Mahallesi'nin güneyinde yer alan S14 sekisinden elde edilen 3a kesitinin devamı niteliğinde olan 3b kesiti, toplam 3.60 metre kalınlığında bir depodur (Şekil 25). Yine örtülü katmanın olmadığı depoda istif tabanı çakıllarla başlamaktadır.

3.3.3.15. S15 sekisi

Çalışma alanında en sık görülen ve kesintisiz takip edilebilen seviyelerden biri S15 sekisidir. Bu sekinin nehir seviyesinden yüksekliği yaklaşık 22 metredir. Çalışma alanının kuzeyinden, sekilerin gözlendiği son kesim olan Hocalı Köyüne kadar (Silifke Boğazı girişi) bu seviye, çeşitli kalınlıklarda konglomeratik yapısı ile dikkat çekmektedir (Foto 24, 25).



Foto 24 a: Suçatı yakınlarında S15 seviyesinin görünümü. **b)** Suçatı S15 sekisinin içyapısının görünümü.



Foto 25 a: Çiftçiler Köyü yakınlarında yer alan S15 seviyesinin görünümü. **b)** Çiftçiler S15 sekisinin içyapısının görünümü

3.3.2.16. S16 sekisi

Alanda yaygın olarak takip edilebilen bir diğer seki basamağı S16'dır. Bu seviye, Kadıköy'den Hocalı Köyü yakınlarına kadar sıklıkla gözlenmektedir (Foto 26, 27). S16 seviyesi, çalışma alanında tespit edilebilmiş en genç seki basamağıdır ve genellikle korunabilmiş alüvyal deposuyla dikkat çekmektedir. İnceleme alanı

içerisinde pek çok yerde kesitini görebildiğimiz S16 sekisi, özellikle Köşelerli Köyü yakınlarında ayrıntılı kesit analizine olanak vermektedir. Yine bu alanda S16 seviyesinden alınan kum örnekleri, OSL tarihlendirme analizinde kullanılmıştır.

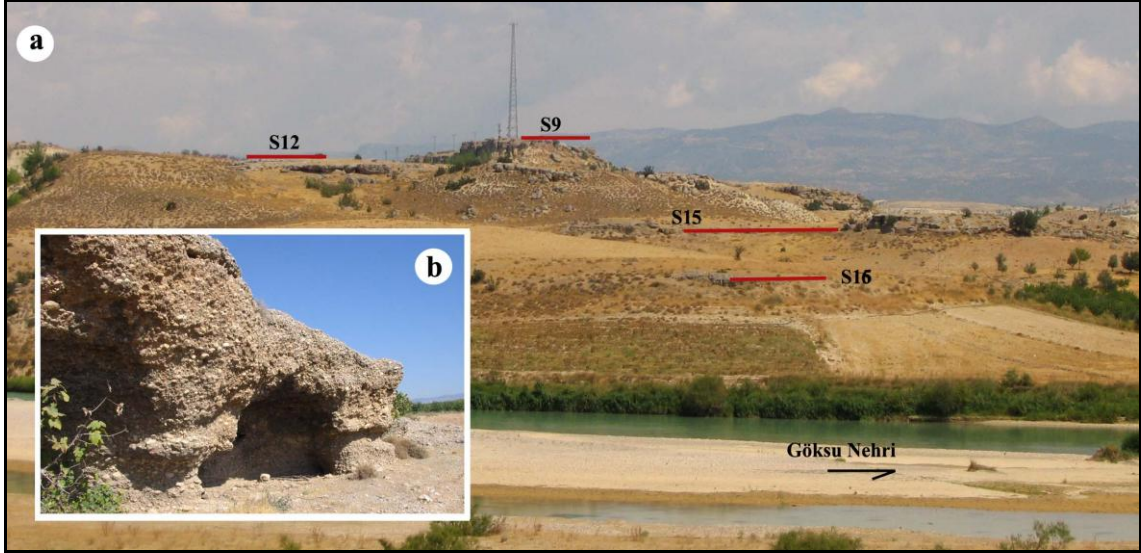


Foto: 26 a: Hacımahmutlu Tepesi'nin güneybatısında yer alan Küçük Ziyaret Tepe-seki seviyelerinin görünümü ve S16 sekisinin konumu. **b)** S16 Sekisinin iç yapısının görünümü.

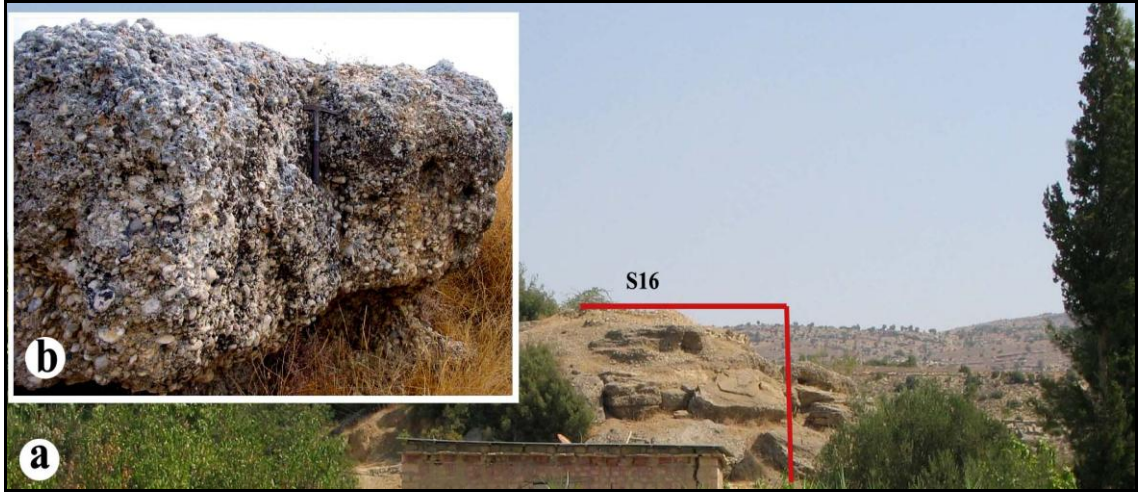
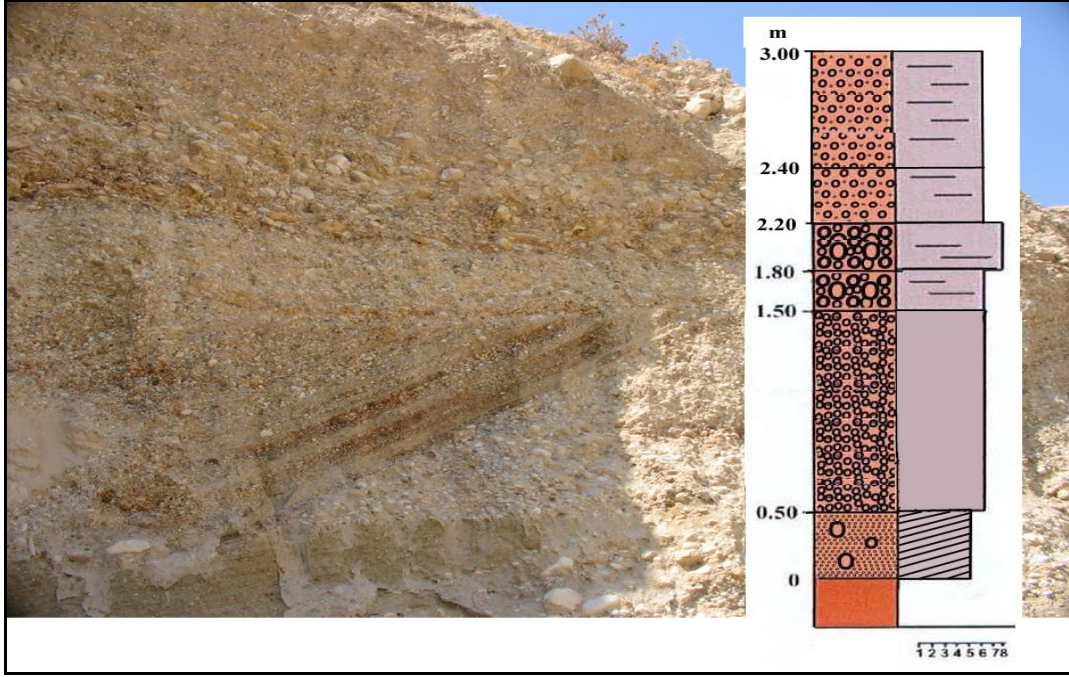


Foto 27 a: Hamamköy yakınlarında S16 seviyesinin görünümü. **b)** Hamamköy S16 sekisinin iç yapısının görünümü.

Köselerli S16 seki deposundan elde edilen önemli bazı sedimentolojik ve stratigrafik kesit örnekleri aşağıdaki gibidir. Aynı depoya ait diğer kesitler, Ek'ler bölümünde verilmektedir.

1a kesiti



Şekil 25: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1a kesitinden görünüm.

Köselerli Köyü'nün kuzeybatısında yer alan S16 seviyesinden elde edilen bu kesit (Şekil 26), tabandaki örtülü katman dışında yaklaşık olarak 3.00 metre kalınlığındadır.

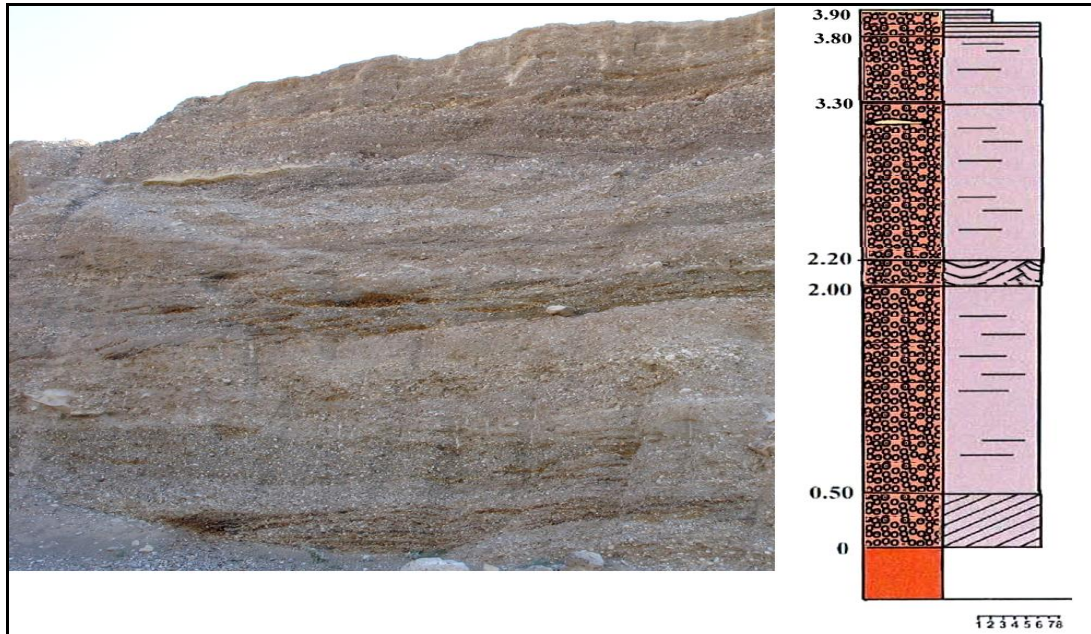
1a kesitinin üst seviyelerinden tabandaki örtülü katmana kadar toplam 6 katman grubu tespit edilmiştir. Bunlardan en altta bulunan katman, oldukça düşük açılı, içerisinde yer yer ufak çakılların yer aldığı düzlemsel çapraz kum tabakalarından oluşmaktadır. Üstteki bölüm, masif katmanlanmış çakıllar içerisinde açılan bir kanal dolgusunu ifade etmektedir. Buradaki tabakalanma şekli her ne kadar

tekne çapraz katmanlanma yapısına benzerlik göstermekte ise de kazılmış bir kanalın varlığına işaret eder.

Deponun alt seviyelerindeki masif ya da belli belirsiz katmanlanmış yapı, üst seviyelerde de devam etmektedir. Bu kesimde, depoyu oluşturan materyalin tane boyu irileşmektedir. Bu da nehrin düzensiz akışa sahip olduğunu ve nehir adalarının devamlı yer değiştirerek zaman zaman yatak depolarıyla örtüldüğünü gösterir.

Depo bütünü ele alındığında, düzensiz ancak güçlü bir akış rejiminin güçlü göstergelerine sahiptir. Deponun en üst seviyesinde ince taneli taşkın sedimentinin eksikliği bir miktar aşınımın gerçekleştiğini ve deponun kalınlığının bu nedenle değişmiş olduğunu ortaya koyar.

1b kesiti



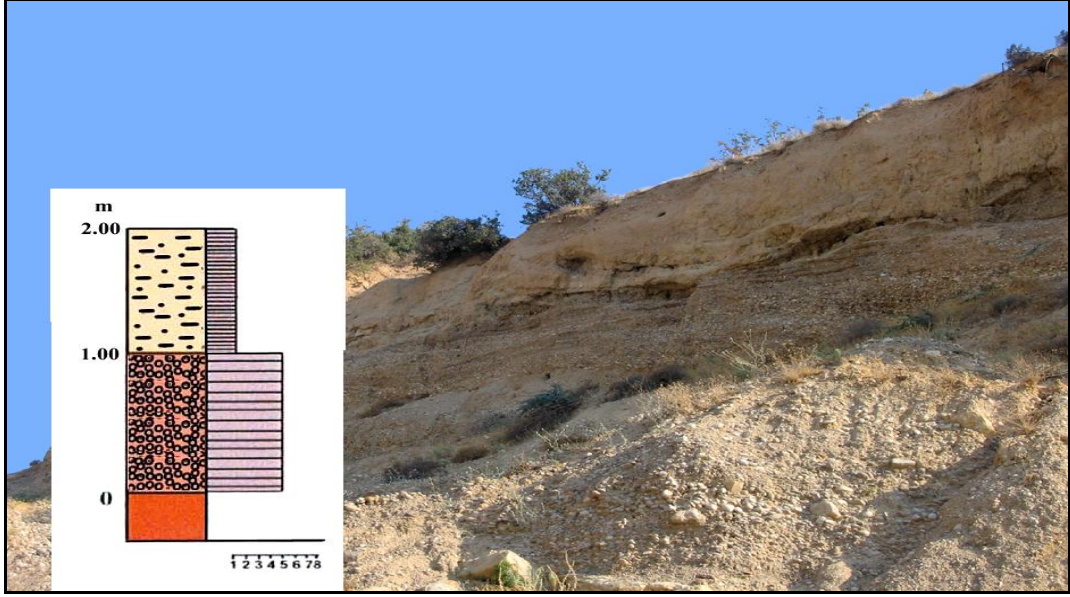
Şekil 26: Köşerli Köyü S16 sekisinin 1b kesitinden görünüm.

Köselerli Köyü'nün kuzeybatısında yer alan S16 sekisinden elde edilen 1b kesitine ait flüvyal istif, yine tabanda örtülü katmanla başlamaktadır (Şekil 27). Örtülü katman dışında depo kalınlığı yaklaşık olarak 3.90 metredir.

1b kesiti içerisinde, taban ve üst seviyeler arasında toplam 7 katman grubu belirlenmiştir. En altta konumlanmış örtülü katman üzerinde uzanan birimler, oldukça düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlanma gösteren ve tane destekli ufak çakıllardan oluşan tabakalardır. Bu bölüm üzerinde masif katmanlanmış tabakalar yer alır. Bu tabaka grubu kendi içinde tane boyu değişimleri göstermekle birlikte, genel olarak iyi boylanmaktadır.

1b kesiti genel olarak düzensiz ancak güçlü bir akışı yansıtmaktadır. Bu deponun en çarpıcı özelliği, masif katmanlanmış çakıllar içerisinde yer yer kesintili şekilde gözlenen kil-silt bantlarıdır ki bu bantlar, dönem dönem durgunlaşan akışın göstergesi olarak akıştaki düzensizliği desteklemektedir.

1c kesiti

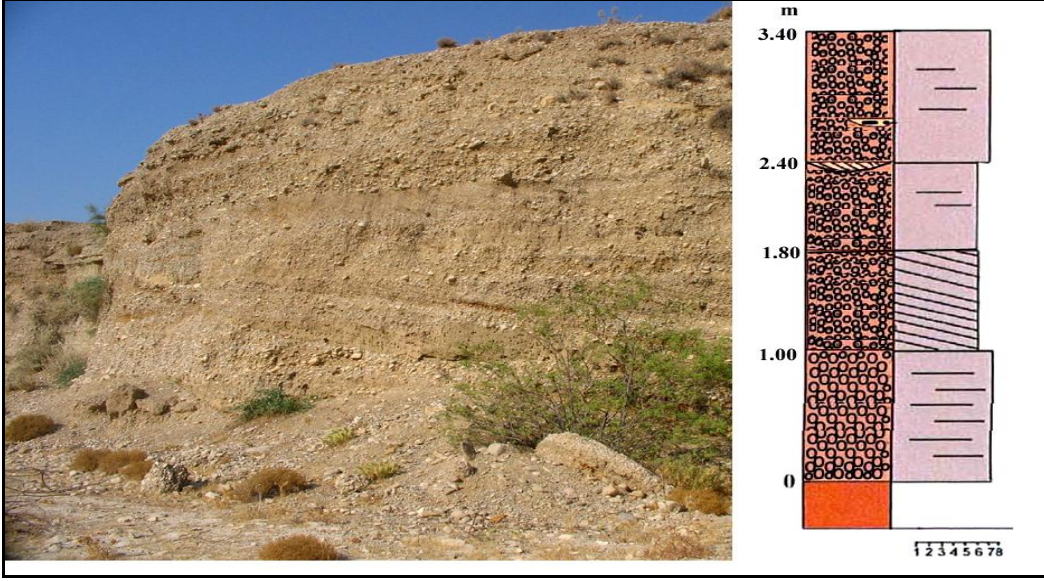


Şekil 27: Köşelerli Köyü S16 sekisinin 1c kesitinden görünüm.

Köşelerli Köyü'nün kuzeybatısında yer alan S16 sekisinden elde edilen 1c kesitine ait flüvyal istif, oldukça kalın bir örtülü bölümün (Şekil 28) yaklaşık 2 metre ölçülmüştür. Bu bölüm, belirgin bir boşlukla ayrılan tabaka sınırına sahiptir.

Tabandaki örtülü (üstü kapalı) katman üzerinde ince (ufak) çakıl ünitesi bulunmaktadır. Bu çakıllar tane destekli ve iyi boylanmış olup yatay ve paralel katmanlanmıştır. Bunların üzerinde ise yine yatay ve paralel laminalanmış kil-silt sedimenti uzanır. Laminalı kil-silt sedimenti, düşük enerji koşullarını yansıttığından, nehrin bu dönemde veya bu kesimde zaman zaman durgun su ortamına sahip olduğu söylenebilir.

1d kesiti

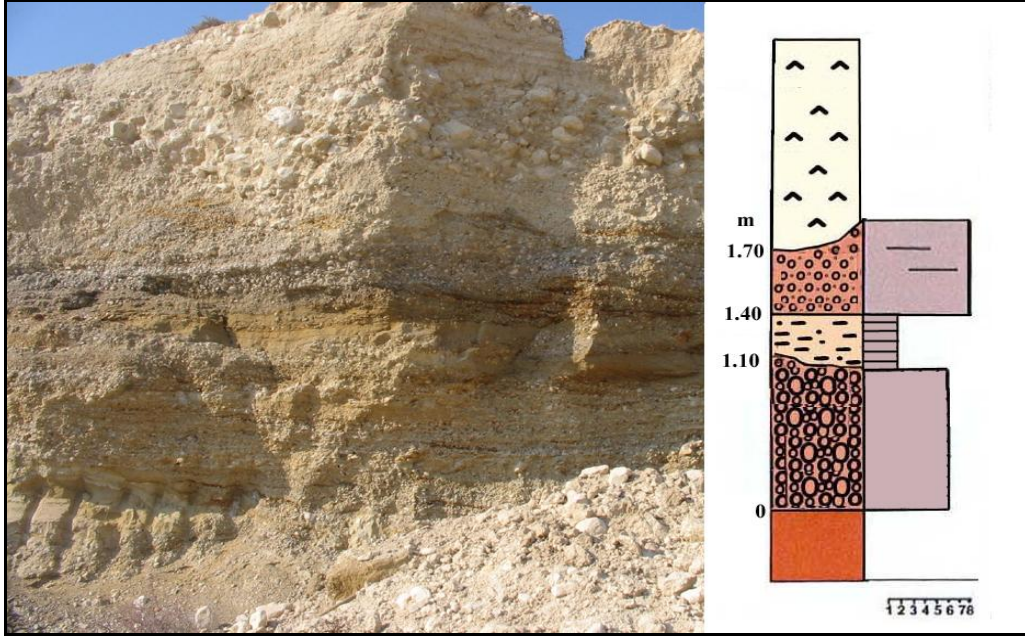


Şekil 28: Köşelerli Köyü S16 sekisinin 1d kesitinden görünüm.

Köşelerli Köyü'nün kuzeybatısında yer alan S16 sekisinden elde edilen 1d kesitine ait depo yaklaşık 3.40 metre kalınlığa sahiptir (Şekil 29). Tabandaki örtülü bölümden üst seviyeye kadar toplam 4 depolanma ünitesi ayrıştırılmaktadır.

Örtülü katman üzerinde uzanan bölüm, genel olarak orta boy çakılların oluşturduğu masif bir yapı sergiler. Masif yapı üzerinde düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlanma gösteren tane destekli ufak çakıl tabakaları görülmektedir. Daha üstte uzanan diğer deposal üniteler ise yine masif yapıda tane destekli çakıl birlikleridir. Bu çakıllar arasında, tek yöne eğimlenmiş (düzlemsel çapraz katmanlı) kil-silt sedimenti depolanmıştır. Merceksi yapıdaki bu asılı sediment yükü deposu, yüksek enerjili, güçlü akış koşullarında nehrin küçük kanalcıklar açtığını ve bu kanalları ince taneli sedimentle doldurduğunu göstermektedir.

1e kesiti



Şekil 29: Köselerli Köyü S16 sekisinin 1e kesitinden görünüm.

Köselerli Köyü'nün kuzeybatısında yer alan S16 sekisinden elde edilen 1e kesitine ait depo yaklaşık olarak 1.70 metre kalınlığa sahiptir (Şekil 30). Tabandaki örtülü bölüm ve en üstteki moloz döküntüsü dışında depo içerisinde 3 ayrı depolanma ünitesi ayırt edilmiştir.

En altta konumlanmış örtülü katman üzerinde uzanan birimler, büyük ölçekli tekne çapraz katmanlanmış tabaka izlenimi veren kanal dolgularıdır. Bunlar, daha üst seviyede kil-silt gibi asılı sedimentle devam etmektedir. Bu sediment kanal dolgusu üzerinde gelişen ve olasılıkla devamlılığı olmayan (mercek ya da kama şeklindeki) yapı gösterir. Nehrin tekrar güç kazanması ve nispeten yüksek enerjide akışa geçmesiyle birlikte asılı sediment üzerinde yeniden çakıllı materyal

depolanmıştır. Matriks destekli olan söz konusu kumlu çakıl deposu üzerinde, yaklaşık 1.5 metre kalınlığında yamaç döküntüsü (moloz) bulunmaktadır.

3.3.3. Göksu Nehri seki serisinin genel özelliklerinin değerlendirilmesi

3.3.3.1. Sekilerin sedimentolojik ve stratigrafik özellikleri

Mut-Silifke arasındaki kesimi kapsayan çalışma alanında, Göksu Nehri sekilerinin tümü, seki içyapılarının ayrıntılı analizine imkan vermemektedir. Çünkü bu sekilerden bir bölümü (S7-S1 arasındaki seviyeler), herhangi bir flüvyal depoya sahip değilken bir bölümü de konglomera özelliği göstermektedir (Foto 28, 29).

Deposu olan sekiler (S7-S16 arasındaki seviyeler), genellikle 2-3 metre kalınlığında konglomera karakteri taşımaktadır. Bu depolar, büyük oranda masif yapı sergileyen ve ince sedimentten iri çakıla çeşitli boyutlarda akarsu materyalinden oluşan istiflerdir. Genellikle konglomeratik bir yapı sergileyen söz konusu depolar, düzensiz ancak güçlü bir akışın varlığına işaret etmektedir.



Foto 28: Suçatı 40 metre sekisinin konglomera deposu.



Foto 29: Ziyaret Tepe 35 metre sekisinin konglomera deposu.

Konglomera depoları dışında, Göksu Nehri vadisindeki Köşelerli, Ceritler ve Hacıilyaslı (Yağlı) yerleşmeleri yakınlarında tespit edilen yol yarmaları ve kumçakıl ocakları, özellikle genç seki depolarının (S14 ve S16) sedimentolojik ve stratigrafik kesit analizlerine olanak vermiştir. Bu doğrultuda, Göksu Nehri vadisinde toplam üç ayrı bölgeden 12 kesit elde edilerek, sekilerin sedimentolojik ve stratigrafik değerlendirme yapılmıştır.

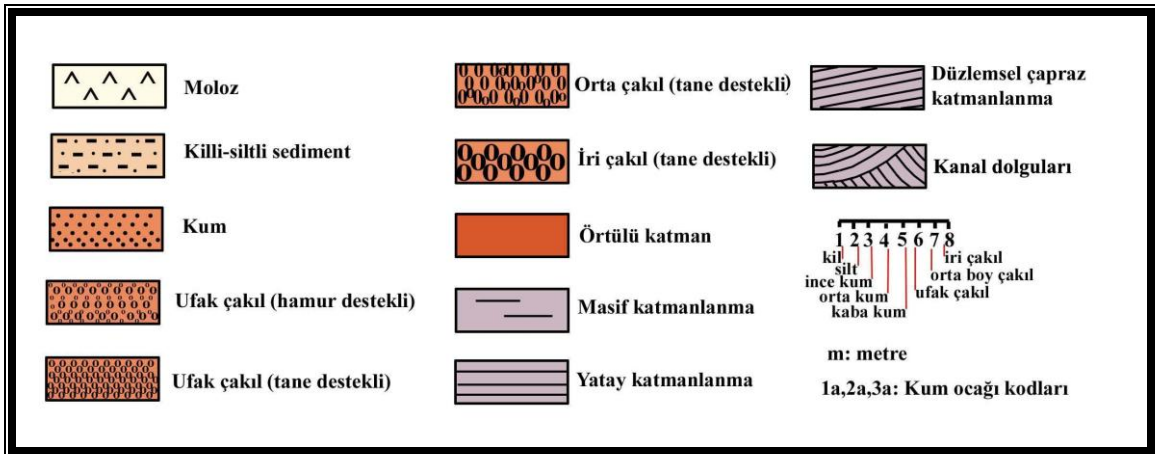
Şekil 32’te görülen 1a-1g arasında kodlanmış olan kesitler, Köşelerli Köyü S16 sekisine aittir. 2a, 2b ve 2c kodlu kesitler Ceritler Mahallesi S16 sekisinin içyapısını göstermektedir. Son olarak 3a ve 3b kesitleri Hacıilyaslı (Yağlı) Mahallesi S14 sekisinin sedimentolojik ve stratigrafik özelliklerine göre düzenlenmiştir.

Kesitlerde gözlenen sedimentlerin en çarpıcı özelliği, ağırlıklı olarak tane destekli ve masif katmanlanmış olmalarıdır. Genellikle düzensiz, güçlü, yüksek enerjili akışları karakterize eden bu depolar, neredeyse bütün kesitlerde yoğun olarak gözlenmektedir. Ufak, orta ve iri çakıllardan oluşan tane destekli bu tabakalar arasında, yer yer yatay ve paralel katmanlar ya da kanal kazılmalarını ifade eden tekneler görülmektedir. Ayrıca yatay ve paralel laminalı siltli-killi bantlar da flüvyal istifler içerisinde sıklıkla gözlenen yapılarıdır.

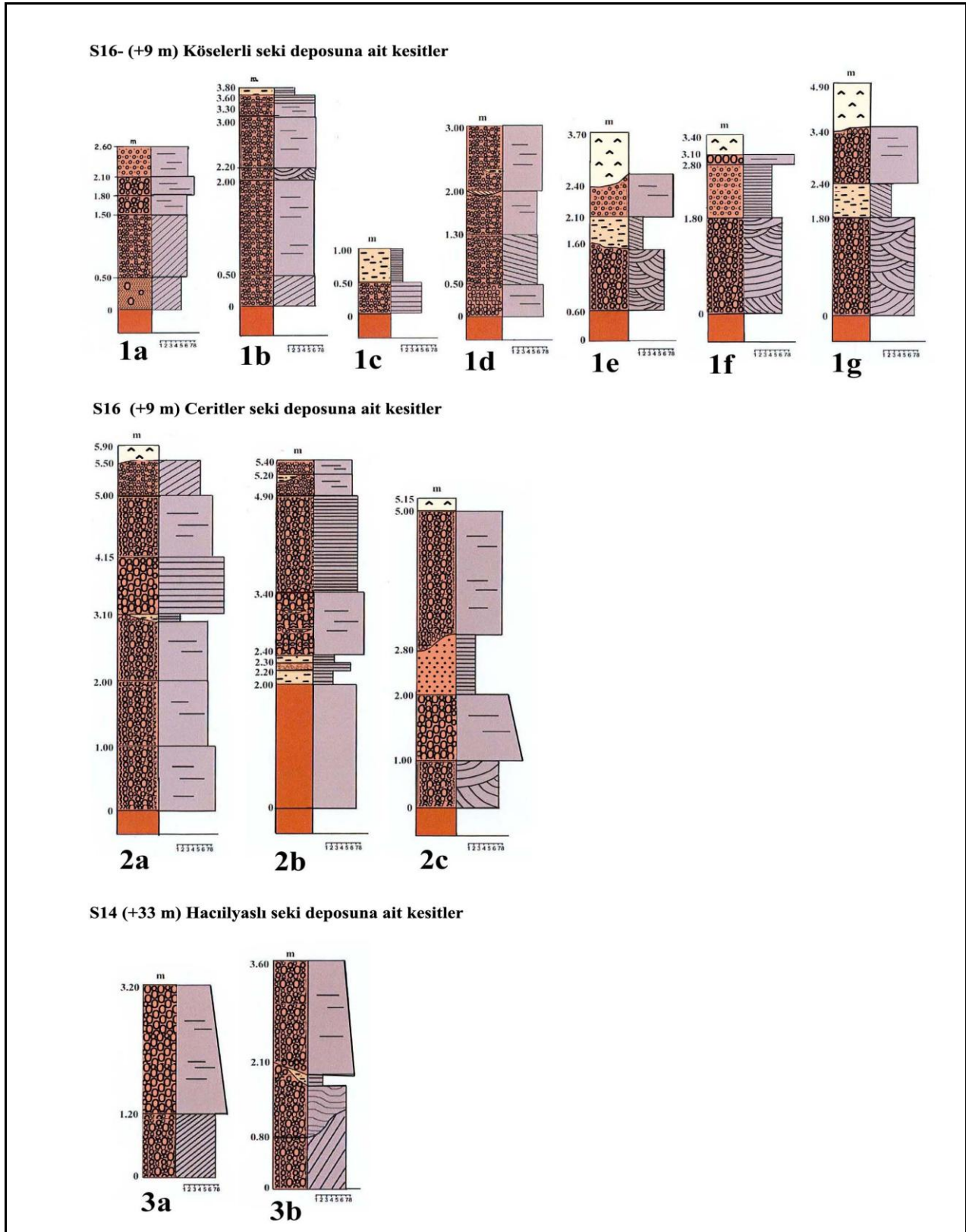
Serinin tümüne bakıldığında, genellikle düzenli bir boylanma-derecelenme göstermeyen, kaba sedimentli depolar görülür. Bu depoların en üst seviyeleri çoğunlukla toprak oluşumu ya da moloz döküntüleri ile son bulmaktadır.

Söz konusu sedimantolojik ve stratigrafik kesitler doğrultusunda, Göksu Nehri'nin, bu sekileri oluşturduğu dönemde **düşük örgülü** bir yapıda olduğu söylenebilir. Çakıl boyutlu sedimentin katmanlanma şekli, tane dizilimi ve sediment yoğunluğu, yüksek enerjili, bol yük taşıyan çok düşük örgülü bir nehre işaret etmektedir.

Sedimentlerin genellikle masif katmanlı oluşu düzensiz akışları ifade ederken, bu masif tabakalar arasındaki düzlemsel çapraz katmanlar kanal dolguları, yer yer akarsu adası oluşumlarını ve kanal kazılmalarını göstermektedir.



Şekil 30: Sedimantolojik kesit analizlerinde kullanılan semboller ve açıklamalarını gösteren tablo. *Moloz* katmanı, akarsu tarafından depolanan sedimentten farklı olarak flüvyal istif üzerine sonradan gelmiş olan döküntüleri ifade eder. *Örtülü katman* terimi, alandaki seki depolarının alt seviyelerinde yer alan ancak üzeri kapandığı için tam olarak ayırtılamayan bölümler için kullanılmıştır. *Yatay ölçek*, sedimentin tane boyu sınıflaması temelinde, 1'den 8'e kadar numaralandırılarak oluşturulmuştur.

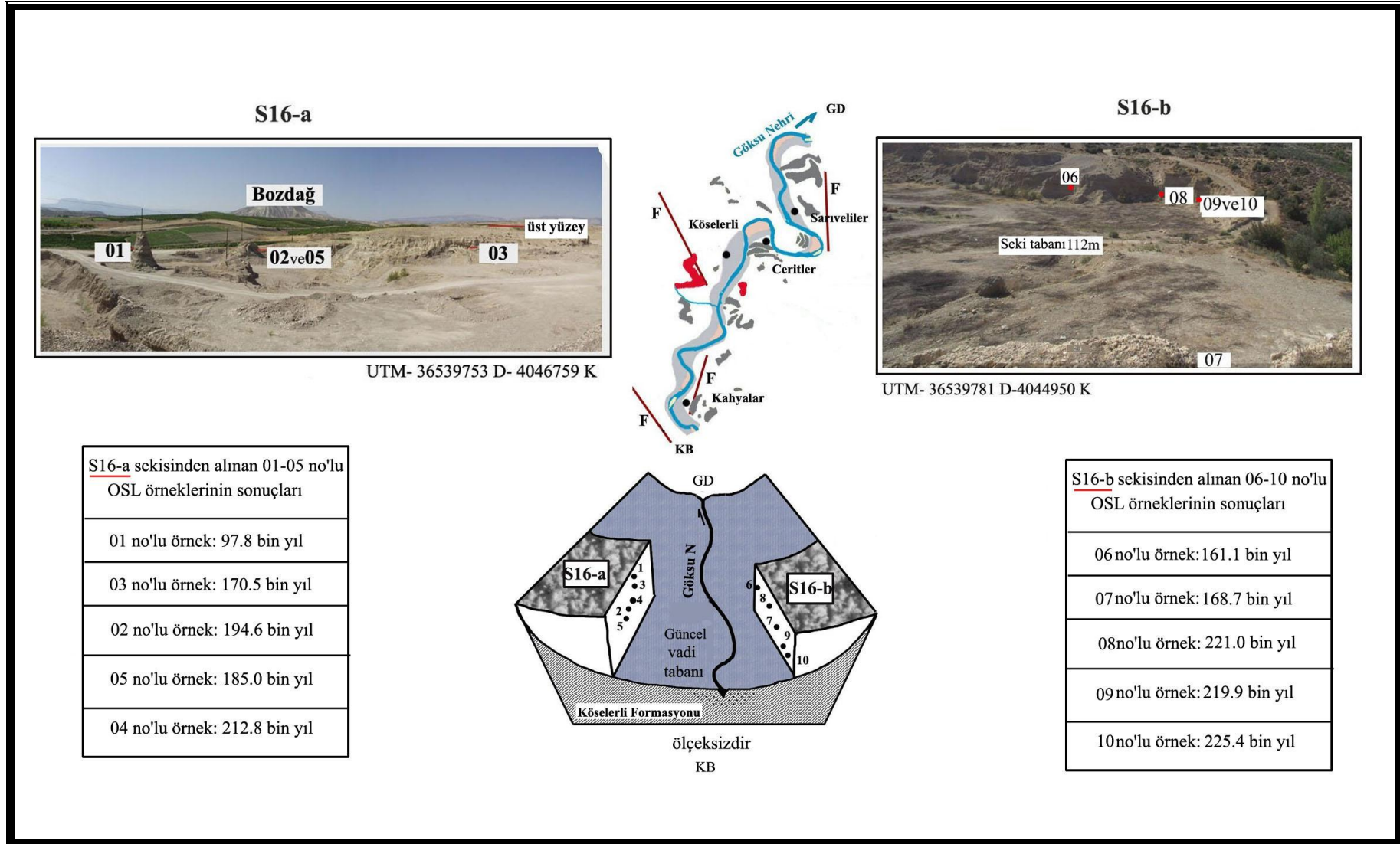


Şekil 31: Çalışma alanında, Köselerli S16, Ceritler S16 ve Hacılıyaslı S14 sekilerine ait sedimentolojik-stratigrafik kesitler.

3.3.3.2. Sekilerin kronolojik özellikleri

Bu çalışmanın temelini oluşturan flüvyal evrim süreci, Göksu Nehri'nin kazma-biriktirme dönemlerinin tespit edilmesi bakımından seki yaşlarının ortaya konulmasını gerektirmektedir. Bu doğrultuda, daha önce alansal ve morfometrik dağılımları yapılarak sedimantolojik ve stratigrafik özellikleri belirlenen seki basamaklarından en genç seviyelerin OSL yaşları tespit edilmiştir (Şekil 33, Foto 30-34).

Tarihleme sonuçları içerisinde, GP-01 örneğine ait 97,8 bin yıl dışında 160.000 ile 225.000 yıl arasında bir yaş dağılımı söz konusudur (Tablo 1 ve 2). Bu değerler, oksijen izotop kronolojisinde ana hatlarıyla MIS 7 (Marine isotope stages) interglasyal dönemine işaret etmektedir. MIS 7 dönemi, son interglasyalden (MIS 5) bir önceki sıcak dönemi ifade eder ve 190.000-240.000 yıl aralığını kapsar. Bu doğrultuda Göksu Nehri'nin vadi tabanındaki birikimini, sıcak dönem içerisinde oluşturduğu söylenebilir.



Şekil 32: OSL analizinin uygulandığı S16 (+9 m) seviyesine ait iki flüvyal istiftten alınan örnekler ve yaş sonuçları görülmektedir.



Foto 30: Köselerli S16 seviyesine ait kum ocağının görünümü.



Foto 31: Köselerli S16 seviyesinden alınan OSL örneklerinin alım yerleri.

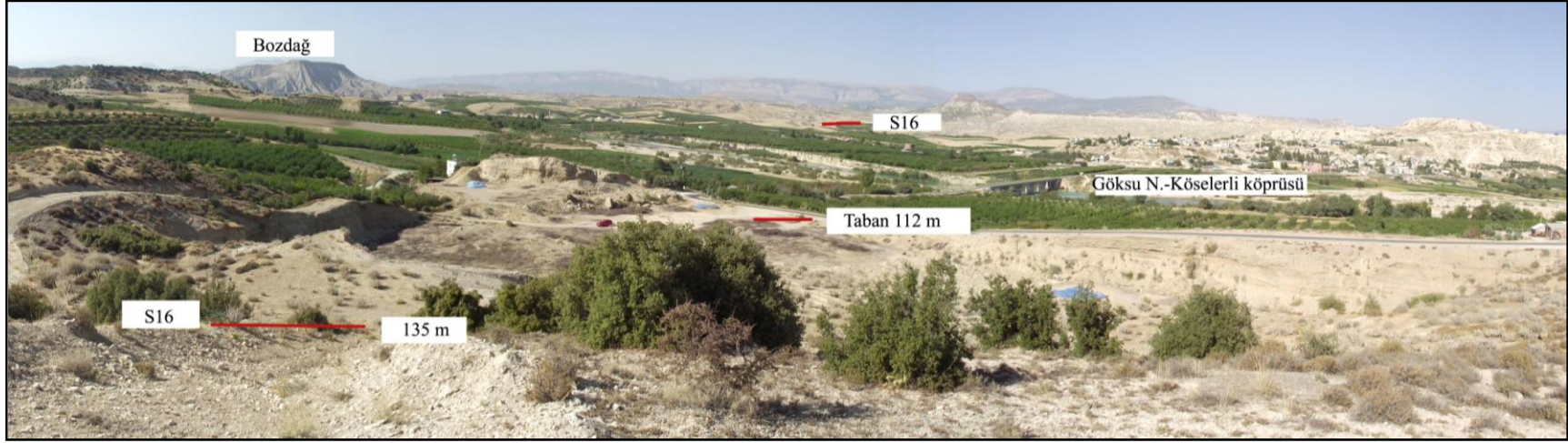


Foto 32: Ceritler S16 seviyesine ait kum ocağının görünümü.

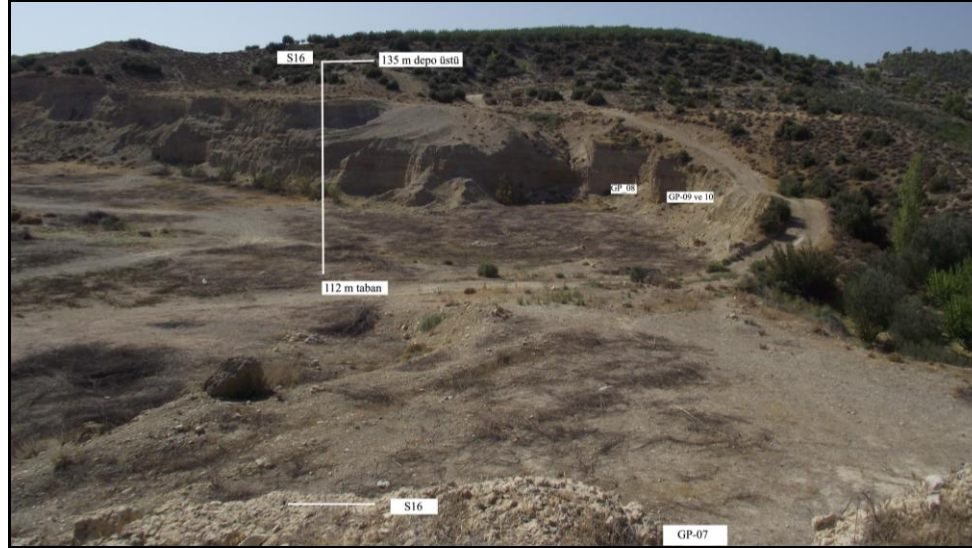


Foto 33: Ceritler S16 seviyesinden alınan OSL örneklerinin alım yerleri.



Foto 34: Köşelerli ve Ceritler S16 seviyelerinin görünümü (güneydoğuya bakış).

Orn. no	Yüzeiden derinlik	OSL yaşları		Eşdeğer doz		Doz hızı		Kozmik	U	Th	K
	(cm)	(bin yıl)		(Gy)		(Gy/bin yıl)		(Gy/binyıl)	ppm	ppm	%
GP01	360	97,8	± 5,9	79,30	± 3,48	0,81	± 0,03	0,14	3,1	0,8	0,06
GP02	240	194,6	± 14,2	104,54	± 3,87	0,54	± 0,03	0,17	1,5	0,6	0,07
GP03	200	170,5	± 13,2	88,33	± 5,01	0,52	± 0,03	0,18	1,8	0,7	0,07
GP04	100	212,8	± 18,8	100,29	± 5,04	0,47	± 0,03	0,20	1,0	0,5	0,07
GP05	265	185,0	± 14,7	97,58	± 4,66	0,53	± 0,03	0,16	1,5	0,9	0,08
GP06	110	161,1	± 16,7	87,09	± 7,14	0,54	± 0,03	0,20	1,2	0,9	0,09
GP07	310	168,7	± 13,3	102,38	± 5,74	0,61	± 0,03	0,15	1,7	1,0	0,11
GP08	370	221,7	± 19,2	91,59	± 2,91	0,41	± 0,00	0,14	0,9	0,7	0,09
GP09	430	219,9	± 21,3	93,51	± 5,36	0,43	± 0,03	0,13	1,0	0,9	0,08
GP10	440	225,4	± 25,2	97,20	± 3,55	0,43	± 0,05	0,13	0,9	1,1	0,09

Tablo 1: Araştırma alanındaki sekilerin OSL analiz sonuçlarını gösteren şekil.

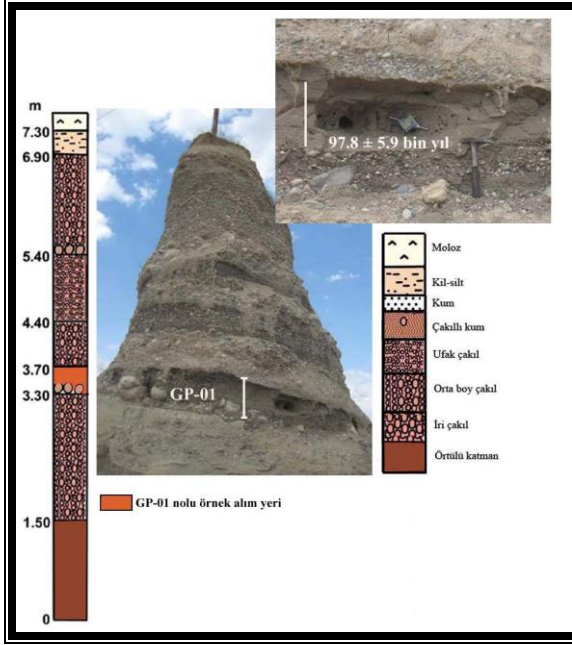
Method	Analyte	7AX Mo	7AX Cu	7AX Pb	7AX Zn	7AX Ag	7AX Ni	7AX Co	7AX Mn	7AX Fe	7AX As	7AX U	7AX Th	7AX Sr	7AX Cd	7AX Sb	7AX Bi	7AX V	7AX Ca	7AX P	7AX La
	Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm
	MDL	0.5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	0.5	5	0.01	5	0.5	0.5	5	0.5	0.5	0.5	10	0.01	0.001	0.5
Pulp Duplicates																					
GP04	Sand	<0.5	6.3	3.3	17	<0.5	112.6	6.7	229	0.81	<5	1.0	0.6	351	<0.5	<0.5	<0.5	13	23.80	0.014	5.4
REP GP04	QC	0.5	5.2	2.7	16	<0.5	119.0	6.1	228	0.80	<5	1.1	0.7	348	<0.5	<0.5	<0.5	12	23.92	0.015	5.3
Reference Materials																					
STD SF-3A	Standard	304.5	7672	8731	10711	53.1	3347	180.2	4220	7.84	38	3.0	2.7	52	42.7	8.8	4.8	104	2.54	0.052	8.4
STD SF-3A	Standard	301.9	7696	8845	10773	53.0	3405	181.7	4240	7.79	38	3.4	2.8	53	41.9	8.9	4.4	106	2.59	0.053	8.8
STD SF-3A Expected		308	7705	9025	10628	54	3365	183	4247	7.91	48	3.3	2.8	50	45	10	4.8	102	2.59	0.054	8.3
BLK	Blank	<0.5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	<0.5	<0.5	<5	<0.01	<5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	<0.5	<0.5	<10	<0.01	<0.001	<0.5
Prep Wash																					
QUARTZ	Prep Blank	<0.5	3.6	3.2	<5	<0.5	0.8	<0.5	23	0.21	<5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	0.9	<0.5	<10	<0.01	0.003	<0.5
QUARTZ	Prep Blank	<0.5	1.0	1.7	<5	<0.5	0.9	<0.5	19	0.17	<5	<0.5	<0.5	<5	<0.5	0.6	<0.5	<10	<0.01	<0.001	<0.5

Tablo 2: OSL analiz sonuçlarını desteklemek amacıyla KP-MS yöntemiyle analiz edilen Uranyum (U) ve Toryum (Th) ölçüm sonuçlarını gösteren tablolardan GP-04 nolu örneğe ait sonuç.

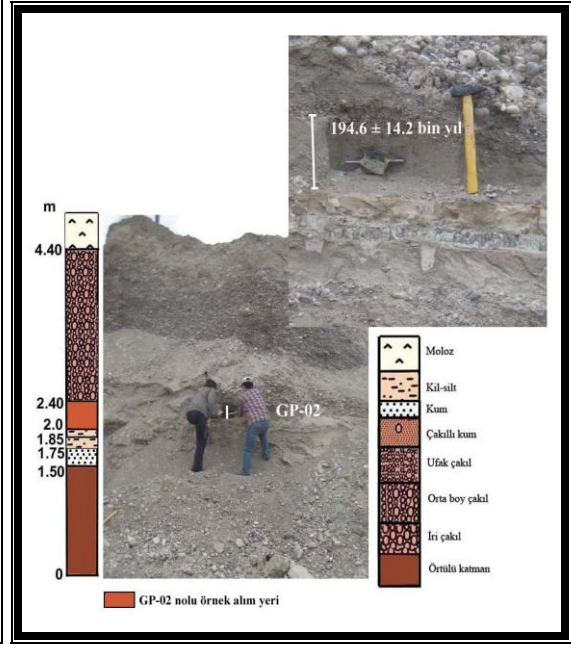
3.3.4.1. OSL Örneklerinin Kesit Çizimleri

Alanda iki farklı seki kesitinden toplam on örnek alınmıştır (Şekil 33 a,b,c,d,,e,f,g,h,k,l) Alınan örneklerin seviyeleri ve genel özellikleri aşağıdaki gibidir.

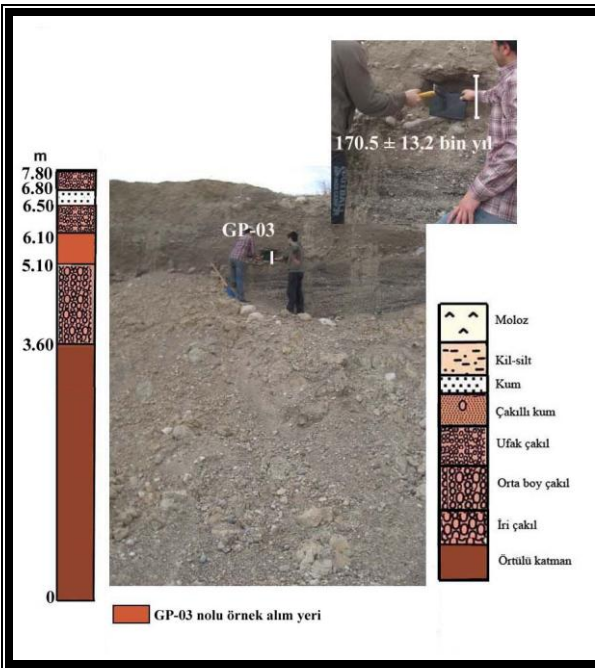
a



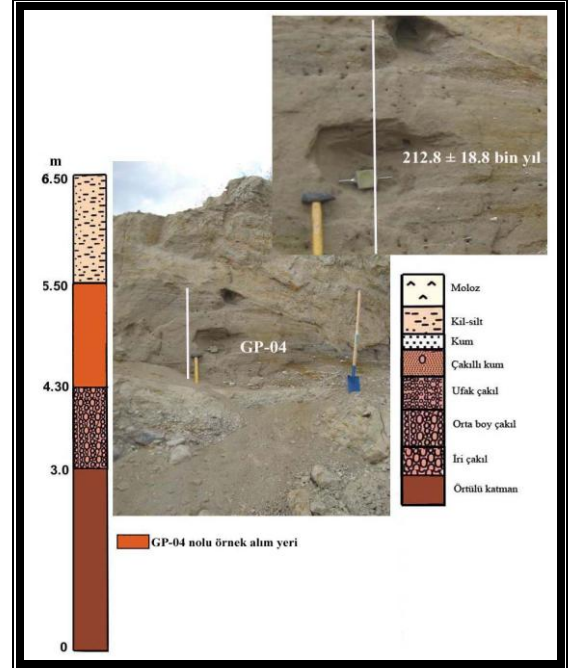
b



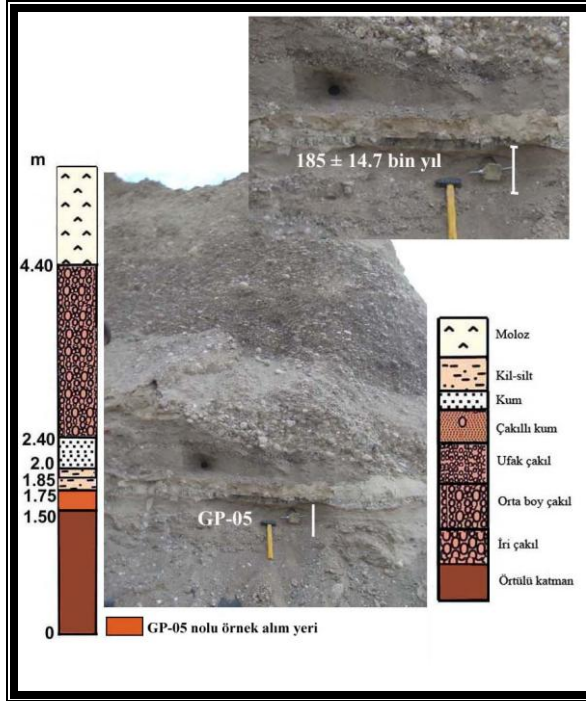
c



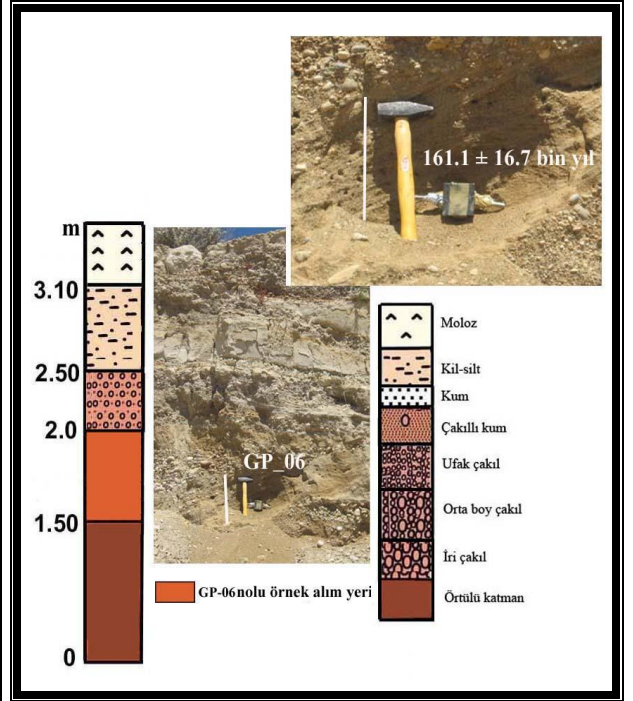
d



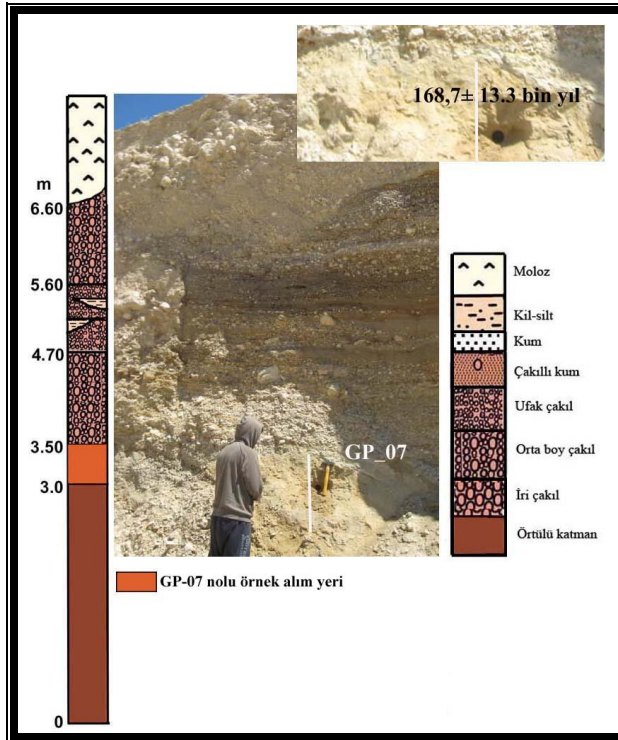
e



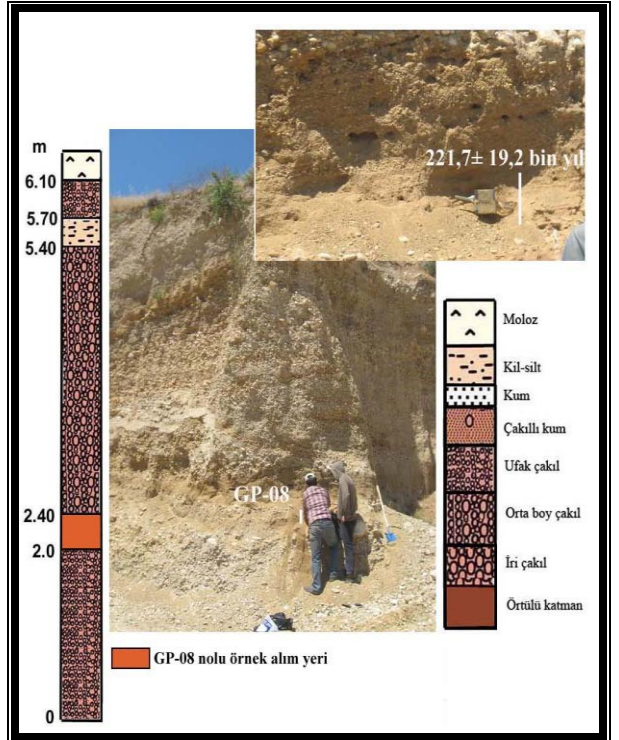
f

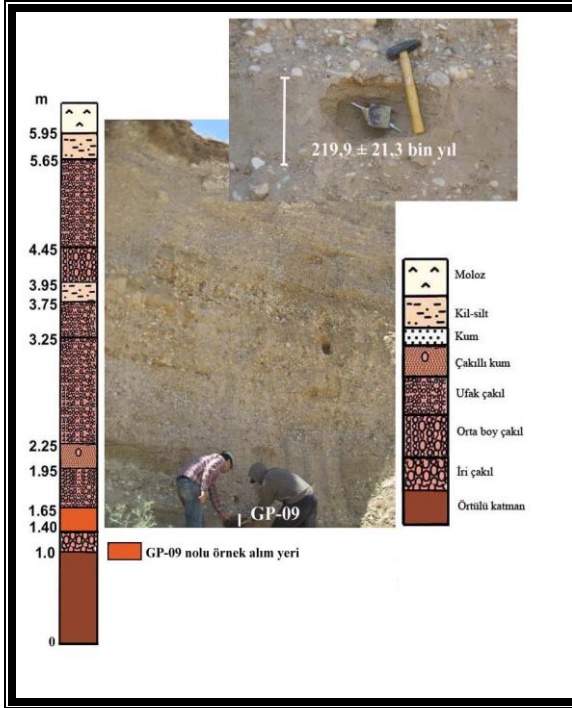
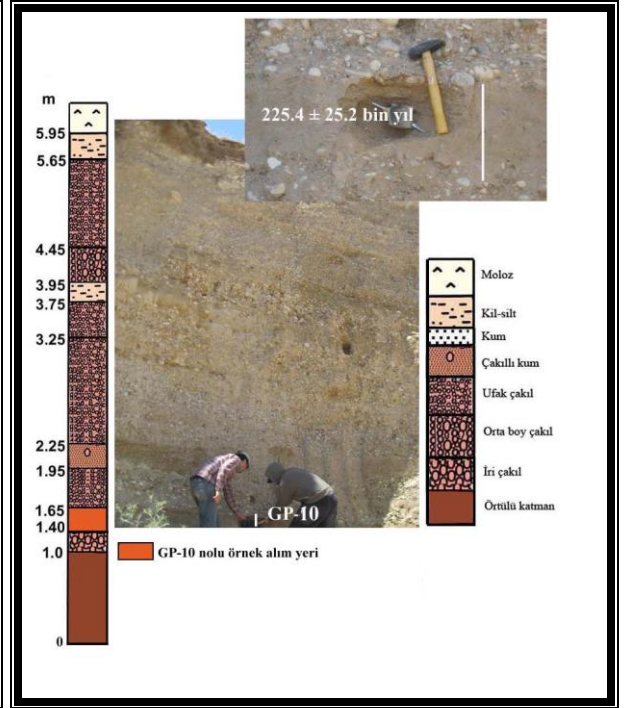


g



h



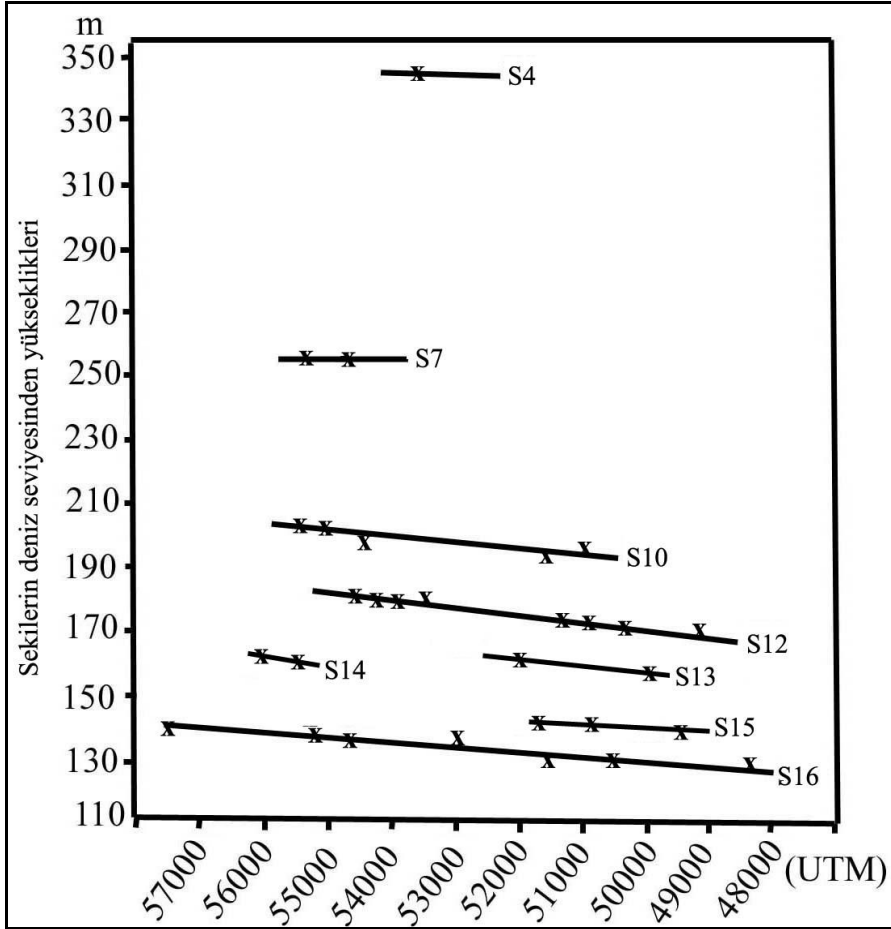
k**l**

3.3.5. Sekilerin eğimleri

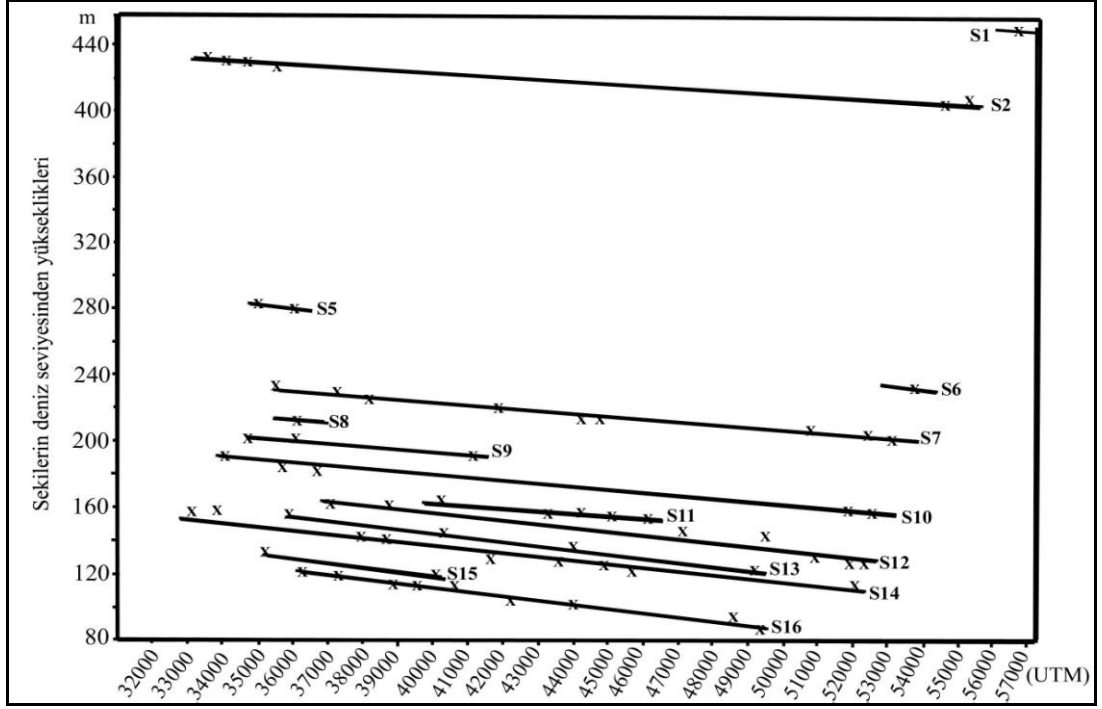
Bir vadideki akarsu sekilerine ait eğim görselleri, akarsu vadilerini etkileyen temel kontrol mekanizmalarından biri olan tektonik etki için önemli bir delil niteliğindedir. Genel olarak tektonizmadan etkilenmemiş ya da az miktarda etkilenmiş bir vadideki sekilerin boyuna profilleri ile aktif tektonizma bölgesindeki akarsu sekilerine ait eğimler farklılık gösterir (Schumm vd., 2000).

Çalışma alanında tespit edilen seki seviyelerinden yola çıkılarak tespit edilen seki boyuna profilleri, alandaki her bir seki seviyesinin yükseltisi ve UTM koordinatı dikkate alınarak oluşturulmuştur.

Seki boyuna profillerinin ortaya koyduğu sonuç, sekilerin eğiminde genellikle dereceli bir düşüşe işaret eder. Eğimdeki bu düzenli düşüş, Göksu Nehri vadisindeki fay hatlarının tamamının aktif olmadığını veya tektonik aktivitenin seki eğiminde sapsmalara sebep olacak şiddetle olmadığını gösterebilir (Şekil 35, 36).



Şekil 34: Kadıköy-Mucuk arasında Göksu Nehri sekilerinin boyuna profilleri



Şekil 35: Mucuk- Silifke arasında Göksu Nehri sekilerinin boyuna profilleri.

3.4. Alüvyal Yelpezeler

Göksu Nehri Vadisi'nde gözlenen önemli jeomorfolojik birimlerden bir diğeri alüvyal yelpezelerdir. Ancak bu oluşum, tıpkı diğeri jeomorfolojik unsurlar gibi, çalışma alanı içerisinde aynı sıklıkta ve aynı morfolojik şekilde gözlenmez. Çalışma alanında tespit edilmiş olan alüvyal yelpezeler, eğim ve boyutlarına göre değerlendirmek yerinde olacaktır.

Ana akarsuyun tüm havzasının aynı iklim bölgesi içerisinde yer alması, bu alanda meydana gelen birikinti yelpezelerinin morfolojisinde iklim kaynaklı farklılıkların oluşmasını engellemiştir. Fakat iklim koşulları dışındaki faktörlerden

özellikle eğim ve litoloji, çalışma alanındaki flüvyal aktivitede önemli bir rol oynamaktadır.

İnceleme alanı sınırları içerisinde başta Pirinç Suyu, Mut Çayı, Ermenek Çayı ve Kurt Suyu olmak üzere irili ufaklı çok sayıda yan kol ana akarsuya (Göksu Nehri'ne) karışmaktadır. Dolayısıyla bu nehirlerin taşıdıkları sediment içerikleri, gerek Göksu Nehri'nin sediment girdisine katkıda bulunmakta gerekse geçtikleri engebeli ve eğimli alanlardan vadi tabanına ulaştıkları kesimde alüvyal yelpaze oluşumuna neden olmaktadır. Bu nedenle söz konusu yan kolların kat ettikleri bölgelerin jeolojik yapısı oldukça önemlidir. Yukarıda adı geçen büyük akarsulardan ziyade, bu akarsulara karışan ikinciden yan kollar ve doğrudan yamaçlardan ana akarsuya birleşen ve çoğunlukla geçici olan küçük akarsular, taşıdıkları materyali ana akarsu vadi tabanında biriktirmekte ve yelpaze oluşumuna neden olmaktadır.

Alüvyal yelpaze oluşumunu etkileyen en önemli faktörlerden litoloji ve eğim koşulları bakımından çalışma alanı iki bölüm halinde incelenebilir. Alanın kuzeyinde yer alan Derinçay ile Hocalı Köyü yakınlarındaki Silifke Boğazı başlangıcı arasındaki kesim ilk bölümü oluşturmaktadır. Silifke Boğazı ise ikinci bölümdür. Derinçay'dan Silifke Boğazı'na kadar olan kesimde Göksu Nehri Vadisi boyunca yer yer alüvyal yelpaze gelişimi söz konusudur. Bu yelpazeler, Kurt Suyu yelpazesini dışında, ana nehre birleşen önemli yan kollardan ziyade, yamaçlardan inen daha küçük ve çoğunlukla geçici akarsular tarafından oluşturulmuştur. Büyük

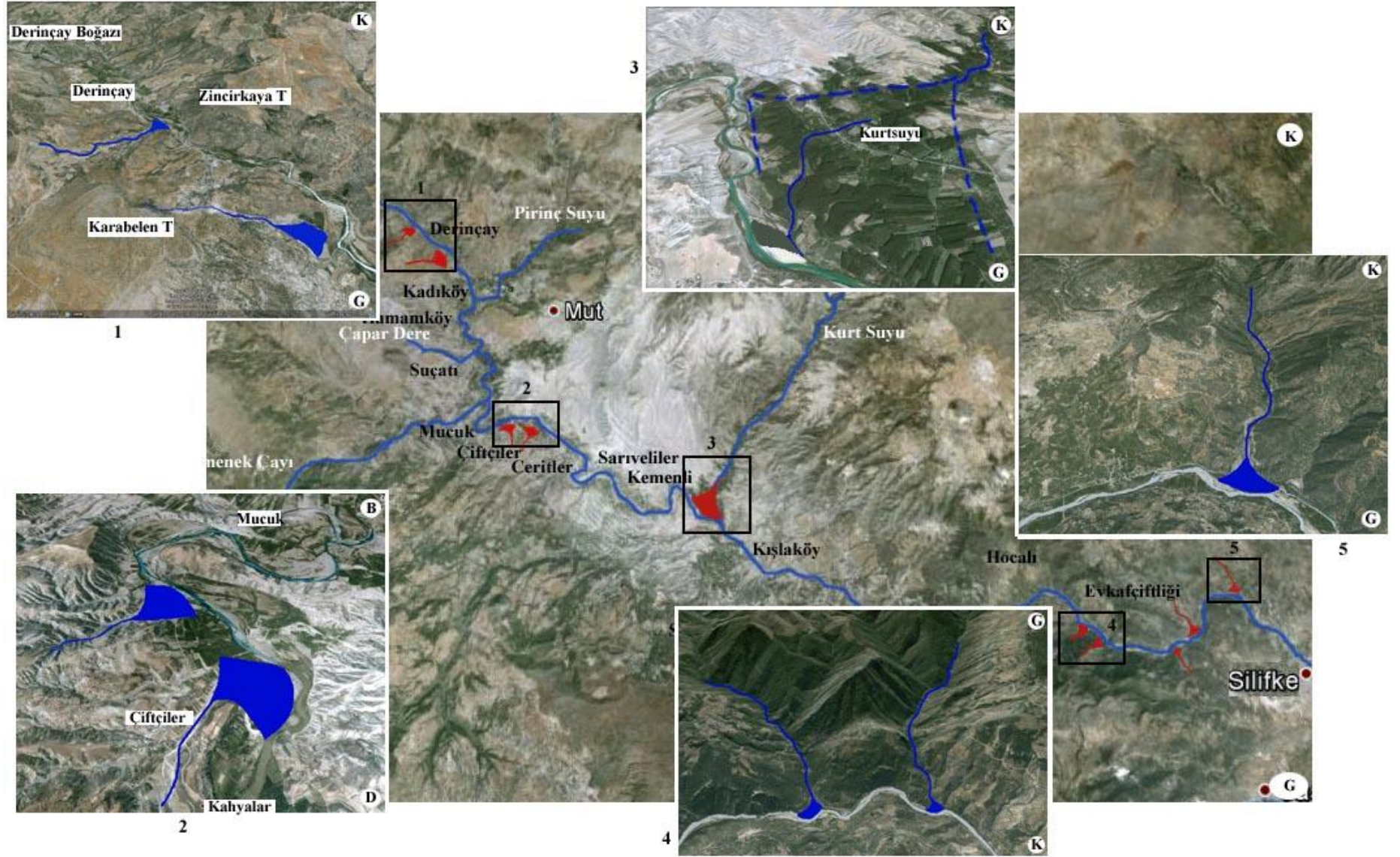
yan kolların birleşim yerlerinde meydana gelen sediment birikimi, olasılıkla nehir tarafından aşındırılmıştır.

Derinçay-Boğaz arasındaki ilk bölümde yelpaze gelişimi bakımından dikkat çeken iki kesim, Derinçay-Kadıköy yerleşmeleri yakın çevresi ile Çiftçiler-Kâhyalar yerleşmeleri çevreleridir (Şekil 37). Derinçay yakınlarında ve Çiftçiler Mahallesi (Yukarı Köşelerli mahallesi) kuzeyinde tespit edilen birikinti yelpazeleri, çoğunlukla engebeli yamaçlardan inen küçük akarsuların Göksu Nehri'ne karıştığı az eğimli vadi tabanında meydana gelmiştir. Söz konusu yelpazeler, güneydeki boğaz bölgesine kıyasla daha az eğimli yamaçlardan akmakta olan, boyuna profilleri nispeten uzun akarsular tarafından meydana getirilmiştir. Bu bölgedeki alüvyal yelpazeler genellikle orta büyüklükte ve yayvandır.

Kurt Suyu'nun meydana getirdiği yelpaze ise diğerlerine oranla oldukça büyüktür. Bu durumun en önemli nedeni, Kurt Suyu'nun, Göksu Nehri'ne önemli miktarda su ve sediment girdisi sağlayan daimi bir akarsu olması ve uzun bir mesafe kat ettikten sonra ana akarsuya dökülmesidir. Bu bağlamda, Derinçay-Boğaz bölgesi arasındaki yan kollar, Silifke Boğazı'ndaki küçük derelere kıyasla daha uzun mesafe kat etmekte ve daha yayvan, daha büyük yelpaze gelişimine sebep olmaktadır. Silifke Boğazı'nda çok yüksek eğimli yamaçlardan ana nehre karışan küçük akarsular vardır.. Bu akarsuların tamamı dönemlik olup oldukça kısa mesafeler kat ederek Göksu Nehri'ne ulaştıklarından akaçlama havzaları küçüktür. Bu nedenle, taşıdıkları iyi yuvarlaklaşmamış, ufalmamış ve az miktardaki sedimentle oldukça eğimli ve küçük yelpazeler oluşturmuşlardır (Şekil 37). Bu

bölgede arda arda gözlenen yelpaze gelişimi de yamaç eğiminin ve nehir yatağı eğimlerinin fazla olmasından kaynaklanmıştır.

Jeolojik olarak da iki farklı bölgeden söz edilebilir. Kurt Suyu dışında, Derinçay ve Boğaz bölgesi arasında oluşan fanların tamamı kireçtaşı-marn ardalı Köşerli Formasyonu'ndan aşındırılan malzemenin birikimi sonucu gelişmiştir. Kurt Suyu yelpazesi, nehrin kestiği Akdere ve Köşerli birimlerinden, boğazda gelişen yelpazeler ise tamamıyla Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı formasyonların killi kireçtaşı, şist ve şeyl içeren birimlerinden meydana gelmiştir. Çalışma alanındaki bazı alüvyal yelpazelerin, kısmen Göksu Nehri'nin ana yatağını ötelediği görülmektedir. Bu durum özellikle Derinçay, Çiftçiler ve Kışlaköy yakınlarındaki nispeten büyük yelpazelerde gözlenmiştir.



Şekil 36: Çalışma alanında tespit edilen alüvyal yelpazelerin konum ve boyutlarını gösteren uydu görüntüleri (Googleearth, son erişim Mart 2013).

3.5. Göksu Nehri yatağı

Akarsu yataklarındaki morfolojik birimlerin uzun ya da kısa süreli değişimleri, vadi evrimi çalışmalarının en önemli ayaklarından birini oluşturur. Çünkü yatak morfolojisi, nehrin sahip olduğu enerjinin, geçtiği çevresel koşulların, iklim ve tektoniğin önemli bir göstergesidir. Bu nedenle çalışmamızda Göksu Nehri'nin ana kanalının değişim süreci, yatak türü ve yapısı, kanal içerisindeki barların (nehir adalarının) özellikleri ve yatak kenarı dikliklerinin (bankların) gelişimleri ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Çalışma alanında, Mut'un kuzeyindeki Derinçay bölgesinde akarsu yatağının deniz seviyesinden olan yükseltisi yaklaşık 150-160 metredir. Bu değer, güneye doğru gidildikçe düşmekte ve sekilerin görülmeye başlandığı Hamam Köy- Suçatı Köy yakınlarında 130 metrede takip edilmektedir. Ermenek Çayı'nın Mucuk yakınlarında Göksu Nehri'ne birleşmesinden sonra nehrin bulunduğu seviye 120 metrelere düşer ve Göksu Nehri Silifke yakınlarında 20 metre civarında deltaya girerek Akdeniz'e dökülür. Sonuç olarak Göksu Nehri'nin yatağı, alanın kuzey sınırından güney sınırına kadar toplam 140 metre seviye farkı ortaya koymaktadır. Bu da çalışma bölgesi içerisinde büyük oranda düzenli ve kesintisiz bir eğim düşüşünü gösterir. Bölge içinde yatak eğimi bakımından farklı bölgeler dikkat çekmektedir.

Göksu Nehri'nin çalışma alanı içerisindeki akışı (Derinçay-Silifke arasında) iki farklı doğrultuda karşımıza çıkmaktadır. Derinçay-Mucuk arasında kalan kesimde

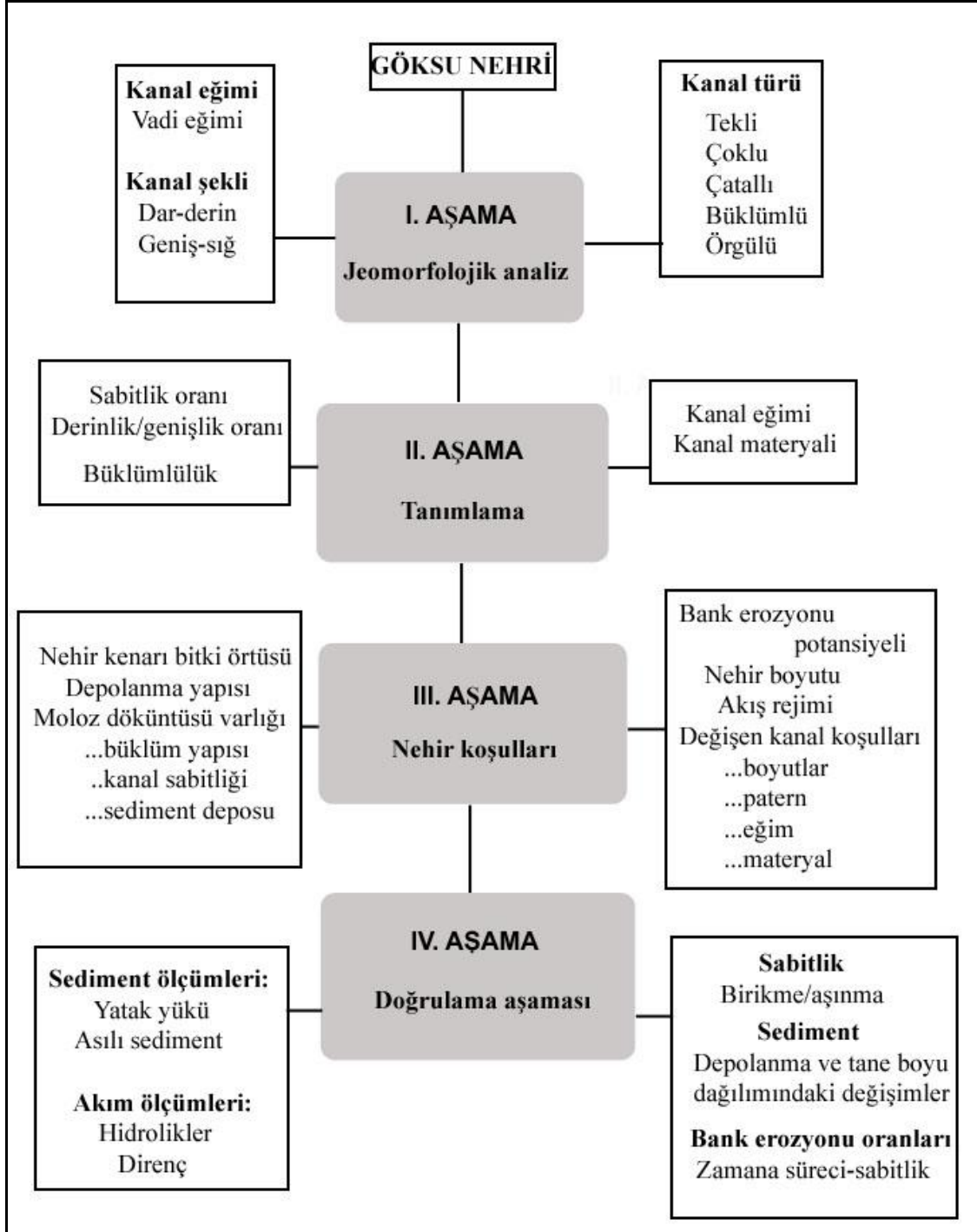
nehir yatağı kabaca kuzey-güney yönlü bir akış doğrultusunu takip ederken, Mucuk-Silifke arasında yaklaşık olarak kuzeybatı-güneydoğu yönünde bir akış söz konusudur.

3.5.1. Göksu Nehri'nin yatak yapısı (kanal paterni)

Akarsu kanallarındaki değişim sürecini ve yatak paternini tespit etmek amacıyla ortaya konmuş çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Ancak bu çalışmalar, genellikle farklı disiplinlerin kendi hedefleri doğrultusunda seçerek geliştirdiği yöntemlerden oluştuğu için, yapılacak analizde uygun yaklaşımın seçilmesi oldukça önemlidir.

Yatak değişimi konusunda yapılan ve 1950'lere dayanan ilk çalışmalardan bugüne kadar çok sayıda yöntem geliştirilmiştir (Leopold ve Wolman, 1957; Douglas, 1962; Schumm, 1963; Allen, 1964a ve 1964b; Leopold vd, 1964, Thornbury, 1969; Chitale, 1973; Miall, 1977; Carson, 1984). Uluslararası literatürde yer edinmiş ve bir kısım güncel çalışmaya referans olmuş bu yöntemlerin bir bölümü alüvyal kanalların kıvrımlanma ve örgülenme derecesini dikkate alırken, bir bölümü sediment yükünü ya da kanal sayısını önemli bir kriter olarak değerlendirmektedir. Jeomorfoloji çalışmalarında faydalı olmasının yanında, uygulanabilirliğinin daha fazla olması ve tüm dünyada kabul görmesi nedeniyle çalışmamızda kıvrımlanma ve örgülenme indeksleri temel yaklaşım olarak değerlendirilmiştir. Doğrudan ya da dolaylı olarak kanalların sediment içeriğine dayanan diğer birçok yöntem, uzun vadeli ve hassas ölçümler gerektirdiğinden ve Türkiye akarsularına ait kısa dönemli sediment ölçümleri gerçekçi sonuçlar vermeyeceğinden bu çalışmada tercih edilmemiştir.

Göksu Nehri yatağının morfolojik analizinde büyük oranda takip edilen çalışma basamakları aşağıdaki gibidir (Şekil 38).



Şekil 37: Göksu Nehri yatağının morfolojik analizinde izlenen çalışma basamaklarını gösteren şekil görülmektedir (Rosgen, 1996).

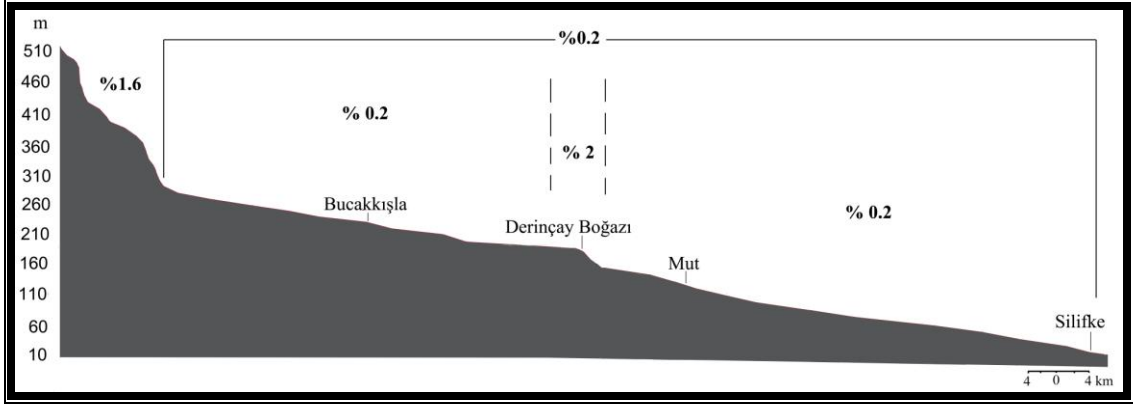
Akarsu yataklarının jeomorfolojik analizi, öncelikle litoloji, flüvyal aktivite, iklim ve tektonizma gibi kontrol faktörlerinin etkisi altında şekillenen drenaj ağıyla ortaya konmaktadır. Göksu Nehri'nin drenaj havzası, havza rölyefi ve kanal morfolojisi açısından coğrafi analize uygundur.

Jeomorfolojik Analiz

Çalışma ağının ilk basamağını oluşturan **Jeomorfolojik Analiz**, araştırma alanı sınırları içerisinde Göksu Nehri'nin yatak eğimin ve kanal türü dikkate alınarak gerçekleştirilmiş (Şekil 38), bu doğrultuda **nehirin yatak (vadi) eğimi** yüzde (%) cinsinden değerlendirilmiştir (Şekil 38, 39). Buna göre, Göksu Nehri yatağının eğimi, kaynak alanından Silifke'ye kadar farklı değerlerde ölçülmüştür. Kaynak bölgesinde (nehirin yukarı çıkışını kapsayan 13 km'lik kesiminde), yatak eğimi **% 1.6**'dır. Bu değer, engebeli arazinin son bulunduğu alandan Derinçay Boğazı'na kadar olan yaklaşık 49 km mesafede **% 0.2**'ye düşmektedir (Şekil 39). Buraya kadar ölçülen değerler, araştırma alanının sınırları dışında kalmakla birlikte, Göksu Nehrinin akışını etkileyen yukarı çıkış eğimini göstermesi bakımından önemlidir.

Araştırma alanının kuzey sınırını oluşturan Derinçay Boğazı kesiminde ise mevcut eğimin ortaya konması oldukça önemlidir. Çünkü "*tektonik özellikler*" ve "*vadi boyuna profili*" konularında değinildiği gibi, bu alan, çalışma sahasındaki tektonik aktivitenin önemli morfolojik göstergelerinden birini sergilemektedir. Derinçay Boğazı'nın yer aldığı yaklaşık 2 km'lik alanda nehir yatağının eğimi **%2** olarak hesaplanmıştır. Bu da vadinin tümü için en yüksek eğim değerine işaret eder.

Diğer taraftan, Derinçay Boğazı'ndan Silifke'ye kadar olan bölge için yatak eğimi tekrar düşerek % 0.2 olarak hesaplanmıştır

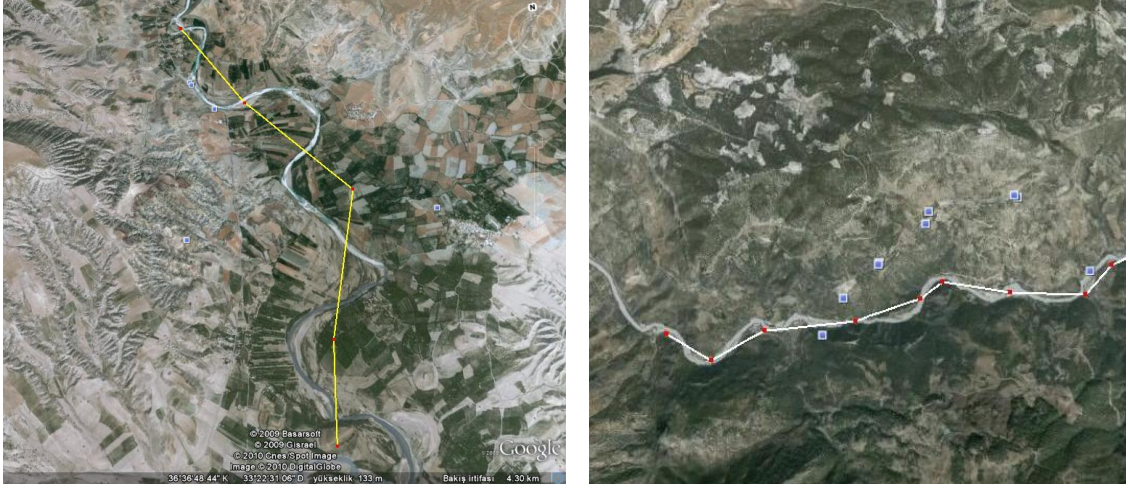


Şekil 38: Göksu Nehri Vadisi'nin ve akarsu yatağının eğimini gösteren boyuna profil. Kaynak alanı, Bucakkışla Bölgesi, Derinçay Bölgesi ve son olarak DerinçayBoğazı ile Silifke arası, ayrı ayrı ele alınmıştır.

Akarsu yatağının jeomorfolojik analizinde bir diğer unsur, **kanal şekli ve tipidir**. Bu çalışmada nehrin derinlik ölçümü yapılamadığı için, kanal şekli bakımından yatağın derinlik - genişlik oranı belirlenememiştir.

Kıvrımlanma derecesinin hesaplanmasında en sık kullanılan yöntem, vadi boyu (kanal) mesafesinin, vadinin ortasından geçtiği varsayılan hatta (kuş uçuşu vadi uzunluğuna) oranlanmasıdır (Schumm, 1977). Çalışma alanında uygulanan bu yöntem gereği, araştırma alanı olarak belirlenen bölgede yaklaşık 100 km uzunluğa sahip Göksu Nehri vadisi parçalara bölünerek, her bir bölüm için kıvrımlanma oranı ayrı ayrı incelenmiştir (Şekil 40). Hesaplama kullanılan varsayımsal hatlar (vadi

boyu mesafesi ve vadinin ortasından geçtiği düşünülen hat), vadinin daraldığı ve litoloji ile sınırlandırıldığı alanlarda birbiriyle çakışmaktadır (Şekil 41).



Şekil 39 ve 40: İlk şekil, vadinin genişlediği kuzey kesimdeki hattın konumunu göstermektedir. İkinci şekil ise araştırma alanının güneyindeki Silifke Boğazı'ndan alınan hattı göstermektedir. Bu ikincisinde, akarsu kanalı ile hesaplama hattının çakıştığı açıkça görülmektedir (Googleearth, son erişim Mart 2013).

Nehir yatağının kıvrımlanma derecesi;

108 km (Akarsu yatağının uzunluğu) / 90 km (Vadinin ortasından geçtiği varsayılan hat uzunluğu) = **1.2**

Yapılan hesaplama, nehir yatağının hafif kıvrımlı bir yapı sergilediğini ortaya koymakla birlikte, söz konusu kanal paternini destekleyen başka bulgular da mevcuttur. Sekilerin içyapılarından elde edilen kesit örnekleri ve nehir yatağının güncel patern göstergeleri (sediment türü, sediment miktarı, set türü, set boyutu, bank karakteri vb.) nehir yatağının hafif kıvrımlı (düşük sinüsel/düşük menderesli) yapısını destekler niteliktedir.

Bu değerle birlikte Gökse Nehri, Miall'in (1996) akarsu kanalları için öngördüğü kesit türlerine göre **çakıllı kıvrımlı** nehir sınıfına girmektedir. Ayrıca Schumm'ın (1977) akarsu yatağı sınıflamasına göre nehir yatağı, 8. ve 9. tipler arasında bir geçiş tipini yansıtarak **karışık yüklü** kanalları temsil etmektedir.

Gökse Nehri'nin kanal paterninin tespit edilmesi aşamasında bir diğer önemli kriter, nehrin **örgülenme** derecesi hesabıdır.

Nehir yatağının örgülenme derecesi;

Akarsu yataklarının örgülenme derecelerinin tespitinde sıklıkla kullanılan toplam dört grup değer aralığına göre (Schumm, 1981) Gökse Nehri yatağı örgülenme karakteri taşımamaktadır.

%5'ten küçük değerler çok hafif örgülü

%5-%34 oranı hafif örgülü,

%35-%64 oranı orta derecede örgülü

%65'ten büyük değerler ise tam örgülü.

3.5.2. Değişim süreci

1956 yılına ait görüntülerde, akarsu yatağında çok sayıda eski kanal izleri ve burun seti tespit edilmiştir. Yatağın yer değiştirdiği kesimlere işareten eden eski kanal izleri, çalışma alanında özellikle Derinçay ve Suçatı Köyleri 'nin yakın çevreleri ile Çiftçiler-Kemenli Köyleri arasındaki kesimlerde dikkat çekmektedir. Ancak söz konusu izler, vadi içerisinde seyrek olarak-küçük alanlarda gözlenmektedir (Şekil 42).

Burun setleri (yığınaklar) ise, nehrin büklüm yaptığı birçok kesimde gelişmiş olmakla birlikte, Derinçay-Silifke Boğazları arasında kalan nispeten geniş alanda artış göstermektedir. Buna karşılık sınırlandırılmış dar bir vadi sergileyen Silifke Boğazı'nda burun seti gelişimi oldukça azdır. 1956 yılına ait hava fotoğraflarından elde edilen ölçümlere göre, Göksu Nehri'nin kıvrımlanma derecesi 1.1'dir.

1988 yılına ait görüntülerde, akarsu yatağında, gerek 1956 yılı öncesine ait, gerekse 1956-1988 yılları arasındaki döneme ait yatak değişimini ifade eden eski kanal izleri belirlenmiştir. Bu izlerin büyük bölümü, 1956-1988 yılları arasında nehrin yatağını kısmi olarak değiştirmesiyle meydana gelmiştir. Araştırma alanı içerisinde özellikle Hamamköy, Suçatı, Mucuk, Kâhyalar, Hacımahmutlu ve Kışlaköy yakın çevrelerinde, nispeten yeni olan bu izlere sıkça rastlamak mümkündür. Söz konusu değişim izleri, nehrin 1956 yılındaki kanalına göre, rölatif olarak kıvrımlılığını arttırdığını göstermektedir. Bu durum, 1988 yılı verilerinden elde edilen kıvrımlılık ölçümlerinde 1.2 olarak kendini gösterir.

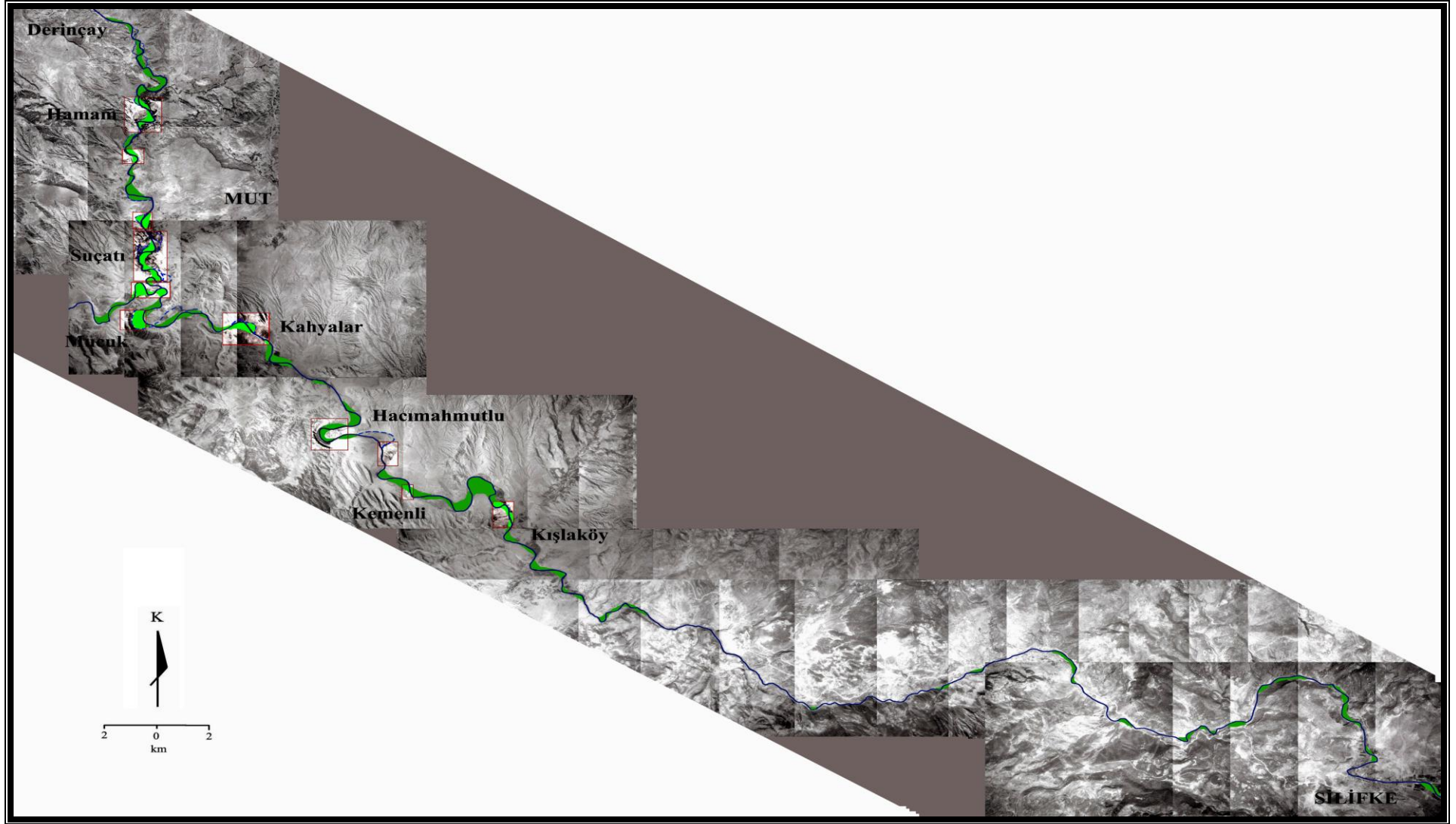
Bunun yanında, nehir yatağında gözlenen burun setleri, bu dönemde sayıca artmış ve alansal olarak büyümüştür. Burun setleri yine nehrin büklüm yaptığı kesimlerde gözlenmekle birlikte, çoğu kez nehir tarafından kesilerek kopmuş ve yatak ortasında kalmıştır. Silifke Boğazı'nda sınırlı şekilde gelişme imkânı bulan yığınaklar (burun setleri), Silifke yakınlarında sayı ve boyut bakımından artmıştır (Şekil 43).

Son olarak, 2013 tarihli güncel uydu görüntülerinden elde edilen bulgulara göre, nehir yatağı 1.2. değerindeki kıvrımlılık oranını desteklemekte ve 1988 yılına ait akarsu kanalına benzer bir yapı sergilemektedir.

Dolayısıyla Göksu Nehri yatağının, söz konusu 57 yıl içerisinde önemli bir değeriklik göstermediği söylenebilir. Nehir, 1956, 1988 ve 2013 yılları arasındaki süreçte, düşük menderesli kanal paternini korumuştur. Yatak değerimini, ancak kısa mesafeli yer değeristirmelerle, yığınak gelişimleri ile ve kısmi kıvrımlanmalar ile sınırlıdır.



Şekil 41: 1956 yılına ait hava fotoğraflarından elde edilen akarsu yatağı haritası.



Şekil 42: 1988 yılına ait hava fotoğraflarından elde edilen akarsu yatağı haritası.

3.5.3.Akarsu setleri (barlar)

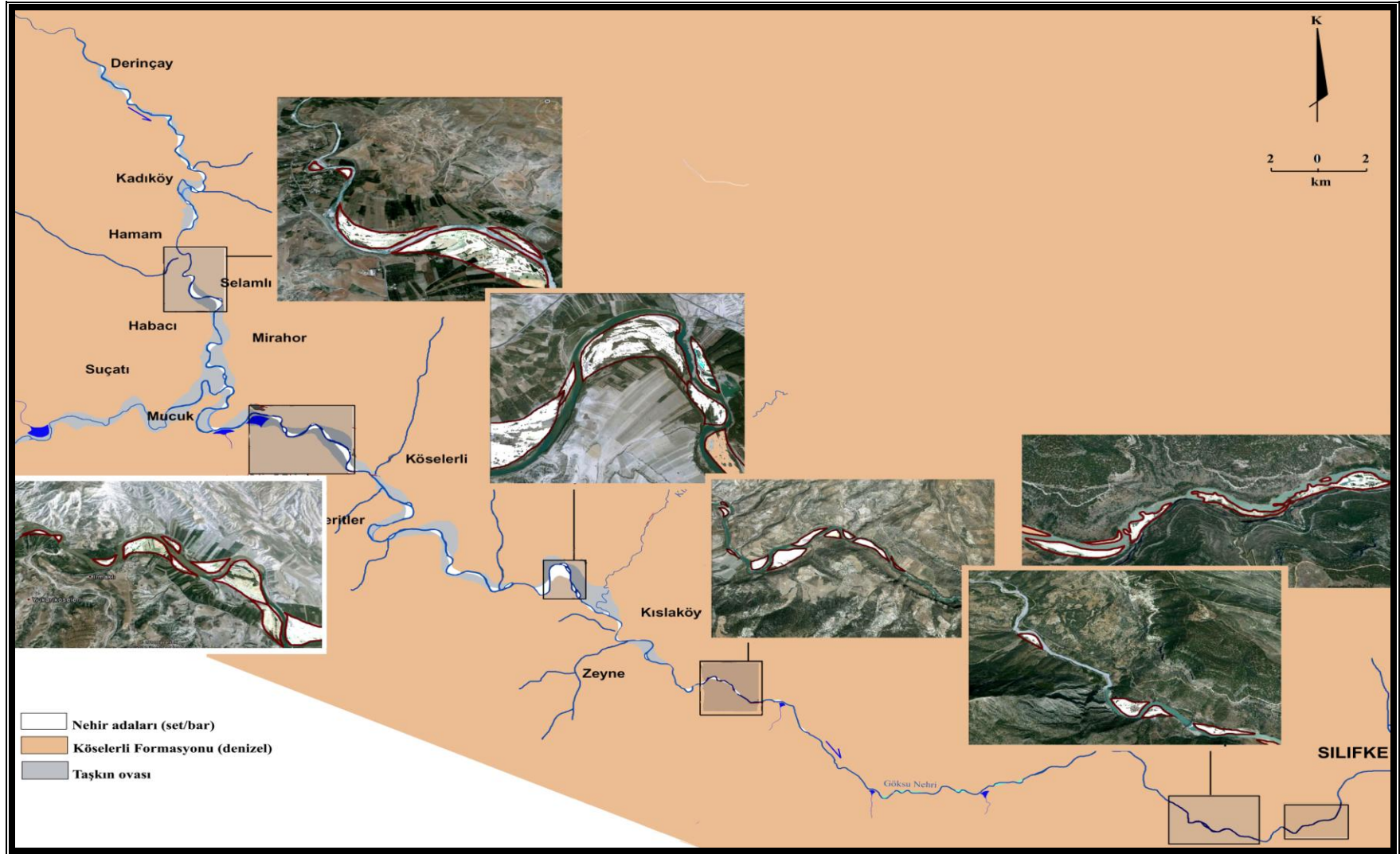
Göksu Nehri'nin alüvyal yatağı, kanal içerisinde gelişen adaların sıklığı ve boyutları bakımından iki bölüm halinde incelenebilir. Bunlardan ilki, Derinçay'dan Silifke Boğazına kadar uzanan, yaklaşık 30 km'lik mesafeyi kapsayan bölge, ikincisi ise Silifke Boğazı'nın uzandığı dar kesimdir (Şekil 44). Derinçay-Silifke Boğazı arasındaki bölgede Göksu Nehri'nin vadi tabanı dar olmasına karşın, taşkın ovasının genişliği yer yer 1.5 km'yi bulabilmektedir. Özellikle yan kollarm birleşim bölgelerinde bu mesafe genellikle artar. Örneğin Göksu Nehri'nin en büyük kolu olan Ermenek Çayı'nın birleşim yeri olan Mucuk yakınlarında vadi tabanı yaklaşık 2 km genişliğindedir.

Derinçay-Silifke Boğazı arasındaki bölgede çok sayıda nehir adası bulunmakla birlikte söz konusu adaların boyutları da dikkat çekicidir. Nehir kanalının büklüm yaptığı hemen hemen her bölgede oldukça büyük burun setleri (yığınak) gelişimi söz konusudur. Bu oluşumlar, genellikle kum ve çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 44).

Bölgede genellikle "bük" olarak isimlendirilen büyük burun setleri (Ziyaefendi bükü, Burunbükü, Taşlıbük, Alagöz bükü vb.), kimi yerlerde nehir tarafından defalarca kesilerek parçalanmış ve ada türü bakımından görsel bir yanılgıya yol açmıştır. Çünkü esasında büyüklü küçüklü burun seti olan bu adalar, Göksu Nehri'nin çeşitli dönemlerdeki güçlü akışının etkisiyle koparak şekil değiştirmiştir. Genellikle nehir yataklarının büklümlü iç bükey kesimlerinde gelişim gösteren burun setleri, bu kopmalarla birlikte daha çok örgülü akarsu yataklarına özgü olan kanal ortası adalarını (boyuna ve verev barları) andırır(Douglas, 1962; Allen, 1963, 1964a ve 1964b; Miall,

1977; Steel ve Thampson, 1983; Miall, 1996; Nichols, 1999; Lunt ve Bridge, 2004; Xu, 2004) bir görünüm kazanmıştır. Oysa bunlar, burun setlerinin nehir tarafından kesilmesiyle yatak ortasında kalmış olan ada parçaları (*chute cut off*) veya barlarıdır (McGoven, 1070; Schumm vd., 2000; Bridge, 2005).

Klasik burun seti gelişimi, çalışma alanı içerisinde nehrin alüvyal bir taban içerisinde aktığı ilk bölümde, özellikle Kadıköy'ün kuzey ve güney kesiminde, Suçatı, Mucuk, Çiftçiler (Yukarı Köşelerli), Kâhyalar (Irmaklı), Ceritler (Göksu), Kemenli, Kurtsuyu ve Kışlaköy yerleşmeleri yakınlarında büyük boyutlarda gözlenmiştir (Şekil 44). Bu bölgeler dışında, daha küçük boyutta gelişme gösteren burun setleri ise çalışma alanı içerisinde neredeyse tüm nehir yatağı boyunca gözlenmektedir. Ancak yukarıda belirtildiği gibi, klasik anlamda korunabilmiş bu depoların yanı sıra parçalanmış oluşumlar da yatak içerisinde önemli yer tutmaktadır. Kopmuş burun seti gelişimi daha çok Hamamköy, Selamlı, Mucuk, Ceritler (Göksu), Hacımahmutlu ve Sarıveliler yerleşmeleri yakınlarında açıkça gözlenmektedir (Şekil 44). Bu ilk bölümden farklı olarak Silifke Boğazı içerisinde yine çok sayıda nehir adası bulunmaktadır. Ancak vadi tabanının dar olduğu, nehrin Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlı ana kaya içerisinde aktığı bu alanda küçük boyutlarda yığınak oluşumu kendini göstermektedir. Bu bölgede pek çok yerde gözlenen klasik burun seti gelişimi, deltaya yaklaştıkça kopma eğilimi göstermektedir. Keben, Karakaya, Silifke bölgelerinde, *kopmuş burun setleri* gözlenirken Ekşiler Köyü'nün batısında, yeni parçalanmakta olan büyük burun setleri mevcuttur.



Şekil 43: Derinçay- Silifke arasında oluşan akarsu setlerini gösteren harita.

Çalışma alanının pek çok yerinde nehir adaları genellikle kum ve çakıl ağırlıklı sedimentten oluşmaktadır (Foto 35- 39).



Foto 35: Hacımahmutlu tepesi yakınlarındaki bir burun setinin görünümü. Nehir adası (burun seti) üzerinde kopmaların başladığı görülmektedir.



Foto 36: Silifke yakınlarında Göksu Nehri'nin kopmak üzere olan bir burun seti görülmektedir.

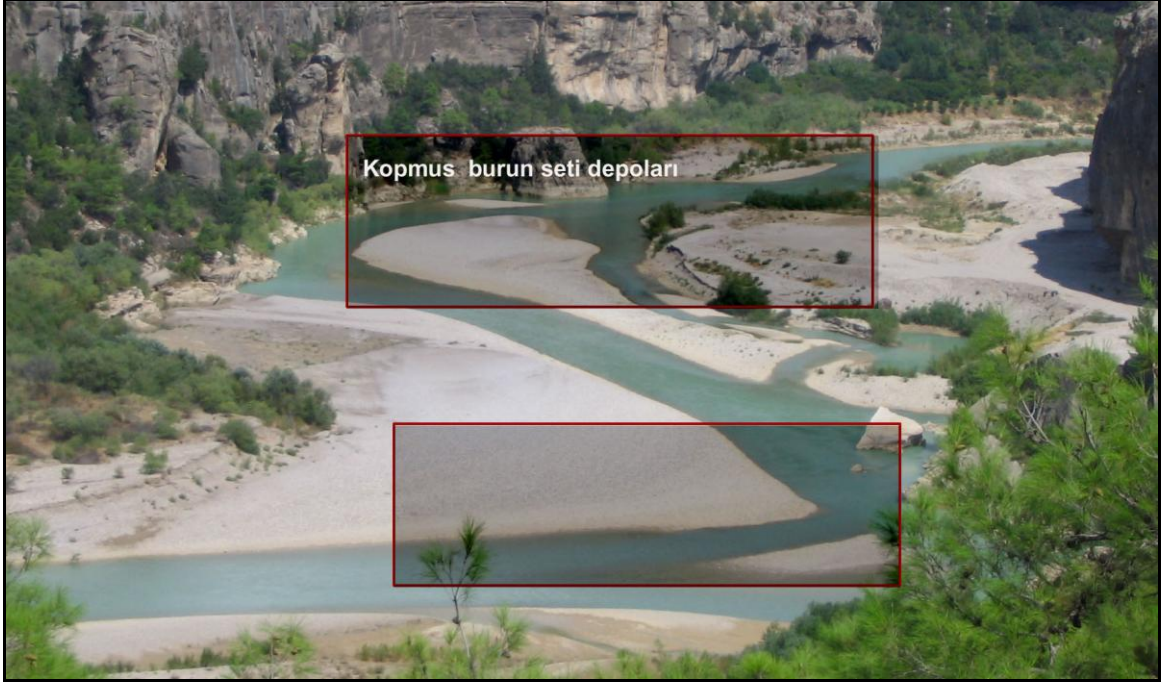


Foto 37: Silifke yakınlarında Göksu Nehri'nin kopmaların gerçekleştiği burun setleri görülmektedir.



Foto 38: Hacımahmutlu Tepeleri ve Ceritler Köyü arasında, kopmuş ve kopma aşamasında olan burun setlerinden bir görünüm.



Foto 39: Araştırma alanındaki burun setlerinin iç yapısına hakim olan çakıl sedimentini gösteren fotoğraf. Bu sediment büyük oranda ince-orta boy çakıllardan oluşmaktadır. Çakıl deposu tane desteklidir. Seki istifleri içerisindeki alüvyon ile kıyaslandığında, güncel yığınak depoları ile eski seki depolarını oluşturan sediment arasındaki benzerlik dikkat çekicidir.

3.5.4. Akarsu yatağı kenarları (banklar)

Akarsu yataklarındaki bank materyali, pek çok etkene göre çeşitlilik göstermekle birlikte genellikle, nehirlerin aşağı çığırlarında, kum, silt ve kil materyalinin baskın olduğu ince taneli sedimente dönüşmektedir. Bu da bankların yapışkanlık oranını (kohezyon derecesini) ve buna bağlı olarak aşınımına karşı direncini etkilemektedir (Knighton, 1998). Bu nedenle, Göksu Nehri Vadisi'ndeki bank erozyonu, Göksu Nehri'nin orta ve aşağı çığır kesimi (Mut-Silifke arası) göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir.

Bank erozyonunda iki önemli faktör karşımıza çıkmaktadır. Bunlar, *hidrolik hareket ve kütleli bozulmadır* (Knighton, 1998). Hidrolik etki, bank

yakınlarındaki akış hızı koşulları ile ilgili olduğu için, diğer akarsu yataklarında olduğu gibi Göksu Nehri yatağı içerisinde de her yerde aynı oranda yatağı şekillendirmemektedir. Düşük oranda kıvrımlanma gösteren ve yer yer bükümlere sahip olan Göksu Nehri yatağı içerisinde, diğer akarsularda olduğu gibi, özellikle kanal bükümlerinin dışbükey kısımlarında akarsuyun akış hızı artmaktadır. Çünkü bükümlü kesimlerde nehir türbülanslı akışa geçerek kanalın yamaçlarına bir baskı uygulamakta, dolayısıyla banklar aşınma karşı daha hassas hale gelmektedir. Bu noktada nehrin uyguladığı baskı (shear stress), sadece bank materyaline doğrudan etki şeklinde değil, aynı zamanda bankın tabanını kazma şeklinde olduğu için yatak yamacının geometrisi ve bank materyalinin doğası önem kazanmaktadır.

Göksu Nehri'nin yatak kenarı diklikleri her yerde aynı olmamakla birlikte, genel olarak yatağın dışbükey kesimlerinde oldukça dik ve belirgindir (Foto 40).



Foto 40: Ziyaefendi Bükü yakınlarında Göksu Nehri yatağının iç bükey ve dış bükey yamaçlarındaki erozyonal süreç görülmektedir.

Bankların sabitliği ve aşınma karşı duraylılığı konusunda önemli bir etken olan litoloji ve bitki örtüsü faktörleri, Göksu Nehri yatağı için de büyük oranda öneme

sahiptir. Yoğun bir bitki örtüsünün var olduğu yatak kenarlarında, bankların aşınma karşı direnci artmaktadır. Ancak yine de bu durum, bank erozyonunu tamamen önlememektedir. Çalışma alanının çeşitli bölgelerinde birbirinden oldukça farklı sedimentten oluşan yamaçların gerilemesi belirli bir zaman süreci içerisinde yavaş da olsa gerçekleşmektedir.

Araştırma alanının kuzeyinde yer alan Mirohor Köyü yakınlarında akarsu yatağı bankları çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Bu kesimde nehir 1,5–2 metreye yüksekliğinde banklara sahiptir (Foto 41).



Foto 41: Mirohor yakınlarında Göksu Nehri'nin çakıllı banklarından bir görünüm. Bu kesimde bank yüksekliği yaklaşık 1.5-2 metredir.



Foto 42: Dönek Mevkii yakınlarında Göksu Nehri'nin kil, silt ve kum içerikli banklarından bir görünüm. Bu kesimde bank yüksekliği yaklaşık 3 metredir.

Mirohor Köyü yakınlarında çakıl ağırlıklı sedimentten oluşan nehir bankları, Dönek Mevkii yakınlarında kil, silt ve kum içerikli sedimentten oluşmaktadır (Foto 42). Bu nedenle, aşınım süreçleri bakımından her iki alan arasında belirgin bir fark vardır. Çakıl ve kum gibi kohesif (tutturulmuş) özellikte olmayan yatak kenarlarının yüksekliği 1.5-2 metre arasında değişirken silt ve kil gibi ince taneli sedimentin oluşturduğu kohesif özellikteki banklar, yaklaşık 3 metre yüksekliğindedir. Dolayısıyla, bitki örtüsü faktörünün her iki bölgede benzer özellikte olduğu göz önünde bulundurulursa ince taneli sedimentten oluşan bankların aşınmaya ve kütleli bozulmaya karşı daha dayanıklı olduğu söylenebilir.

3.6. Taşkın ovası

Araştırma alanında iyi gelişmiş bir taşkın ovasının mevcut olmadığı söylenebilir. Derinçay-Silifke arasında, Pirinç Suyu, Ermenek Çayı, Kurt Suyu gibi önemli yan kolların Göksu Nehri'ne birleştiği kesimler dışında, oldukça dar bir taşkınovası gelişimi söz konusudur.

Taşkınovasının genişliği, genellikle 500 metre ile 1 km arasında değişmektedir. En fazla genişlik ise yukarıda sözü geçen yan kolların ana nehre birleştiği kesimlerde 2 km'ye kadar çıkmaktadır. Ermenek Çayı'nın Göksu Nehrine birleştiği *Mucuk Mahallesi* yakınlarında taşkınovası 2 km olarak ölçülmüştür.

Buna karşılık, taşkın ovasının en dar olduğu bölgeler, kuzeyde *Kadıköy ile Selamlı köy arası*, güneyde *Çiftçiler, Köselerli, Ceritler ve Kemenli köyleri* yakın çevreleridir. Bu alanlarda oldukça dar olmakla birlikte kısmi bir alüvyal taban örtüsü söz konusudur.

Silifke Boğazı'nda ise (yaklaşık 30 kilometre) dar ve derin vadi gelişimi, taşkın ovası oluşumunu engellemiştir.

4. TARTIŞMA

Göksu Nehri vadisinin jeomorfolojik evrimine ışık tutacak en önemli verilerden biri, nehrin yerleştiği ve yatağını kazmaya başladığı jeolojik formasyonların yaşıdır. Dolayısıyla araştırma alanındaki en genç birim önem taşımaktadır.

Araştırma alanında yüzeyleyen en genç jeolojik birim Köşelerli Formasyonudur (Tanar ve Gökçen, 1990; Yıldız vd., 2003; Bassant vd., 2005; Cosentino vd., 2011; Schildgen vd., 2012). Bu birimin yaşı konusunda farklı sonuçlar (Orta Miyosen, ve Erken Pleyistosen gibi) ortaya koyan çeşitli çalışmalar var ise de (Tanar ve Gökçen, 1990; Yıldız vd., 2003), söz konusu formasyonun denizel sedimentlerinden elde edilen biyostratigrafik ve paleomanyetik bulgular, birimin Geç Miyosen yaşında olduğunu ortaya koymuştur (Cosentino vd, 2011; Schildgen vd., 2012). Buna göre, araştırma alanında, Geç Miyosen'de denizel ortam koşullarının mevcut olduğu ve Göksu Nehri'nin Geç Miyosen'de alana yerleştiği söylenebilir.

Denizel ortam koşullarının, Erken Pleyistosen'de halen hüküm sürdüğünü ifade eden Yıldız vd.'nin (2003) çalışması, oldukça genç bir flüvyal sisteme işaret ederken, aynı zamanda hızlı bir bölgesel yükselim oranını ortaya koymaktadır (0.72-0.74 mm/yıl). Ancak bu oran, araştırma alanı için oldukça yüksek bir değerdir. Biyostratigrafik yaş analizinde kullanılan denizel mikrofosil gruplarının temsil ettiği yaş aralığı, Kalabriyen ile sınırlı olmayan bu fosiller, Miyosen stratigrafisinde de adı geçen türlerdir (Aubry, 1984; Montanary vd., 1997; Battista Vai vd., 2001). Bu nedenle, çalışma alanının en genç jeolojik birimini oluşturan Köşelerli Formasyonunun denizel sedimentlerinin yaşı Geç Miyosen'dir.

Cosentino vd. (2011) ile Schildgen vd. (2012) tarafından ortaya konulan araştırmalar, Mut Havzası'ndaki genç denizel sedimentlere ait bu iki farklı yaş bulgusunu (Kalabriyen ve Tortoniyen), Mut Havzası'nda, bölgesel yükselim hızında zamanla bir artış olduğu şeklinde ya da bu iki dönem arasında subsidans da içeren çok aşamalı bir tektonik süreç yaşandığı görüşüyle değerlendirmektedirler. Buna göre, Geç Miyosen'den Erken Pleyistosen'e kadar 0.24-0.37 mm/yıl olan yükselim oranı, son 1.6-0.7 milyon yıldan günümüze kadar 0.72-0.74 mm/yıl olarak artış göstermiştir. Ancak daha öncede belirtildiği gibi, yaklaşık 0.7 mm/yıl değerinde bir bölgesel yükselim oranının ortaya çıkaracağı morfolojik sonuçları doğrulayan bir bulguya rastlanmamıştır. Öyle ki, farklı yükselim oranlarının doğuracağı iki aşamalı tektonik safha, sahadaki aşınım yüzeylerinin seviye ve konumlarında farklılık oluşturacağı gibi, alanda morfolojik diskordans oluşumuna yol açmış olmalıdır. Ancak araştırma alanında, aşınım yüzeylerinin konum ve seviyelerindeki uyum beraberinde herhangi bir çarpık yükselim izi gözlenmemiştir.

Köselimli formasyonun yaşı hakkındaki bu tartışmalı bulguların yanında, Göksu Nehri sekilerinin nispi yükseklikleri ve kronolojik özelliklerini ele alan araştırma bulguları da farklılık göstermektedir.

Göksu Nehri sekilerinin seviye bazında ve alansal dağılımları ya da kronolojisi hakkında bilgi veren az sayıdaki çalışma arasında (Çiçek, 2001; Schildgen, 2012), Alandaki akarsu sekilerinin nispi yükseklikleri ve yaşlarına ilişkin ilk değerlendirmeyi ortaya koyan jeomorfoloji çalışması (Çiçek, 2001), Mut ve yakın

çevresinde Göksu Nehri'ne ait 10 m, 30-40 m, 50-60 m ve 90 m nisbi yüksekliklere sahip toplam dört seki basamağı tespit etmiş ve bu sekilerin oluşumları, inceleme alanının Akdeniz'e yakınlığı nedeniyle Pleyistosen östatik deniz seviyesi değişimleri ile ilişkilendirilmiştir. Bu araştırma, inceleme alanındaki akarsu sekilerinin alansal ve metrik dağılımlarını ilk kez ortaya koyması ve Mut Miyosen Havzası'nda seki oluşumunu tetikleyen kontrol eden mekanizmaları sorgulaması bakımından oldukça önemlidir. Ancak söz konusu çalışmada göreceli yaşlandırma tekniği uygulandığı için vadinin açılması ve sekilerin oluşum zamanları ile ilgili detaylı bulgu yoktur.

Mut Miyosen Havzası'nın jeolojik evrim sürecinin aydınlatılmasında, alandaki flüvyal seki basamaklarının seviye ve yaşlarını ele alan Schildgen vd. (2012) ise Göksu Nehri'ni, Mut Havzası'nın denizel sedimentleri üzerine yerleşerek yatağını kazmaya başlaması sürecinde, bölgesel yükselim kaydını tutan önemli delil olarak değerlendirmekle birlikte, çalışmamızdaki seki bulgularından farklı sonuçlar ortaya koymuştur. Bu çalışma kapsamında ele alınan Göksu Nehri flüvyal seki serisi, "alçak, orta ve yüksek" olmak üzere 3 seki sınıfında ele alınmıştır (Schildgen vd., 2012). Bunlardan 28-34 metre arasındaki sekiler alçak seki grubu olarak, 50-100 metre arasındaki sekiler orta yükseklikteki sekiler olarak ve 100-135 metre arasındaki sekiler yüksek seki grubu olarak değerlendirilmiştir.

Söz konusu çalışmada, sekilerin istif özelliklerine, çört içeriklerine ve metrik dağılımlarına değinilmekle birlikte, sekilere ait konglomera depoları üzerinde kozmojenik tarihleme yöntemi uygulanmıştır. Ancak bu analiz sonucunda ortaya

konulan yaş aralıkları ve bu yaş aralıklarının vurguladığı flüvyal kazılma-birikme dönemleri, çalışmamızın OSL analizi sonuçları ile örtüşmemektedir.

Schildgen vd. (2012), nispi yükseltisi 28-34 metre olan sekilerin yaklaşık 20.000-40.000 bin yıl aralığında, yükseltileri 40-135 metre olan sekilerin ise 70.000-130.000 yıl aralığında oluştuğunu tespit etmiştir. Söz konusu kronolojik bulgular, oksijen izotop kronolojisinde MIS (OIS) 3 ve 5 dönemleri ile eşleşmekte ve seki deposunun birikiminin sıcak dönemde gerçekleştiğine işaret etmektedir. Ancak çalışmamızda uygulanan OSL yaşlandırma yöntemi, araştırma alanındaki en genç seki deposu için (S16 kodlu +9 metre sekisi), 160.000-200.000 yıl aralığını ortaya koymuştur. MIS 7 buzul arası dönemi ile eşleşen (Şekil 68) ve kum içeriğine sahip toplam 10 adet OSL örneği ile elde edilen bu sonuç, Göksu Nehri'nin en genç deposunu, geçiş döneminden sıcak döneme uzanan ve ağırlıklı olarak sıcak dönem aralığında yer alan bir zaman diliminde biriktirdiğini göstermiştir.

5. SONUÇLAR

Göksu Nehri vadisinin evrimi ile ilgili olarak yapılan ve büyük oranda akarsu sekilerinin Kuvaterner'deki gelişimini konu alan bu çalışma, iklimsel etkiler ve tektonizma gibi baskın çevresel değişimlerin flüvyal sisteme etkisini sorgulamak amacıyla gerçekleştirilmiştir.

Bölgede yapılan jeoloji ağırlıklı çalışmalarda ortaya konulan bulgular, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kayalardan Miyosen ve Kuvaterner yaşlı istiflere, karbonatlar, gölsel çökeller ve deltaik depolardan, denizel ve flüvyal sedimentlere, çeşitli jeolojik birimlerin alanda var olduğunu göstermektedir. Jeolojik ve stratigrafik çalışmalar, araştırma sahasında, Kuvaterner dönemi öncesine ait yüzeyleyen en genç birimin Köselirli Formasyonu olduğunu ortaya koyar. Bu formasyonun yaşı, bölgedeki denizel fosillerden hareketle, Geç Miyosen/Tortoniyen'dir (Cosentina vd., 2012). Göksu Nehri vadisini büyük ölçüde içine alan Mut Havzası, bu sonuca göre Geç Miyosen'de denizel ortam koşullarına sahiptir. Dolayısıyla Göksu Nehri'nin bölgeye yerleşmesi, vadisini açması ve flüvyal aktivitesine başlaması, Tortoniyen sonrasında, yani en erken 8 milyon yıl (7.81-8.35 my) önce gerçekleşmiş olmalıdır.

Göksu Nehri'nin, Türkiye'nin önemli orojenik kuşaklardan biri olan Orta Toros kuşağında yer alması, flüvyal süreçte tektonizmanın önemli bir etkiye sahip olabileceğini göstermektedir. Dolayısıyla, vadinin açılması ve nehrin yatağını kazması süreci tektonik etkiden bağımsız düşünülemez. Ancak tektonizma, Göksu Nehri vadisinin ana hatlarını belirlemekle birlikte, vadi içerisindeki lokal etkisi bakımından tartışmalıdır. Yapılan arazi çalışmalarında tespit edilen, ayrıca MTA (Maden Teknik

Arama) tarafından belirlenmiş olan fay hatlarının, vadiye, sekilere, akarsu yatağı birimlerine ve diğer jeomorfolojik unsurlara etkisi kısmi olarak belirlenmiştir. Flüvyal sistem üzerinde yerel faylanma etkisinin en önemli göstergelerinden olan seviye uyumsuzlukları ve çarpılmalar, çalışma alanındaki akarsu sekilerinde büyük önem arz etmez. Seki seviyelerine ait boyuna profiller (eğim grafikleri), önemli ölçüde bir çarpılma kaydı içermemektedir. Ayrıca, bazı küçük akarsuları kestiği görülen fay hatları, bu akarsulara ait boyuna profillerde morfolojik diskordans oluşturmamıştır. Dolayısıyla bu faylar günümüzde aktif olmayabilir. Yerel tektonik etki bakımından en somut bulgu, ana akarsu yatağındaki ve yan kol yataklarındaki yön değiştirmelerdir. Bu durum, vadi içerisinde tespit edilmiş olan fay hatlarının günümüzde aktif olmadığını gösterebilir. Ancak araştırma alanının tektonik konumu (genişlemeli ve doğrultu atımlı-normal bileşenli neotektonik bölge olması) buradaki flüvyal sürecin, bölgesel tektonizmadan bağımsız olmadığını göstermektedir.

Göksu Nehri vadisinin ana hatlarını belirleyen tektoniğin yanı sıra, vadinin şekillenmesinde ve seki basamaklarının oluşumunda önemli bir kontrol mekanizması da iklimsel etkidir. OSL analizi ile ortaya konulan kronolojik değerlendirmeye göre Göksu Nehri, S16 kodlu en genç seki istifini 160.000-225.000 yıl yaş aralığının işaret ettiği MIS 7 buzul arası döneminde biriktirmiştir. Dolayısıyla Göksu Nehri, sıcak (buzul arası) dönemlerde flüvyal birikim yapmış olmalıdır. Buna karşılık, sıcak-soğuk geçiş döneminde ya da soğuk dönemlerde kazma aktivitesini gerçekleştirmiştir. S16 seviyesine ait toplam 10 adet örnek üzerinde yapılan değerlendirme sonuçlarının büyük oranda birbirini destekler nitelikte ve tutarlı olması, Kuvaterner iklim döngüsündeki sıcak-soğuk dalgalanmaların, Göksu Nehri Vadisi'nin flüvyal sürecini

etkilediğini gösterir. Bu durum, araştırma alanında iklimsel değişimlerin ve tektoniğin eş zamanlı etkinliğine işaret etmektedir.

Buna göre Göksu Nehri, son 160.000 yılda yatağını yaklaşık olarak 21 metre kazmış ve S16 seviyesini meydana getirmiştir. Dolayısıyla nehrin yıllık kazma oranı 0.16 mm'dir. OSL tarihlendirme analizi sonuçlarından elde edilen bu değer, aynı zamanda bölgesel yükselim oranını yansıtmaktadır.

Sonuç olarak, gerek tektonizma, gerekse Kuvaterner iklim değişimleri, Göksu Nehri'nin flüvyal sistemi üzerinde önemli birer etkin güç olmuştur. Söz konusu tetikleyici faktörlerin etkisinde şekillenen vadinin çevresinde, Göksu Nehri'nin kestiği yüksek ve alçak aşınım yüzeyleri yer almaktadır. Bu seviyeden itibaren flüvyal seki serisi başlar.

Göksu Nehri vadisinde toplam 16 seki basamağı tespit edilmiştir. Bu sekilerden S16-S7 arasındaki seviyeler, en az 2 metre kalınlıkta seki doposuna sahipken S6-S1 arasındaki seviyeler, flüvyal sedimentten yoksun yüzeyler olarak varlığını korumaktadır. Köselerli S16, Ceritler S16 ve Hacılıyaslı S14 sekilerinden elde edilen 12 adet sedimantolojik ve stratigrafik kesit, ağırlıklı olarak tane destekli ve masif katmanlanmış yapı sergileyerek, düzensiz, ancak yüksek enerjili bir akarsu paternini açıklar. Bu doğrultuda, Göksu Nehri'nin, söz konusu sekilerini oluşturduğu dönemde çok düşük örgülenme gösteren bir yapıda olduğu söylenebilir. Bu yapı, güncel akarsu yatağının kum ve çakıl ağırlıklı, düşük kıvrımlı paterni ile

örtüşmektedir. Çalışmamız kapsamında yapılan kanal değişimi analizleri de, nehrin kanal paterninde büyük bir değişimin gerçekleşmediğini göstermiştir.

Gösku Nehri vadisindeki bir diğer jeomorfolojik birim olan alüvyal yelpazeler, çalışma alanı içerisinde sınırlı olarak, Çiftçiler Köyü yakınlarında ve Silifke Boğazı içerisinde gözlenmektedir. Alüvyal yelpazelerin gelişme gösterdiği bu sınırlı alanlarda nehir yatağı az miktarda ötelense de, nehrin özellikle kıvrımlılık oranını etkileyecek büyük bir etki söz konusu değildir.

Araştırma alanında yelpazelerin gözlendiği kesimler, Çiftçiler Köyü yakınları ile Silifke Boğazı'nın dik yamaçlarıdır. Bu yamaçlar, eğimli ve küçük yelpaze gelişimine neden olmuştur. Vadi içerisinde, alüvyal yelpazelere ek olarak çok sayıda burun seti oluşumu söz konusudur. Burun setleri, nehir yatağının büklüm yaptığı hemen hemen her kesimde gelişmiş, zamanla büyüyerek ve koparak değişime uğramıştır. 1956 ve 1988 yılı hava fotoğrafı görüntülerinin ortaya koyduğu bu değişim, güncel uydu görüntülerinde de kendini göstermektedir. Göksu nehri vadisindeki burun setleri, nehrin, olasılıkla geçici olarak güç kaybı/kazanımı sonucu yatak değiştirmesi ile kesilerek kopmuş ve literatürde “chute cut off” olarak anılan adacıkları oluşturmuştur. Bu durumda, nehir vadisi içerisinde pek çok kesimde gözlenen kopmuş adaların, daha çok örgülü akarsu yataklarına özgü oluşumlar olan yatak ortası adaları ile karıştırılmaması gerekmektedir.

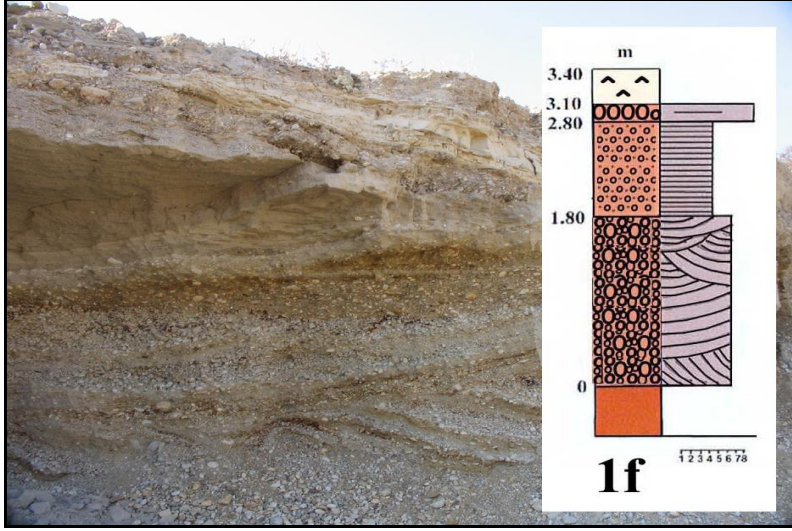
Son olarak, Göksu Nehri'nin taşkın yatağı değerlendirildiğinde, Pirinç Suyu, Ermenek Çayı ve Kurt Suyu gibi önemli yan kolların ana nehre birleştiği kesimler

dışında, taşkın ovasının oldukça dar olduğu gözlenmiştir. Vadinin büyük oranda sınırlandığı ve litolojik etkinin ön planda olduğu boğaz alanları dışarıda tutulduğunda, Göksu Nehri'nin büyük oranda drene ettiği Köselirli Formasyonu denizel sedimentleri (marnlar), taşkın ovası gelişimini engelleyecek dirençte gözükmemektedir. Dolayısıyla araştırma alanında taşkınovasının dar olması, aktif tektonizmanın/bölgesel yükselimin varlığına işaret etmekte olabilir.

Sonuç olarak Göksu Nehri flüvyal sistemi, 8 milyon yıl önce Mut Havzası'na kurularak gerek tektonizma, gerekse iklim değişimleri gibi Kuvaterner çevresel değişimlerinin etkisiyle şekillenmiş, nispeten olgun bir akarsu sistemidir. Sahip olduğu iyi gelişmiş seki serisinin varlığı ile, Türkiye'nin en önemli orojenik kuşaklarından biri olan Orta Toros Kuşağı'nda, Kuvaterner sırasındaki akarsu aktivitesi hakkında önemli kayıtları içermektedir. OSL tarihlendirme analizinin ortaya koyduğu 160.000-225.000 yıl aralığını kapsayan biriktirme süreci, nehrin sıcak iklim dönemlerinde birikim yaptığını, ancak soğuk dönemlerde ve/veya geçiş dönemlerde yatağını kazdığını göstermektedir. Bu sonuç, Türkiye akarsularının bir kısmı ile paralellik gösterirken (Doğan, 2010, 2011), bir bölümü ile (Demir, 2007; Seyrek, 2008; Demir, 2009; Demir vd., 2012) ve Avrupa nehirlerinin flüvyal biriktirme-kazma safhaları ile örtüşmemektedir. Ancak genç tektonik bir yapıya sahip olan Türkiye'de, akarsu vadileri üzerinde tektonik etkinin varlığı, bu konuda incelenen diğer nehir sistemlerinde olduğu gibi (Westaway vd., 2004; Maddy vd., 2005; Westaway vd., 2006; Demir, 2007; Maddy vd., 2008; Seyrek, 2008; Demir, 2009; Demir vd., 2012) Göksu Nehri vadisinde de kendini göstermiştir.

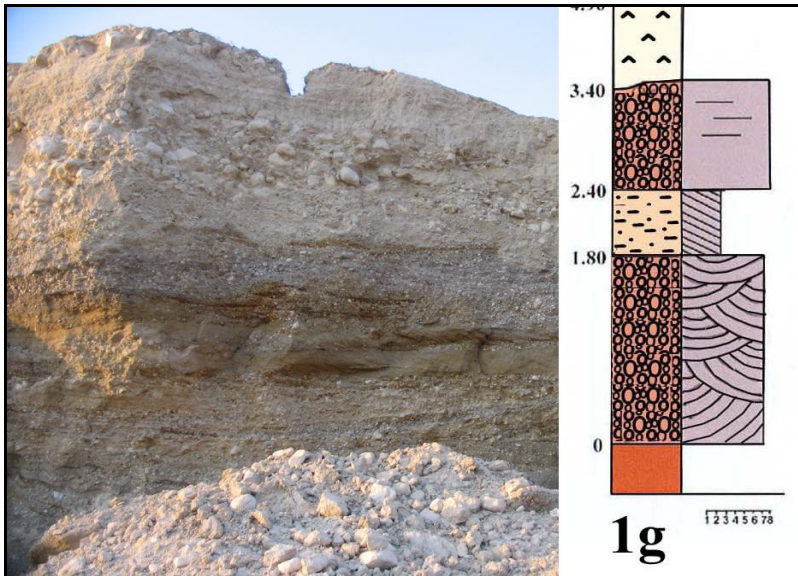
6. EKLER

1f kesiti



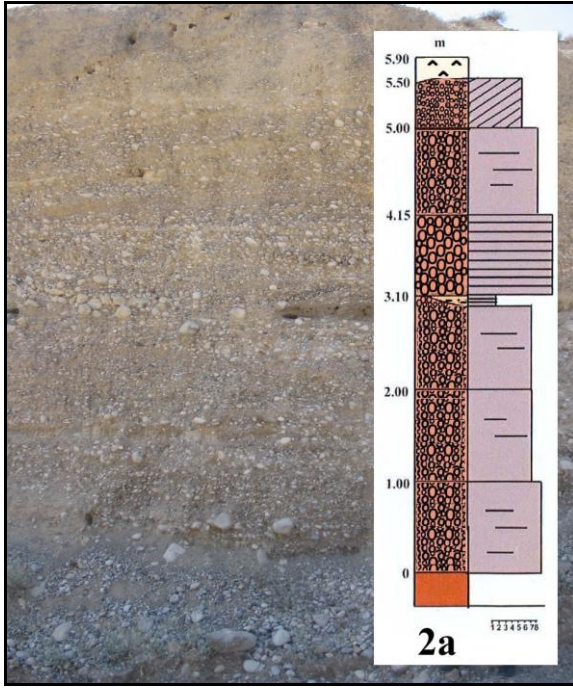
Ek 1: Köşelerli Köyü S16 sekisinin 1f kesitinden görünüm.

1g kesiti



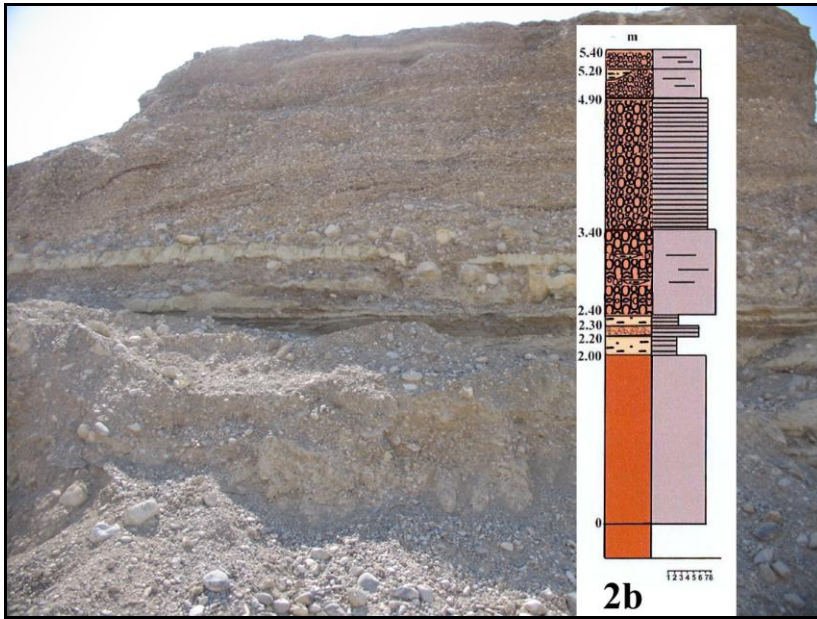
Ek 2: Köşelerli Köyü S16 sekisinin 1g kesitinden görünüm.

2a kesiti



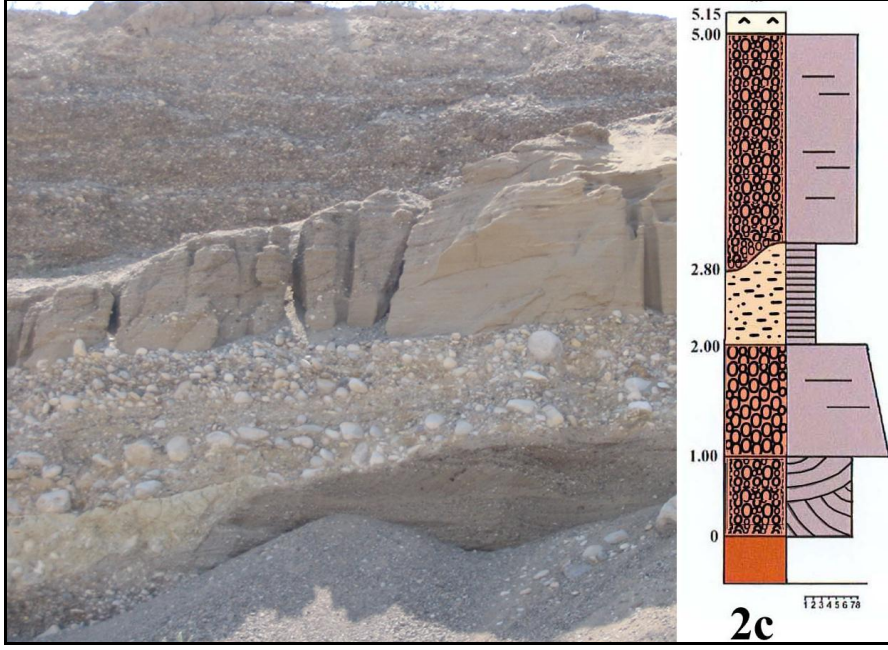
Ek 3: Ceritler Köyü S16 sekisinin 2a kesitinden görünüm.

2b kesiti

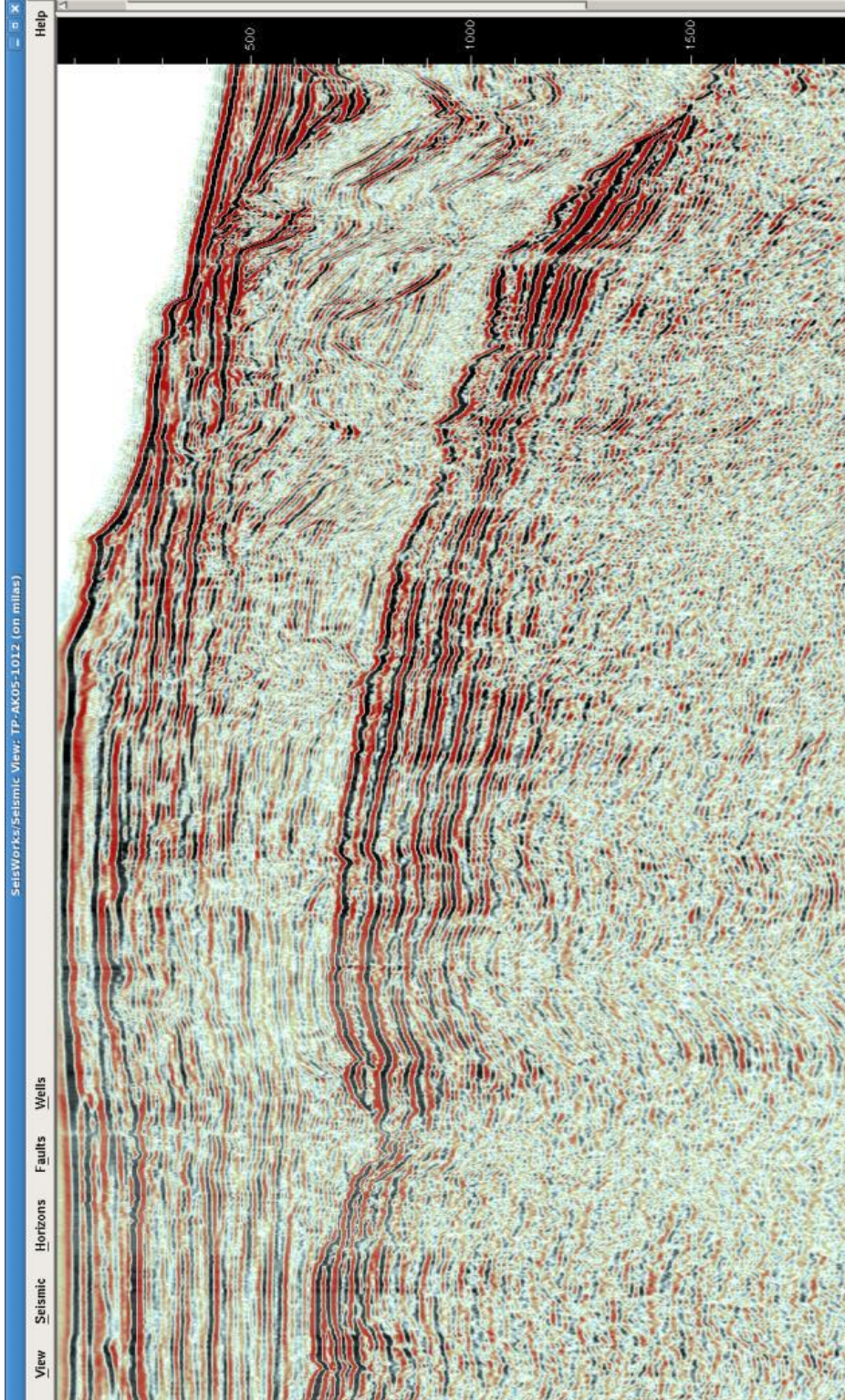


Ek 4: Ceritler Köyü S16 sekisinin 2b kesitinden görünüm.

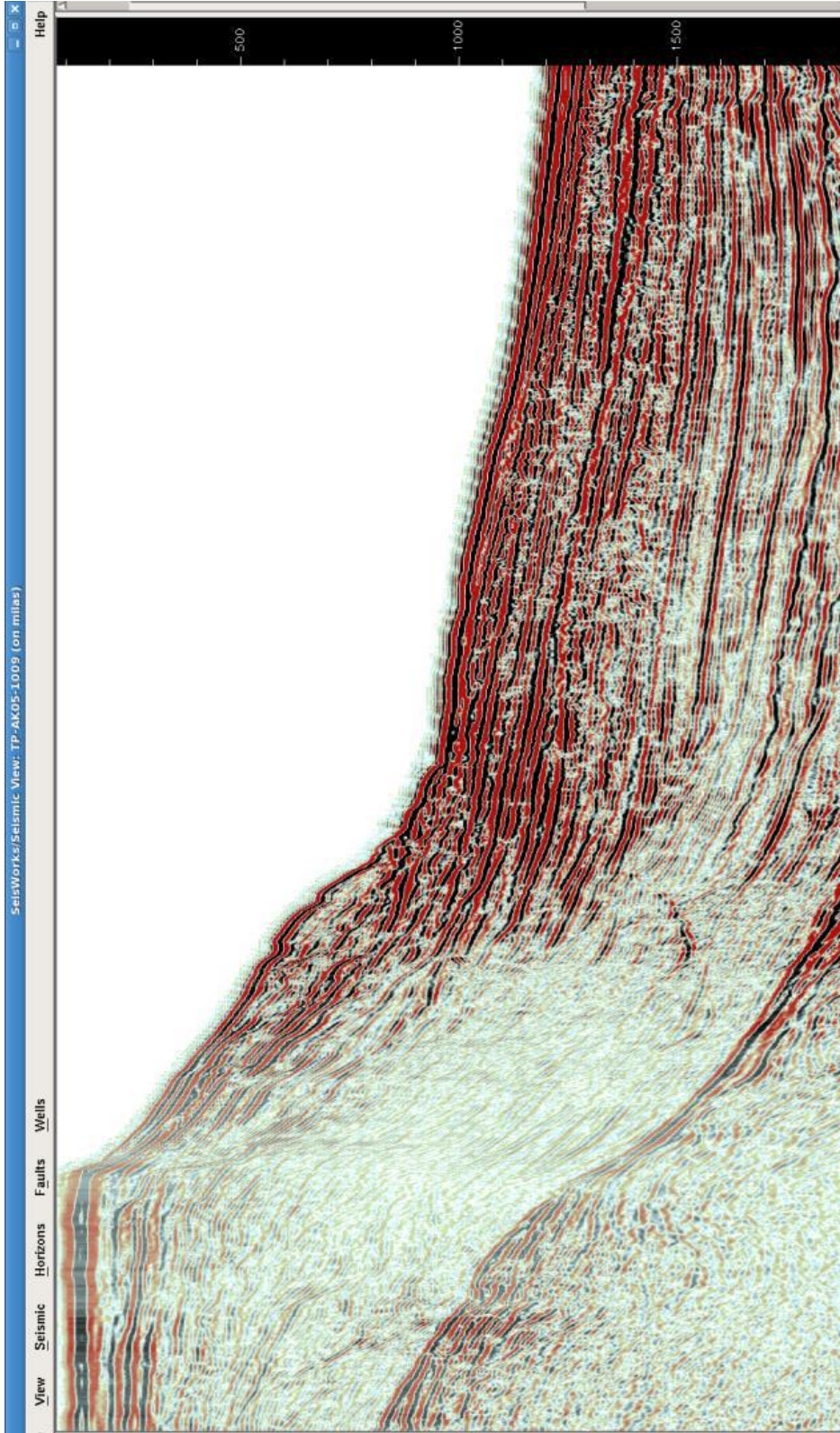
2c kesiti



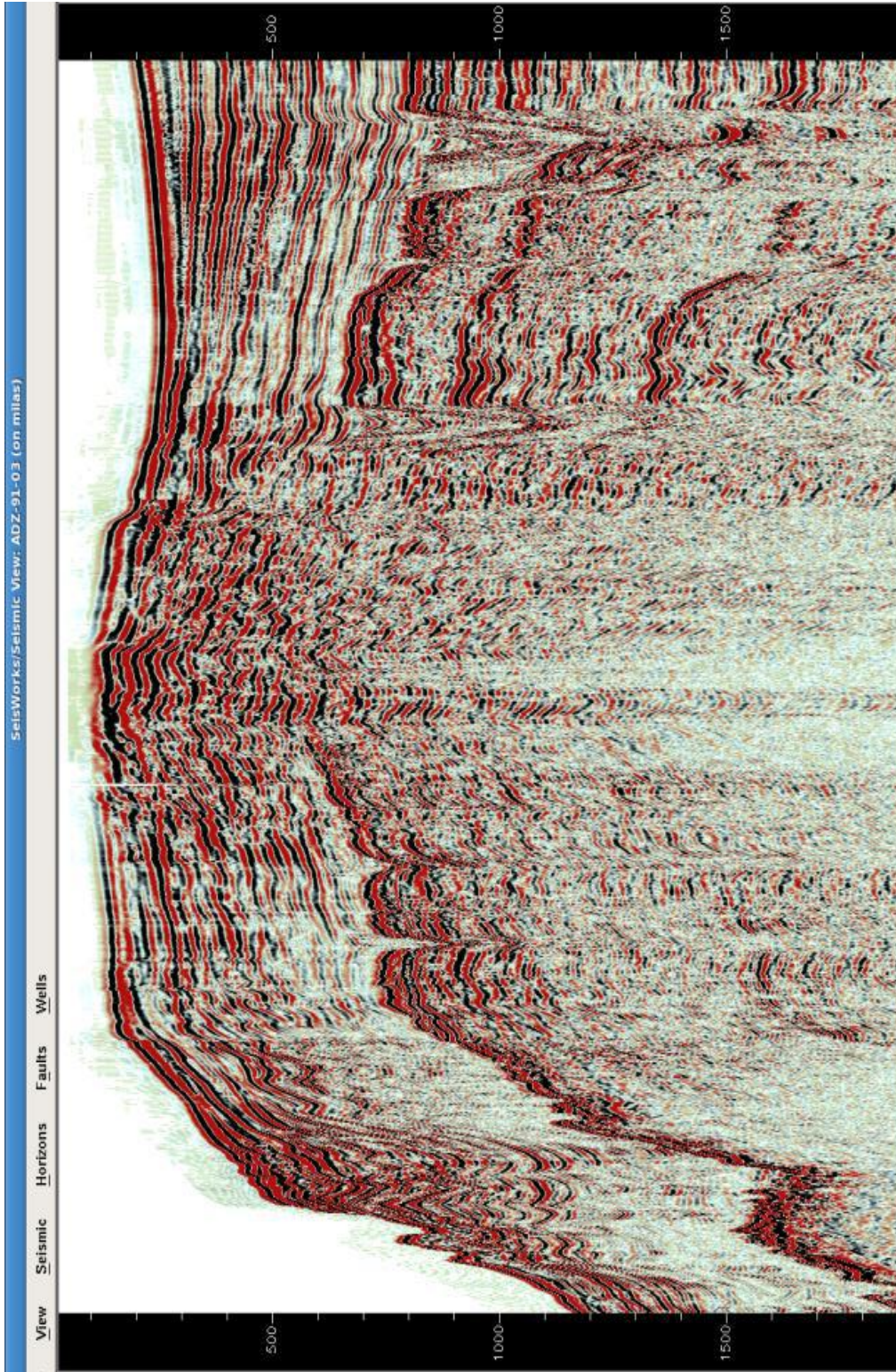
Ek 5: Ceritler Köyü S16 sekisinin 2c kesitinden görünüm.



Ek 6: TPAO deniz tabanı sismik verisi1-Akdeniz-Silifke Deltası açıkları



Ek 7: TPAO deniz tabanı sismik verisi2-Akdeniz-Silifke Deltası açıkları



Ek 8: TPAO deniz tabanı sismik verisi3-Akdeniz-Silifke Deltası açıkları

7. KAYNAKLAR

- **Akarsu, İ., 1955.** Mut civarı jeolojisi, MTA Raporu, No: 2444, Ankara.
- **Akay E., Uysal Ş., 1988.** Orta Torosların post-Eosen tektoniği. MTA Dergisi 108, 57-68.
- **Akkan, E., 1970.** Bafra Burnu - Delice Kavşağı arasında Kızılırmak Vadisinin Jeomorfolojisi, A.Ü. DTCF Yay No: 191, Ankara.
- **Aksay, C. S., 2006.** Pusat Dağı flora ve vejetasyonu (Silifke- Mersin- Türkiye). Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi, 95 s.
- **Akyatan, A, 1992,** Göksu havzası ve delta üzerindeki DSİ Projeleri, Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri, Bildiri metinleri, DHKD, S 74-81, Silifke.
- **Allen, J.R.L., 1963.** “The classification of cross-stratified units with notes their origin”, Sedimentology 16, 93-114.
- **Allen, J.R.L., 1964a.**“Studies in fluvial sedimentation; six cyclothems from the lower old sandstone, Anglowesh Basin”, Sedimentology, 3, 163-198.
- **Allen, J.R.L.,1964b.** “A Review of the Origin And Characteristics of Recent Alluvial Sediments”, Geo-Science, 5,89-191.
- **Antoine P., Lautridou J.P., Laurent M., 2000.** Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. Geomorphology 33 ,183–207.
- **Ardos, M., 1993.** Türkiye’deki akarsu şebekesinin Kuaterner’deki oluşumu ve gelişimi. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi, s 4, 1-6, İstanbul.

- **Atabey E. ve diğ., 2000.** Mut- Karaman arası Miyosen havzasının litostratigrafisi ve sedimentolojisi (Orta Toroslar), MTA Dergisi 122, 53-72, Ankara.
- **Atalay İ., 1986.** Uygulamalı Hidrografya, Ege Üniversitesi Ed. Fak. Yay..38, İzmir
- **Atalay, İ., 1973.** Toros Dağlarında karstlaşma ve toprak teşekkülü üzerine bazı araştırmalar, Jeomorfoloji Dergisi, S.5, Ankara
- **Avşin N., 2010.** 1954 ve 2009 yılları arasında Kızılırmak'ın yatak tipinde gözlenen değişimler, Avanos. Coğrafi Bilimler Dergisi 8, 93-104.
- **Avşin N., 2011.** Kızılırmak sekilerinin oluşumunda iklim ve tektoniğin rolü, Avanos. Coğrafi Bilimler Dergisi 9, 221-238.
- **Barker R., Dixon L., Hooke J., 1997.** Use Of Terrestrial Photogrammetry For Monitoring and Measuring Bank Erosion. Earth Surface Processes and Landforms 22,1217-1227.
- **Bassant P., Buchem V., Strasser A., Görür, N., 2005.** The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate—siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey. Sedimentary Geology 173, 187–232.
- **Bener, M., 1965.** Göksu Nehri Vadisi ve çevresindeki platolarda karst, İÜ Edebiyat Fakültesi , yayınlanmış doktora tezi, İstanbul.
- **Best J.L., Bristol C.S., 1993.** Braided Rivers, Geological Society Special Publication.75, London.
- **Bizon, G, Bizon, J.J, Feinberg, H, Öztümer, E, (1974).** Antalya- Mut- Adana Havzaları Tersiyer biyostratigrafisi ve mikropaleontoloji yenilikleri, Türkiye 2. Petrol Kongresi tebliğleri kitabı, 217-218

- **Blumenthal, M., 1956.** Karaman- Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi, MTA dergisi 48, 1-36, Ankara.
- **Bolli H., Heirtzler T., Davies J., Saunders J., Sclater J., 1977.** Indian Ocean Geology and Biostratigraphy. American Geophysical Union, Washington.
- **Bolli H., Saunders J., Nielsen K., 1985.** Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge.
- **Bonhcke S., Kase C., Vandenberghe J., 1995.** Climate induced environmental changes during the Vistulian lateglasyal at Zabinko, Poland. Questions Geographicae 4.
- **Bonhcke S., Vandenberghe J., Coope R., Reiling R., 1985.** Geomorphology and paleoecology of the Mark valley (Southern Netherlands): Paleocology, paleohidrology and climate during the Weichselian Late Glacial. Boreas 16, 69-85.
- **Bridge, J. S., 2005.** Rivers and Floodplains, Forms, processes and sedimentary record”, Blackwell publishing.
- **Bridgland D.R., 2000.** River terrace systems in northwestern Europe : an archive of environmental change, uplift and early human occupation. Quaternary Science reviews 19, 1293- 1303.
- **Bridgland D.R., Philip G., Westaway R., White M., 2003.** A long Quaternary terrace sequence in the Orontes River valley, Syria: A record of uplift and of human occupation. Current Science 84, 8-25.
- **Bridgland D., Maddy D., Bates M., 2004.** River terrace sequences: templates for Quaternary geological and marine- terrestrial correlation. Journal of Quaternary science 19, 203-218.

- **Bridgland D., Westaway R., 2008.** Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285-315.
- **Brown A. G., 1977.** *Alluvial Geoaerchology*, Cambridge University Pres, Cambridge.
- **Buldur A., Pınar A., Başaran A., 2005.** 05-07 Mart 2004 tarihli Göksu nehri taşkını ve Silifke'ye etkisi.
- **Carson, M. A., 1984.** “The meandering-braided river threshold: a reappraisal”, *Journal of Hydrology*, 73, 315-334.
- **Charlton, F. G., 1969.** “Meandering channels in alluvium”, *Br. Hyrom. Res. Assoc.* 2, 304-306.
- **Chitale, S.V., 1973.** “Theories and relationships of river channel patterns”, *Journal of Hydrology*, 19, 285-308.
- **Colls A.E., Stokes S., Blum M.D, Straffin E., 2001.** Age limits on the late Quaternary evolution of the upper Loire River. *Quaternary Science reviews* 20, 743-750.
- **Colombo F., Busquets P., Ramosa E., Verges J., Ragonac D., 2000.** Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, and San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 611–626.
- **Cosentino D., Schildgen T., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudackova N., Lucifora S., Streeker M., 2011.** Late Miocene surface uplift of the southern margin of Central Anatolian plateau, Central Taurides, Turkey.

- **Coulthard T. J., Kirkby M. J., Macklin M.G., 2000.** Modelling geomorphic response to environmental change in an uplandcatchment. *Hydrological Processes* 14, 2031-2045.
- **Coulthard T.J., Macklin M.G., 2001.** How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model-based evaluation. *Journal of Quaternary Science* 16,347-351.
- **Couper P., 2003.** Effects of silt–clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology* 56, 95–108.
- **Çiçek İ., 2001.** Mut ve yakın çevresinin jeomorfolojisi, Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi,c:11, sayı:2 ,s.1-20, Elazığ.
- **Çiçek, İ. 2001.** İlhan –Kirmir Kavşağı Çevresinin Jeomorfolojisi. A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi. Sayı:8.Ankara
- **Çomak N., 1998.** Yukarı Göksu havzası'nın Coğrafyası. Basılmamış doktora tezi, Marmara Üniversitesi, 416 s.
- **Dağdelen, Y, 1964.** VIII. Bölge Mut Havzası Jeolojisi, TPAO Rapor, No: 316, yayınlanmamış, Ankara.
- **Dancı, S., 2001.** Mut ve yakın çevresinin mikroklimatik iklim özellikleri, Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi, 66 s.
- **Darby S.,Delbono I., 2002.** A model of equilibrium bed topography for meander bends with erodible banks. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1057–1085.
- **Demir, N.E., 1997.** Mut doğu yöresi Miyosen yaştaki kayaçların stratigrafisi, Yüksek mühendislik tezi, Hacettepe Üniversitesi, 107 s.

- **Demir T., Yeşilnacar İ., Westaway R., 2004.** River terrace sequences in Turkey: sources of evidence for lateral variations in regional uplift. Proceedings of the Geologists' Association 115, 289-311.
- **Demir T., Westaway R., Bridgland D., Seyrek A., 2007.** Terrace staircases of the River Euphrates in southeast Turkey, northern Syria and western Iraq: evidence for regional surface uplift. Quaternary Science Reviews 26, 2844-2863
- **Demir T., Seyrek A., Guillou H., Scaillet S., Westaway R., Bridgland D., 2009.** Preservation by basalt of a staircase of latest Pliocene terraces of the River Murat in eastern Turkey: Evidence for rapid uplift of the eastern Anatolian Plateau. Global and Planetary Change 68, 254-269.
- **Demir T., Seyrek A., Westaway R., Guillou H., Scaillet S., Beck A., Bridgland D., 2012.** Late Cenozoic regional uplift and localised crustal deformation within the northern Arabian Platform in southeast Turkey: Investigation of the Euphrates terrace staircase using multidisciplinary techniques. Geomorphology 165, 7-24.
- **Demirel, İ, H, 1989.** Ermenek (Konya) yöresinde yer alan Tersiyer yaşlı istifin jeolojisi, sedimantolojisi ve bölgedeki kömür damarlarının ayrıntılı incelenmesi. Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, 186 s.
- **Demirel, İ, H., Köksoy M., 1992.** Ermenek Yöresinin litostratigrafisi ve jeolojik evrimi, Türkiye 9. Petrol Kongresi tebliğleri kitabı, 198-206.
- **Diñel, B., 1955.** Mut Baseni hakkında bazı jeolojik notlar ve petrol imkanları, MTA raporu, No: 2446, Ankara.
- **Doğan U., 2005a.** Land subsidence and caprock dolines caused by subsurface gypsum dissolution and the effect of subsidence on the fluvial system in the Upper Tigris Basin (between Bismil-Batman, Turkey), Quaternary International 129, 75-86.

- **Doğan U., 2005b.** “Holocene fluvial development of the Upper Tigris Valley (S Turkey) as documented by archeological data”,
- **Doğan U., 2010.** Fluvial response to climate change during and after the Last Glacial Maximum in Central Anatolia, Turkey. *Quaternary International* 222, 221-229.
- **Doğan U., 2011.** Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia section, Turkey: Inferred from Ar–Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology* 126, 66-81.
- **Doğu, A.F., 1981.** Çeşitli Morfojenetik Bölgelerden Hava Fotoğraflarının Jeomorfolojik Yorumları, A.Ü. DTCF Coğrafya Araştırmaları Dergisi, sayı 10, s,153-167. Ankara.
- **Doğu, A.F., 1994.** Akküprü Sekilerinin GB Anadolu Jeomorfolojisindeki Önemi.A.Ü. Türkiye Coğrafya Araştırma ve Uygulama Merkezi dergisi, sayı 3, A.Ü. Basımevi, Ankara.
- **Doeglas, D. J., 1962.** “The structure of sedimentary deposits of braided rivers”, *Sedimentology* 1, 167-190.
- **Eaton B.C., Church M., Millar R.,2004.** Rational regimemodel of alluvial channel morphology and response. *Earth Surface Processes and Landforms* 29,511-529.
- **Editoral (J. Vandenberghe ve D. Maddy), 2001.** The response of river systems to climate change. . *Quaternary International* 79,1-3.
- **Efe, R. 1998.** Ermenek Çayı Havzası; Doğal Ortam Özellikleri, FA.Ü. yayınları no 1. İstanbul. pp. 210, ISBN 975-303-001-0
- **Erinç, S., 1984.** Klimatoloji ve Metotları, İstanbul Ün. Yay. No: 572, İstanbul.

- **Erinç,S., 1952.** Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleistosen iklim tahavvülleri arasındaki münasebetler. İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü dergisi 2, 3-4
- **Erinç S., 2000.** Jeomorfoloji I, Der Yay.284, 374-394, İstanbul
- **Eriş, K.K., 2000.** Mut Havzası'nda Alt Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçların sedimentolojisi, Yüksek lisans tezi, İstanbul Üniversitesi, 127 s.
- **Erk, S, Akça, N, 1994.** Mut Tersiyer Havzasının Paleontolojik değerlendirmesi, TPAO Rapor No:2012, yayınlanmamış, Ankara
- **Erol, O. 1963.** Asi Nehri Deltasının Jeomorfolojisi ve Dördüncü Zaman Deniz – Akarsu Sekileri. A.Ü. DTCF Yayınları:148
- **Erol, O, 1979.** Dördüncü Çağ (Kuaterner) Jeoloji ve Jeomorfolojisinin Ana Çizgileri, Ankara Üni. DTCF yay. No: 289, Sayı: 13, Ankara.
- **Erol O., 1989.** Türkiye Jeomorfolojisi: Türkiye'nin jeomorfolojik evrimi ve bugünkü genel jeomorfolojik görünümü. Yayınlanmamış ders notu, İstanbul.
- **Erol, O, 1992.** Türkiye kıyılarındaki bağıl deniz düzeyi değişimleri ve bunun Göksu deltası ile diğer deltaların evrimine etkisi, Uluslararası Göksu Deltası Çevresel Kalkınma Semineri, Bildiri metinleri, DHKD, S 74-81, Silifke.
- **Erol, O., 1993.** Genel Klimatoloji, Gazi Büro Kitapevi, Ankara.
- **Gedik, A, Yılmaz, H, Yoldaş, R, 1979.** Mut-Ermenek-Silifke bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları, TJK bülteni. C22, Ankara.
- **Gibbard L., Vandenberghe J., 1994.** Early Pleistocene depositional environments and stratigraphy at Öbel (Brüggen) , Nrdrhein- Wastfalen, Germany.. early Pleistocene depositional environments and stratigraphy Nr 52.
- **Göçmen K., 1976.** Aşağı Meriç Vadisi Taşkın Ovası ve Deltasının Alüvyal Jeomorfolojisi, İ.Ü. Coğrafya Ens. Yay.80, İstanbul.

- **Gökten, E, 1976.** Silifke Yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, TJK Derg, 19, 117-126.
- **Göney, S, 1976.** Adana Ovaları I, İst. Üni. Yay. No: 2162, Coğ. Ebs. Yay. No: 88, İstanbul
- **Gullentops F., Vandenberghe J., Claes S., 1997.** Geomorphology of the Jeker Valley reveals geological anomalies. Belgian Symposium Geology and tectonics 8, 103-106
- **Gül, M., 2001.** Mut formasyonu resifal kireçtaşlarının fasiyes özelliklerinin incelenmesi, Yüksek lisans tezi, ME.Üniversitesi, 113 s.
- **Hails.J.R., 1977.** Applied Geomorphology. Elsvier Sciencific Publishing Company. Oxford
- **Harms J.C., 1975.** Stratification produced by migrating bed forms. Depositional environments as interpreted from primarysedimentary structures and stratification sequences, s 45-61, Soc. Evon. Paleont, Dallas, Texas.
- **H.G. Reading (editör) 1996.** Sedimentary Environments, process, facies and stratigraphy. Blackwell science ltd.
- **Hsieh M., Peter L.K., Knuepfer K., 2001.** Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen River Basin, southwestern Taiwan—implications of river response to climate change and active tectonic uplift. Geomorphology 38,337–372.
- **Huisink, M., 1998.** Changing River Systems in Response to Climate Change, Printed by ponsen&Looijen, Wageningen.
- **Huisink M., 1997.** Late Glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change: the Maas, southern Netherlands. Journal of Quaternary science 12, 209-223

- **Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicatidi Brozolo F., Villari L., 1975.** The Neogene calcaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri- Niğde Area, Geol.mag. 112,349-360, Britain.
- **Kasse C., Vandenberghe J., Bonhcke S., Van Huissteden S.J.P., Boss J.A., 2003.** Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). Quaternary science review 22, 2141-2156.
- **Kaymakçı N.,2001.** Sedimantoloji Ders Notları, İzmit
- **Ketin İ., 1968.** Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler. MTA Dergisi, sayı : 71, sayfa 129-134,Ankara
- **Knighton, D., 1998.** Fluvial Forms and Processes, Oxford University Press, Newyork.
- **Koçyiğit, A, 1976.** Karaman- Ermenek bölgesinde ofiolitli melanj ve diğer oluşuklar, TJK Blteni, C.19, Ankara.
- **Korkmaz S., Gedik A., 1990.** Mut - Ermenek - Silifke (Konya - Mersin) havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi. Türkiye Jeoloji Bülteni 33, 29-38.
- **Laurant M., 2000.** Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea level changes.Geomorphology 33, 183-207
- **Leopold, B., Wolman, M.G., 1957.** "River channel patterns: braided, meandering and straight", U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 282B, 39–85.
- **Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1995.** Fluvial process in geomorphology. Dover Publications, Newyork.

- **Li Y., Yang J., Tan L., Duan F., 1999.** Impact of tectonics on alluvial landforms in the Hexi Corridor, Northwest China. *Geomorphology* 28, 299–308.
- **Maddy D., 1997.** Uplift- driven valley incision and river terrace formation in southern England. *Journal of Quaternary science* 12, 539-545.
- **Maddy D., Bridgland D., Westaway R., 2001.** Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International* 79, 23-36.
- **Maddy D., Demir T., Bridgland D., Veldkamp A., Stemerink C., Schriek T., Westaway R., 2005.** An obliquity-controlled Early Pleistocene river terrace record from Western Turkey? *Quaternary Research* 63, 339-346.
- **Maddy D., Demir T., Bridgland D., Veldkamp A., Stemerink C., Schriek T., Schreve D., 2007.** The Pliocene initiation and Early Pleistocene volcanic disruption of the paleo-Gediz fluvial system, Western Turkey. *Quaternary Science Reviews* 26, 2864-2882. The Early Pleistocene development of the Gediz River, Western Turkey: An uplift-driven, climate-controlled system? *Quaternary International* 189, 115-128
- **Maddy D., Demir T., Bridgland D., Veldkamp A., C.Stemerink, Schriek T., Westaway R. 2008.**
- **Marcelle K., Boudagher F., 2012.** Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publication, Amsterdam.
- **McGoven, J. H., Garner L. E., 1970.** “Physiographic features and stratification types of coarse- grained point bars: modern and ancient examples”, *Sedimentology*, 14, 77-111.
- **McGowran B., 2005.** Biostratigraphy: Microfossils and Geological Time. Cambridge University Press, Cambridge.

- **Mclane M., 1995.** Sedimentology . Oxford University Press, Newyork
- **Miall A. D., 1977.** A Review of the Braided River Depositional Environment. Earth Science Reviews 13,1-62.
- **Miall A., 1996.**The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Newyork.
- **Mol J., Vandenberghe J., Kase C., 1999.** River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33, 131,148
- **Montanari A., Odin G., Coccioni R., 1997.** Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach. Elsevier Science B.V., Amsterdam
- **Mosselman E., Shishikura J., Klaassew G. J., 2000.** Effect of Bank Stabilization on Bend Scour in Anabranes of Braided Rivers. Phys. Chem. Earth (B), gol. 25, No. 7-8, pp. 699-704.
- **Nieoff, W, 1960.** Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor, MTA Rapor No: 3390, Ankara.
- **Orfeo O., Stevaux J., 2002.** Hydraulic and morphological characteristic of middle and upper reaches of Parana river (Argentina and Brazil). Geomorphology 44,309-322.
- **Özbek T., 1986.** Nehir kenarlarının duraylılığı. Jeomorfoloji dergisi 14,49-56, Ankara.
- **Özbek, T, 1986.** The Satbility Of River Banks. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi. Ankara.
- **Özdoğan, M., 1999.** Mut (NW) Havzası'ndaki Miyosen yaşlı çökellerin depolanma özellikleri ve sedimantolojik evrimi, Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, 152 s.

- **Özdoğan, M, Şahbaz, A, 1999.** Transgresif set ada- lagüner sistem içinde yıkanmış bir yelpaze deltanın gelişimi ve fasiyes özellikleri (Miyosen Mut Havzası, Türkiye Güneyi), *Yerbilimler*, 21, 143-159.
- **Özer, N, Duval, B,B, Courrier, P, Letouzey, J, 1974.** Antalya- Mut-Adana Neojen Havzaları jeolojisi, *Türkiye 2. Petrol Kongresi tebliğler kitabı*, 57-81.
- **Özgül, N., 1976.** Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, *TJK Bülteni*, 19-1, 65-78.
- **Özgül, N, 1984.** Stratigraphy and tectonic evolution of the central Tourides, In: *geology of the Taurus belt.* (ed. O, Tekeli and M. C., Göncüoğlu), 77-90.
- **Pena J.L., Sancho C., Lozano M.V., 2000.** Climatic and tectonic significance of late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, Eastern Iberian Range, Northest Spain.
- **Pınar, A, 1990.** Göksu nehri sol mansabının (Silifke, Susanoğlu, Akarsuağzı) Fiziki Coğrafyası, Yüksek lisans tezi, Selçuk Üniversitesi, 43 s.
- **Radoane M., Radoane N., Dumitriu D., 2003.** Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in Carpathians. *Geomorphology* 50, 293-306.
- **Reading, H.G.,1996.** *Sedimentary Environments: Processes, Facies And Stratigraphy.*
- **Rosgen, D.L., 1994.** “A classification of natural rivers”, *Catena*, 22, 169-199.
- **Rosgen, D.L., 1996.** *Applied River Morphology, Wildland Hydrology, Pagosa Springs*
- **Schildgen T., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yıldırım C., Echtler H., Wittman H., Strecker M., 2011.** Multi-phased uplift of the southern

margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 317, 85-95.

- **Schumm, S.A., 1963.** “A tentative classification of alluvial river channels”, U.S. Geological Survey Circular, 447.
- **Schumm S. A., 1977.** *The Fluvial System*. The Blackburn Press, New Jersey.
- **Schumm, S.A., 1981.** “Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications”, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*,31,19-29.
- **Schumm S. A., Dumont J., Holbrook J. M., 2000.** *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- **Seyrek A. Demir T., Pringle M., Yurtmen S., Westaway R., Bridgland, Beck A., Rowbotham G., 2008.** Late Cenozoic uplift of the Amanos Mountains and incision of the Middle Ceyhan river gorge, southern Turkey; Ar-Ar dating of the Düziçi basalt. *Geomorphology* 97, 321-355.
- **Sezer, S, 1970.** The Miocene stratigraphy of Mut region, Southern Turkey, Doktora tezi, Buckbeck Collage London Üniversitesi.
- **Sırakaya, N., 1995.** Silifke Ovasının coğrafyası. Doktora tezi, Ankara Üniversitesi, 253s
- **Starkel,L., 2003.** Climatically terraces in uplifting mountain areas . *Quaternary science Reviews* Vol:22, 2189-2198.
- **Şaroğlu ve diğ., 1983.** Orta Toroslar- Orta Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili görüşler. *Jeomorfoloji Dergisi*, s 11, 35-44, Ankara.
- **Şeker, R., 1997.** Göksu Nehri sağ mansabının fiziki coğrafyası. Yüksek lisans tezi, Selçuk Üniversitesi, 88 s.

- **Tanar, Ü, 1989.** Mut-Ermenek Tersiyer istifinin stratigrafisi, Doktora tezi, Çukurova Üniversitesi, 212 s.
- **Tanar, Ü, Gökçen, N, 1987.** Mut Havzası Tersiyerinde Mikropaleontolojik yenilikler. TJK Bildiri Özetleri, s 66., Ankara
- **Tanar, Ü, Gökçen, N, 1990.** Mut-Ermenek Tersiyer istifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi, MTA Derg. S.110, Ankara.
- **Tebbens L.A., Veldkamp A., Van Dijke J.J., Schoorl J.M., 2000.** Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea level changes: The River Meuse. *Global and Planetary Change* 27, 165-186
- **Thornbury, W. D., 1969.** Principles of Geomorphology, Wiley, New York.
- **Thorne, C.R., 2001.** Geomorphic Analysis of Large Alluvial Rivers. *Geomorphology* 44, 203-219.
- **Timur, K., 1996.** Göksu (Silifke- İçel) Deltasının denizlatı yayılım stratigrafisi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, 195 s.
- **Tokgöz, R., 1989.** Ermenek civarının jeolojisi ve kömür yatakları. Yüksek lisans tezi, Selçuk Üniversitesi, 51 s.
- **Türkmen, S, 1987.** Gezende baraj yeri ve dolayının (Mut) jeoloji incelemesi, Master tezi, Çukurova Üniversitesi, 108 s., 5 ek, Adana.
- **Ünlücömert, Ö., 2003.** Silifke –Göksu Deltası tatlı su- tuzlu su girişinin incelenmesi. Yüksek lisans tezi, Mersin Üniversitesi, 121 s.
- **Van Balen R.T., Houtgast R.F., Van der Wateren F.M., Vandenberghe J., Bogaart P.W., 2000.** Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change* 27, 113-129

- **Vandenberghe J., Paris P., Kase C., Gouman M., 1984.** Paleomorphological and botanical evolution of small lowland valleys. *Catena* vol. 11, 229-238. Brounschweig.
- **Vandenberghe J., 1990.** Morphological effects of Pleistocene faulting unconsolidated sediments (central graben. Netherlands). *Geomorphology* 34,113-124, Berlin
- **Vandenberghe J., 1992.** Climatic change and landscape development: an example from the past. *Catena supplement* 22, 73-83, Cremlingen
- **Vandenberghe J., 1993.** Changing fluvial process under changing periglacial conditions. *Geomorphology* 88, 17,28
- **Vandenberghe J., Kase C., Bonhcke S., Kozarski S., 1994.** Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Research* 6, 476-485.
- **Vandenberghe J., Van Overmeeren. , 1999.** Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sedimentary Geology* 128, 245-270
- **Vandenberghe J., 2002.** The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. . *Quaternary International* 91, 17-23.
- **Vandenberghe J., 2003.** Climate forcing of fluvial system development : an evolution of ideas. *Quaternary science review* 22, 2053-2060.
- **Vandenberghe J., 2007.** The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology*..
- **Walker R.G., 1975.** From Sedimenter Structures to Facies Models: Example from fluvial environments, Depositional environments as interpreted from primarysedimentary structures and stratification sequences, s 45-61, *Soc. Evon. Paleont*, Dallas, Texas.

- **Westaway R., Maddy D., Bridgland D., 2002.** Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of south-east England: constraints from the Thames terrace record. *Quaternary Science Reviews* 21, 559–603.
- **Westaway R., Pringle M., Yurtmen S., Demir T., Bridgland D., Rowbotham G., Maddy D., 2003.** Pliocene and Quaternary surface uplift of western Turkey revealed by long-term river terraces sequences. *Current Science* 84, 1090-1101.
- **Westaway R., Pringle M., Yurtmen S., Demir T., Bridgland D., Rowbotham G., Maddy D., 2004.** Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz River terrace staircase and the volcanism at Kula. *Tectonophysics* 391, 121-169.
- **Westaway R., Guillou H., Yurtmen S., Beck A., Bridgland D., Demir T., Scaillet S., Rowbotham G., 2006.** Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz River terrace staircase. *Global and Planetary Change* 51, 131-171.
- **Wilkinson T.J., 1999.** Holocene valley fills of Southern Turkey and Northwestern Syria: Recent geoarchaeological contributions. *Quaternary Science reviews* 18,555-571.
- **Yıldız A., Toker V., Demircan H., Sevim S., 2003.** Mut Havzası Pliyosen-Pleyistosen nonnoplankton, planktik foraminifera, iz fosil bulguları ve paleoortam yorumu. *Yerbilimleri*, 28, 123-144.
- **Zimmerman Z., Church M., 2001.** Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel. *Geomorphology* 40,311-327.

Harita Kaynakları

1: 100.000 Ölçekli Jeoloji Haritası, Silifke 030, 031 ve P31 paftaları, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

1:25.000 Ölçekli Jeoloji Haritası, O 30 c1, c2, c3; O 31 d4; P 31 a1,a2, b1, b2 paftaları, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

1: 100.000 Ölçekli Topografya Haritası, Silifke 030, 031 ve P31 paftaları, Harita Genel Komutanlığı, Ankara.

1:25.000 Ölçekli Topografya Haritası, Silifke O 30 c1, c2, c3; O 31 d4; P 31 a1,a2, b1, b2 paftaları, Harita Genel Komutanlığı, Ankara

Hava Fotoğrafi Kaynakları

Sismik Veri Kaynakları

ÖZET

Göksu Nehri'nin Mut-Silifke arasında kalan kesimini kapsayan bu çalışmanın amacı, nehrin Kuvaterner iklimsel değişimlerine ve tektonizmaya tepkisini ortaya koymaktır. Bu amaçla, Göksu Nehri vadisindeki bütün jeomorfolojik birimler (vadi yamaçları, sekiler, alüvyal yelpazeler, akarsu yatağı, taşkınovası vb.) haritalanmış, akarsu sekilerinin morfometrik, stratigrafik ve kronolojik özellikleri ortaya konulmuş, araştırma alanının morfoloji oluşturulmuştur.

Yapılan incelemeler sonucunda, araştırma alanında toplam 16 seki basamağı tespit edilmiştir. Bu sekilerden S16-S8 arasındaki seviyeler flüvyal depoya sahipken, S7-S1 arası seviyeler deposuz yüzeylerdir. Çalışma alanındaki sekilerden S16 ve S14 seviyelerinde sedimantolojik ve stratigrafik kesitler değerlendirilmiştir. S16 seviyesinde ise OSL tarihleme analizi gerçekleştirilmiştir. OSL analizi sonucunda S16 sekisinin yaşı 160.000-225.000 yıl olarak tespit edilmiştir. Bu sonuca dayanarak S16 sekisinin MIS 7 buzularası dönemde meydana geldiği, dolayısıyla Göksu Nehri sekilerinin geçiş ve sıcak dönemlerde depolandığı söylenebilir. Buna göre, Göksu Nehri'nin vadi kazılma oranı son 160.000 yılda 0.16 mm/yıldır. Bu oran, aynı zamanda bölgesel yükselim oranını da yansıtmaktadır.

Sonuç olarak Göksu Nehri Vadisi, 16 basamaklı seki serisi, düşük örgülü kanal paterni, çok sayıdaki burun seti ve diğer jeomorfolojik birimleri ile Kuvaterner çevresel değişimlerinden oldukça etkilenmiştir. Bölgesel yükselim, vadinin açılmasında büyük paya sahipken, yerel faylar akarsu yatağı üzerinde kısmen etkili olmuştur. İklimsel değişimler ise nehrin vadisini

şekillendirmesinde, seki basamaklarının oluşumunda ve seki depolarının birikiminde oldukça etkili olmuştur.

ABSTRACT

The aim of the study that contains Göksu River Valley between Mut and Silifke is to determine response of the river to Quaternary environmental and structural changes. For this purpose the geomorphological forms in the valley (river terraces, alluvial fans, river channel, floodplain) are mapped, the sedimentological-stratigraphical and chronological characteristics are investigated, and finally geomorphology map is created.

In the valley 16 alluvial terrace levels are detected. While the terrace levels between S16-S8 have fluvial deposits, the terraces between S7-S1 are flats without fluvial deposits. In the field, sedimentological-stratigraphical characteristics of the S14 and S16 terraces are analysed. OSL dating analysis of the S16 terrace is carried out. According to this, the age of the S16 terrace level is 160.000-225.000 ka BP. In accordance with oxygen isotope chronology this result shows that the river accumulated sediments in interglacial period of MIS 7. The valley erosion rate of Göksu River in last 160.000 ka is 0.16 mm/year.

As a result the Göksu River valley (with its terrace sequence, low braided channel pattern, point bars and the other morphological forms) is effected considerably by the Quaternary environmental changes. Uplift induce to form of the valley and local faults effects river channel especially. Climatic changes effects to form of terrace levels and terrace deposits.