

TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI

SİVAS JİPS KARSTININ JEOMORFOLOJİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Ergin Gökkaya

Ankara, 2023

TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI

SİVAS JİPS KARSTININ JEOMORFOLOJİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Ergin Gökkaya

Tez Danışmanı: Prof. Dr. İhsan Çiçek
İkinci Danışman: Prof. Dr. Francisco Gutiérrez

Ankara, 2023

TÜRKİYE CUMHURİYETİ
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI

SİVAS JİPS KARSTININ JEOMORFOLOJİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Tez Danışmanı: Prof. Dr. İhsan Çiçek
İkinci Danışman: Prof. Dr. Francisco Gutiérrez

TEZ JÜRİSİ ÜYELERİ

Adı ve Soyadı

İmzası

Prof. Dr. İhsan Çiçek

Prof. Dr. Hakan Yiğitbaşıoğlu

Prof. Dr. Ülkü Eser Ünalı

Prof. Dr. Necla Türkoğlu

Doç. Dr. Tolga Görüm

Tez Sınavı Tarihi: 06.09.2023

T.C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürlüğü'ne,

Prof. Dr. İhsan Çiçek ve Prof. Dr. Francisco Guti rrez danışmanlığında hazırladığım ‘‘Sivas Jips Karstının Jeomorfolojik Evrimi’’ (Ankara.2023) adlı yüksek lisans ☐ - doktora/bütünleşik doktora ☒ tezimdaki bütün bilgilerin akademik kurallara ve etik davranış ilkelerine uygun olarak toplanıp sunulduğunu, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallarına uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul edeceğimi beyan ederim.

Tarih:08.09.2023
Adı-Soyadı ve  mza:

Ergin Gökkaya

İçindekiler

Şekil Listesi	ii
Tablo Listesi	iii
ÖNSÖZ	iv
1. GİRİŞ	1
1.1. Önceki çalışmalar	4
1.2. Tezin amacı	5
1.3. Materyal ve metot	6
2. SİVAS JİPS KARSTININ JEOLJİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ	9
2.1. Jeolojik ortam	9
2.2. Sivas jips karstının ana jeomorfolojik ve morfostrüktürel özellikleri	17
2.2.1. Relikt vadiler	25
2.2.2. Mikrokarstik şekiller	26
3. SİVAS JİPS KARSTINDAKİ DOLİNLER	28
3.1. Ana kaya çökme dolinleri	29
3.2. Örtü sübsidans dolinleri	42
3.3. Dolinlerin evrimi, gelişimi ve dağılımı	48
4. SİVAS JİPS KARSTINDAKİ POLYELER	60
4.1. Sivas jips polyelerinin temel karakteristik özellikleri	63
4.2. Relikt vadilerle ilişkili polyeler	73
4.3. Terk edilmiş vadi kesimlerinde gelişen polyeler	78
4.4. Dolin birleşmesi ile ilgili polyeler	84
4.5. Taşkın suyu etek mağaraları	85
4.6. Jips polyelerinin evrimi ve gelişimi	90
5. SONUÇLAR	99
5.1. Dolinler	99
5.2. Polyeler	101
KAYNAKÇA	104
ÖZET	121
ABSTRACT	122

Şekil Listesi

Şekil 1. Sivas jips karstının Anadolu Platformu içerisindeki coğrafi konumu.....	4
Şekil 2. Dolinlerin tanımlanmasını ve kenarlarının belirlenmesini kolaylaştıran Kırmızı Kabartma Görüntü Haritası (RRIM) ve görüntünün üretimi için kullanılan dijital yüzey modelinden elde edilen farklı topografik veri katmanlarını gösteren görüntüler.....	8
Şekil 3. Sivas Havzası'nın jeotektonik konumu.....	10
Şekil 4. Sivas Havzası'nın ve çalışma alanının jeolojik yapısı.	12
Şekil 5. Morfolojisi diyapirik aktivite tarafından kontrol edilen Duvar ve Havza Yapısının jeomorfik peysajı.	16
Şekil 6: Sivas jips karstının ana jeomorfik özellikleri ve ana kaya çökme dolinlerinin dağılımını gösteren rölyef modeli.	18
Şekil 7. Ana kaya çökme dolinleri ve polyelerin en yoğun olduğu çalışma alanının orta kesiminin jeomorfik ve yapısal ortamı.	21
Şekil 8. Zara'nın doğusunda yer alan paleovadi veya rüzgar boşluğu.	22
Şekil 9. Alçakta uzanan alanda jips içerisinde gelişen Tödürge Kanyonu ve Kızılırmak Nehri.	25
Şekil 10. KB-GD doğrultulu Tazıbel relikt vadisi ve kenarında yer alan düden.	26
Şekil 11. Sivas jips karstında mikrokarakistik yer şekilleri.....	27
Şekil 12. Çalışma alanının orta kesiminde tek ve birleşik ana kaya çökme dolinlerinin dağılımını gösteren Kırmızı Kabartma Görüntü Modeli.....	30
Şekil 13. Silindirik ana kaya çökme dolinlerinin drone ve hava fotoğrafı görüntüleri. ..	31
Şekil 14. Tek ve bileşik ana kaya çökme dolinlerinin drone görüntüleri.....	33
Şekil 15. Uzamış geometriye sahip Taşlıgöl ana kaya çökme dolini.	34
Şekil 16. Tödürge kanyonunun güneyinde yer alan Vekçukuru dolini Kızılırmak tarafından kesilerek dış drenaja açılmıştır.	37
Şekil 17. Yükselen Blok Antiformal Sırtı'nda gelişen dolinler.	39
Şekil 18. Ana kaya çökme dolinlerinin merkezi ile oluşturulan Kernel yoğunluk modeli.	40
Şekil 19. Envanteri yapılan tek ve birleşik ana kaya çökme dolinleri ve örtü çökme dolinlerinin ana eksen (A), alan (B) ve hacim (C) değerleri ile oluşturulan frekans-boyut ilişkilerini gösteren grafikler.	41
Şekil 20. Örtü sübsidans dolinlerinin Kızılırmak vadisinde en yüksek yoğunluğa ulaştığı alan olan Canova köyü yakınlarında dağılışı.	43
Şekil 21. Kızılırmak taşkın ovasında büyük bileşik depresyonlar oluşturan örtü sübsidans dolini kümeleri.....	44
Şekil 22. Güncel örtü çökme dolinleri.	46
Şekil 23. 2022 ve 2023 yıllarında oluşan örtü çökme dolinleri.....	47
Şekil 24. Ana kaya çökme dolinleri için önerilen morfolojik evrimi gösteren şema.	55
Şekil 25. Sivas jips karstında ve farklı karstik ortamlarda envanteri yapılan dolinlerin frekansı ve ana eksen ile kurulan ilişkiler.	57
Şekil 26. Sivas şehrinin güneydoğusunda yer alan dolinlerin farklı tarihlerde çekilmiş görüntüleri.....	59
Şekil 27. Sivas Bindirmesi'nin yükselen blok antiformal sırtının güneyinde, Kızılırmak Nehri ile ilişkili polyelerin genel dağılımını gösteren rölyef modeli.....	65

Şekil 28. Polyelerin tabanında yeraltı suyu taşkını sonucu oluşan geçici göllerin gelişimini gösteren farklı tarihlere ait uydu görüntüleri.....	67
Şekil 29. Lota, Mağara ve Şakşakkaya polyelerinin drone görüntüleri.....	68
Şekil 30. Polyelerin drone görüntüleri. Arka planda Kızılırmak Nehri. Beyaz oklar ana kaya çökme dolinlerini işaret etmektedir. Beyaz üçgenler düdenlerin ve/veya mağara ağızlarının konumunu göstermektedir.....	71
Şekil 31. Mağara Polyesi'nin sarp KD kenarının görüntüleri.	72
Şekil 32. Mağara Polyesi'nin KD dik yamacındaki Mağara Gölü düdeninin-mağarasının asılı vadiler (av) ve kaya düşmeleriyle birlikte drone görüntüsü.	73
Şekil 33. Yarhisar bölgesindeki polye ve relikt vadilerin dağılımını gösteren gölgeli bir rölyef modeli üzerindeki ortofoto görüntüsü.	75
Şekil 34. Mağara polyesi tabanının güneydoğu-orta kesiminde yapılan darbeleri sondaj.	77
Şekil 36. Dışkapı Polyesi ile ilişkili Acısu Nehri'nin teras çökellerinde kazılan kum - çakıl ocaklarında görülen paleodolinler.	83
Şekil 37. Tödürge depresyonunun Alagöz'den (1967) alınan batimetrik verileri gösteren açıklamalı uydu görüntüsü ve 28 m derinliğinde iç içe geçmiş bir çöküntü obruğu.	85
Şekil 38. Dışkapı ve Mağara Polye'lerinin dik kenarları ile ilişkili çözünme yapıları ve mağaralar.....	87
Şekil 39. Mağara Gölü mağarasının monoklinal kıvrımına açılan girişi.....	89
Şekil 40. Sivas jips karstındaki büyük allojenik nehirlerle ilişkili taban seviyesi polyelerinin gelişimiyle sonuçlanan farklı evrimsel yolları gösteren çizimler....	93
Şekil 41. Flüvyal yeryüzü şekillerinden geniş polyelere evrilen depresyonlar.	94

Tablo Listesi

Tablo 1. Kartografik envanterden çıkarılan tek ve birleşik ana kaya çökme dolinlerinin ana morfometrik parametreleri.....	29
Tablo 2. Kartografik envanterden çıkarılan tek ve bileşik örtü sübsidans dolinlerinin ana morfometrik parametreleri.....	44
Tablo 3. 16 Ağustos 2001 tarihinde toplanan su örneklerinin kimyasal analizleri.....	51
Tablo 4: Haritalanan polyelerin tipi, morfometrik parametreleri ve bazı özellikleri.	66

ÖNSÖZ

Henüz doktoranın başındayken Çankırı-İnandık Köyü'nde evaporit karstlaşmasına bağlı olarak meydana gelen dolinlere ve köydeki evlerde meydana gelen hasarlara ilişkin bir habere rastlamamla birlikte evaporit karstına merak duymaya ve bu konuda çalışmaya başladım. Bu haber, aynı zamanda doktora sürecimin nereye yöneleceğinin de habercisi oldu. Bu süreçte, öğrenci gezisi kapsamında Sivas'a arazi çalışmasına davet edilmem ve Sivas jips karstının olağanüstü güzelliğini arazide deneyimlememle Sivas Jips Karstının Jeomorfolojik Evrimi başlıklı doktora serüvenim başlamış oldu. Tez kapsamında şüphesiz Dünya'nın en çarpıcı evaporit karstı alanlarından biri olan geniş Sivas jips karstını kapsamlı bir şekilde ele almayı hedefledik. Tezin giriş bölümünün ardından 2. Bölümü Sivas jips karstının jeolojik özelliklerini ve alanın genel jeomorfolojik ve morfostrüktürel özelliklerinin yanı sıra relikt vadileri ve mikrokarstik şekilleri açıklamaktadır. 3. Bölüm ana kaya çökme dolinleri, örtü sübsidans dolinlerinin gelişimini ve evrimini ele alıyor. 4. Bölüm ise jipste nadir görülen polyeleri ve polyelerin gelişimlerini, hirojeolojik özellikleri, polyelerle ilişkili mağaraların özelliklerini, çarpıcı paleodolin örneklerini ele almaktadır. Seneler süren ve kimi zaman zorlu bir yolun sonunda bu tezi sizin takdirinize sunuyorum. Ne mutlu bana ki bu yolda yürürken hiç yalnız kalmadım ve teşekkür borçlu olduğum pek çok kişi var.

Sivas'tan Zaragoza'ya uzanan doktora serüveninin, hatta akademik kariyerimin kırılma noktalarından en önemlisi Francisco Gutiérrez ile tanışmamdı. Francisco'nun hayrete düşüren derecedeengin bilgisinden çok istifade ettim. Hep dostane bir tavrı olan Francisco ile çalışmak hem büyük şanstı hem de çok öğreticiydi. Bu teze ve bilim dünyama çok katkısı oldu. Francisco'ya daima minnettar olacağım.

Lisanstan doktoranın sonuna kadar bilimsel kariyerime ve tezime yaptıkları yönlendirmelerinden ve desteklerinden ötürü İhsan Çiçek ve Hakan Yiğitbaşıoğlu hocalarıma müteşekkirim. Doktora serüveninin en önemli destekçilerinden biri de Tolga Görüm'dür. Tolga hocaya bilimsel katkılarının yanı sıra bilime ve dünyaya bakışıyla öğrettikleriyle, yönlendirmeleriyle, yol göstericiliğiyle vizyonumun gelişmesine büyük katkı yaptığı için şükran borçluyum. Hiçbir mecburiyeti olmamasına rağmen zorlu arazi çalışmalarında destek olarak çalışma motivasyonumu sürekli yüksek tutan, birlikte çok güzel arazi anıları biriktirdiğimiz ve yazdıklarımı titizlikle okuyarak bu teze katkı sunan sevgili dostum Muhammet Öksüz'e şükranlarımı sunarım. Ankara Üniversitesi Jeoloji Bölümündeki derslerine beni kabul eden ve bölümlerinin bir elemanı gibi hissettiren Gürol Seyitoğlu, Nizamettin Kazancı, Veysel Işık hocalarımın ve burada yollarımızın kesiştiği Mehmet Şahin'in desteklerini hiçbir zaman unutmayacağım. Derin bilgisiyle ufkumun genişlemesine katkı yapan Harun Tunçel'e süreç boyunca yardımları, destekleri ve tezi özenle okuyup önerilerde bulunduğu için minnettarım. Yapıcı eleştirileriyle teze katkıda bulunan Necla Türkoğlu'na teşekkür ederim. Dersi kapsamında Sivas'a düzenlenen arazi çalışmasına beni davet eden ve Sivas jips karstını ilk defa görmemi sağlayan Türkan Bayer Altın'a teşekkür ederim.

Sorularıma içtenlikle cevap veren değerli yer bilimci hocalarım ve arkadaşlarım; Alexandre Pichat, André Poisson, Andrej Mihevc, Bekir Necati Altın, Cengiz Yıldırım, Derek Ford, Emre Ayan, Jean-Paul Callot, Luis Auqué, Mateja Ferk, Mehmet Çelik, Murat Şahin, Tony Waltham, Türkan Bayer Altın'a müteşekkirim. Birbirimize hep destek olduğumuz sevgili coğrafyacı arkadaşlarım; Şule Ergül, Sema Özen Bayraktar, Neriman Kılınç, Öznur Akgiş'e teşekkür ederim. Lisansüstü eğitimim boyunca hep kolaylaştırıcı rolünde olan Ankara Üniversitesi, Coğrafya Bölümü başkanları; İhsan Çiçek, Mehmet

Somuncu ve Necla Türkoğlu ve Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü önceki müdürü Kenan Bilici hocalarıma şükranlarımı sunarım.

Bu tez, TÜBİTAK Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı (BİDEB) 2214/A-Yurt Dışı Doktora Araştırma Burs Programı kapsamında (1059B142000059) desteklenmiştir. Destekleri için TÜBİTAK'a teşekkür ederim. Bu destek Francisco Gutiérrez'in yanı sıra pek çok yer bilimciyi yakından tanımamı ve vizyonumun genişlemesini ve başka birçok fırsat kapısının aralanmasını sağladı. Zaragoza Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümünde yollarımızın kesiştiği sevgili yer bilimci arkadaşlarıma; Piotr Migoń, Gloria Desir, Jesus Guerrero, Jorge Sevil, Ángel García, Carlotta Parenti ve Sofia Rossi'ye teşekkür ederim.

Daima yanımda hissettiğim, çocukları için gece gündüz uğraşan sevgili annem Yasemin Gökkaya'ya ve babam Halil Gökkaya'ya ve hayatın en güzel hediyelerinden kardeşim Aleyna Gökkaya'ya teşekkür ederim. Tezimi, hayatımdaki bütün güzel işlerin esas kahramanına, anneme ithaf ediyorum. Süreç boyunca destekleri için Ayla Tunçel'e minnettarım. Her türlü zorluğu birbirimize güç vererek aştığımız, birlikte sevinip birlikte üzüldüğümüz sevgili eşim, Esra Tunçel Gökkaya'ya çok teşekkür ederim.

Tezden üretilen makalelerin editörleri Martin Stokes ve Achim A. Beylich'e ve hakemleri Laurent Bruxelles, Tony Waltham ve iki anonim hakeme yapıcı eleştirilerinden ve teze katkılarından dolayı teşekkür ederim. Son olarak tezin kaynakçasında yer alan çalışmaları yapan bilim insanlarına, yoğun emekleri sonucu ortaya çıkan değerli bilgilerini kullanma şansı verdikleri için minnettarım.

Tüm bu katkılar olmadan, bu tez çalışması bu düzeye gelemezdi.

Ergin Gökkaya

Haziran 2023

1. GİRİŞ

Jips karstı, dünya çapında yaygın dağılımına ve potansiyel olarak ciddi mühendislik ve çevre sorunlarına yol açan çözünme ve zemin deformasyon süreçlerinin çok daha yüksek hızına rağmen, kireçtaşı karstına kıyasla sınırlı ilgi görmüştür (Klimchouk vd. 1996b; Cooper ve Gutiérrez 2013). Kıta yüzeyinin yaklaşık %25'inin, genellikle önemli Ca-sülfat birimleri (jips ve/veya anhidrit) içeren evaporitik oluşumlarla kaplı olduğu tahmin edilmektedir (Ford ve Williams, 2007). Jips karstı, karbonat karstı arazilerinde görülenlere benzer jeomorfik özellikler gösterir, ancak esas olarak morfojenetik süreçlerin hızı, ortaya çıkan yeryüzü şekillerinin gelişim süresi ve boyutunun yanı sıra bunların korunma potansiyeli ile ilgili bir dizi ayırt edici özelliğe sahiptir (Cooper 1998; Paukštys vd. 1999; Cooper vd. 2011; De Waele ve Gutiérrez, 2022):

(1) Jipsin çözünürlüğü karbonatlı kayalardan çok daha yüksektir ($2,6 \text{ g L}^{-1}$), çözünmesi karbondioksit, sülfürik asit gibi asidite kaynaklarından etkilenmez ve çok daha hızlı çözünür. Sonuç olarak, yüzey ve yeraltı çözünmesine bağlı olarak gelişen yeryüzü şekilleri daha hızlı oluşur ve gelişir ve mağara sistemleri taban seviyesindeki değişikliklere hemen uyum sağlayabilir.

(2) Jips oluşumları, yüksek çözünürlükleri ve mekanik aşınabilirlikleri nedeniyle, çıplak karstik arazide geniş mostralara oluşturmaya daha az uygundur ve kurak iklim, tektonik yükselim, seçici erozyon gibi unsurların desteklediği uygun koşullar olmadığı sürece nadiren belirgin rölyefler oluşturur.

(3) Jips kayası, karbonat formasyonlarına göre daha düşük mekanik dayanıma sahiptir. Ayrıca, kırıklar, tabaka düzlemleri vb. süreksizlik düzlemleri (yani kırıklar, tabaka düzlemleri) boyunca etkili olan hızlı çözünme, kısa zaman aralıklarında kaya kütlesi mukavemetini önemli ölçüde azaltabilir. Bu özelliğin ilgili sonuçları arasında yeraltı

boşluklarının daha küçük açıklıklar göstermesi, oluşum esnasında ana kaya çökme dolinlerinin daha düşük boyutlara ulaşması ve mağaraların daha düşük korunma potansiyeline sahip olması yer almaktadır.

(4) Jips, karbonat kayalarına göre daha sünek bir reolojiye sahiptir. Bu durum, evaporit arazilerinde sarkmanın neden nispeten yaygın bir sübsidans mekanizması olduğunu açıklamaktadır (örn. Guerrero vd. 2008).

(5) Çözünme cephelerinin göçü yoluyla jipsin yeraltında çözünmesi (tabakalar arası karst, mantolu karst), büyük ölçekli gravitasyonel deformasyon yapıları ve geniş çözünme kaynaklı havzalar oluşturarak yaygın sübsidans olaylarının gelişmesine neden olabilir (Gutiérrez ve Cooper, 2013 ve buradaki referanslar).

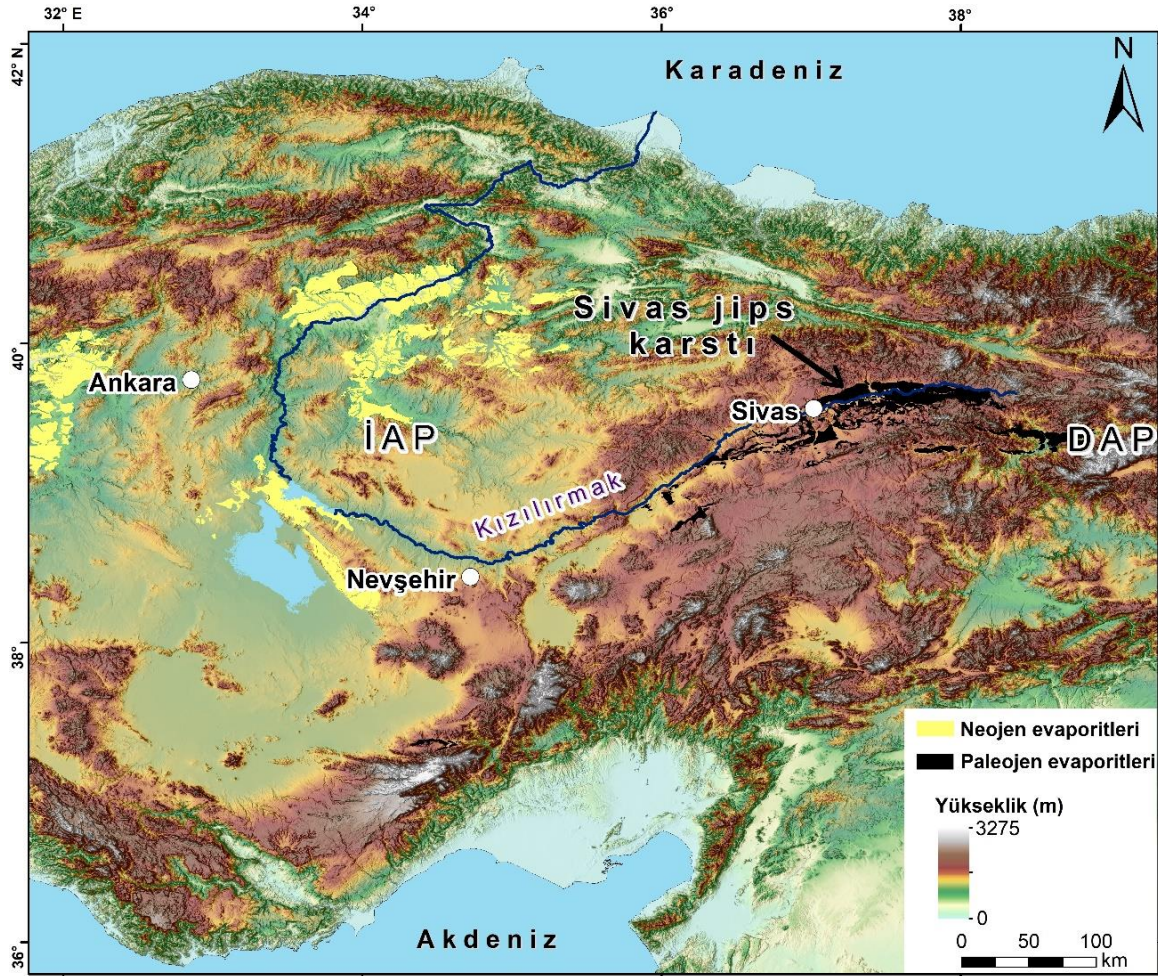
(6) Karstik alanlara özgü ana jeolojik tehlike olan çeşitli sübsidans dolinleri, çözünme ve deformasyon süreçlerinin daha hızlı olması nedeniyle tipik olarak çok daha yüksek bir oluşum olasılığı gösterir (Gutiérrez 2016; De Waele ve Gutiérrez, 2022).

(7) Jips çözünmesi ile ilgili jeoteknik sorunların azaltılması, pozitif geri besleme mekanizmaları yoluyla boşlukların hızlı büyümesini durdurmak için genellikle acil müdahale gerektirir (örn., barajlardaki sızıntı; Gutiérrez vd., 2015).

Jips karstı araştırmalarının önemli bir kısmı epijen ve hipojen hidrojeolojik sistemlerde gelişen mağara sistemlerinin karakterizasyonuna (Calaforra ve Pulido-Bosh 2003; Stafford vd. 2008; Klimchouk 2013; De Waele vd. 2017) ve tehlikeli dolin alanlarının analizine (örneğin, Cooper 1998; Galve vd. 2009; Fidelibus vd. 2011) odaklanmıştır. Ancak, muhtemelen bu tür karstik ortamların azlığı ve karbonat mostralarının daha fazla ilgi görmesi nedeniyle çıplak jipsli karstik alanlarda çok az kapsamlı jeomorfolojik araştırma yapılmıştır.

Türkiye'de İç Anadolu Platosu, Senozoik jips oluşumlarının çarpıcı mostralarını içermektedir (Şekil 1). Birkaç gölsel havzada çökelmiş Neojen jips oluşumları Ankara çevresinde geniş alanlı mostralar oluşturur. Bu alanlardan özellikle Çankırı evaporit karstında, evaporit karstı yer şekilleri bulunmakla birlikte (örn. Gökkaya ve Tunçel 2019, Ataol ve Şimşek, 2022; Ödeker, 2022) evaporit karstı sorunları önemli ekonomik kayıplara yol açmıştır. İnandık köyünde meydana gelen evaporit çözünmesi ile ilişkili sübsidans sonucunda köydeki yapılar ciddi hasar görmüş ve minimum 2 milyon euroluk kayıp ile köy başka bir alana taşınmıştır (Gökkaya ve Tunçel 2019). Sivas Havzası'nın playa-göl ortamlarında depolanan Oligosen jipsleri, olağanüstü kalitede karstik yeryüzü şekilleri sergilemekte (Waltham 2002) ve dünyadaki en dikkat çekici çıplak jips karstı peyzajlarından birini oluşturmaktadır (Şekil 1). Nadirlikleri, boyutları ve bollukları nedeniyle istisnai yeryüzü şekilleri ve jeomorfik peyzajlar sergiler: (1) jipsli arazilerde nadiren görülen görkemli yoğun şekilde paketlenmiş çözünme dolinlerinden oluşan çarpıcı bir poligonal karst; (2) nadir görülen uzun ve derin jips kanyonları; (3) istisnai boyutlara ulaşan çok sayıda ana kaya çökme dolinleri; (4) jipsli karstik arazilerde nadiren belgelenen relikt vadiler; (5) evaporit karstı alanlarında nadiren görülen ve hakkında çok az bilgi sahibi olduğumuz jips polyeleri. Evaporit karst alanları, potansiyel olağanüstü değerlerine rağmen, jeo-miras perspektifinden çok az dikkate alınmıştır. Williams (2011), UNESCO Dünya Mirası Listesi'nde yer alan ve uluslararası öneme sahip karstik özelliklere sahip çok sayıda doğal özelliği değerlendirmiş ve çeşitli karst tiplerinin temsilini analiz etmiştir. Mevcut kapsamdaki şu önemli boşlukları tespit etmiştir: (1) evaporit karstı temsil edilmemektedir; (2) kurak ve yarı kurak ortamlarla ilişkili karstik peyzajları eksiktir; (3) Orta Doğu ile Orta Asya'daki çok sayıda dikkate değer karstik peyzaj listede yer almamaktadır. Sıradışı evrensel değere sahip Sivas jips karstının listeye

dahil edilmesi, Dünya Miras Listesindeki bu önemli boşlukların doldurulmasına katkıda bulunabilecektir.



Şekil 1. Sivas jips karstının Anadolu Platformu içerisindeki coğrafi konumu (siyah poligonlar). Çalışma alanı Kızılırmak Nehri'nin yukarı çıkırında yer almaktadır. Siyah poligonlar Paleojen, Sarı poligonlar Neojen evaporitlerinin Türkiye'deki dağılımını göstermektedir. Evaporit mostralarının dağılımı MTA'dan (2002) yararlanılarak çizilmiştir. İAP: İç Anadolu Platosu; DAP: Doğu Anadolu Platosu.

1.1. Önceki çalışmalar

Sivas jips karstı çeşitli yayınlarda tanımlanmıştır (Alagöz, 1967; Waltham 2002; Doğan ve Yeşilyurt 2004; Doğan ve Özel 2005; Özel, 2005; Doğan ve Yeşilyurt 2019). Doğan ve Özel (2005), karstik gelişimin iki ana evresini (yani genç ve olgun) ayırt ederek geniş jips karstik alanının orta kesimini incelemiştir. Diğer spesifik çalışmalar mağaralar (Mayer, 1973, 1974), hidrojeoloji (Değirmenci vd., 1995; Kaçaroğlu vd., 1997; Günay

2002), dolin duyarlılığı (Yılmaz, 2007), dolin yoğunluğu (Poyraz, vd., 2021), jeo-miras (Akbulut, 2011; Yılmaz, 2012) ve jeofizik saha incelemeleri (Drahor, 2019; Özel ve Darıcı, 2020) ile ilgilidir. Alagöz'den (1967) sonra Sivas jips karstında çalışmalar büyük ölçüde spesifik alanlara ve konulara yoğunlaştığı için alanın genel morfolojik ve paleohidrojeolojik gelişimi anlaşılmamıştır. Bu anlaşılmadığı için dolin ve polye gibi jips karstı şekillerinin gelişim süreci ve bu şekilleri kontrol eden faktörler ortaya konmamıştır. Ayrıca alanda ekonomik ve sosyal kayıplara yol açma potansiyeli olan dolin tipleri (örn., ana kaya çökme dolini, örtü sübsidans dolini) için hem jeomorfolojik analizler hem de planlama çalışmalarının altlığı olan genel dolin envanteri çıkarılmamış ve güncel dolin aktivitesinin önemli verilerinden hava fotoğrafı analizleri yapılmamıştır. Dahası, Sivas jips karstının geliştiği evaporitlerin yaşı ve kaynağı tartışma konusudur (Örn., Kergaravat vd., 2016; Poisson vd., 2016).

1.2. Tezin amacı

Büyük ölçüde ayrıntılı jeomorfolojik haritalama ve saha araştırmalarına dayanan bu doktora tezinin ana hedefi şunlardır: (1) Sivas jips karstının geliştiği jeolojik ve neotektonik bağlamını anlamak ve alanın morfolojik ve paleohidrojeolojik gelişimini ve evrimini analiz etmek. Dolayısıyla, dolin ve polye gibi jips karstı şekillerinin geliştiği ortamı anlamak; (2) 2820 km² içerisindeki tüm yer şekillerini içeren bu kapsamlı kartografik envanter temelinde, büyük yoğunluklara ve boyutlara ulaşan çok sayıda ana kaya çökme dolinine özel önem verilerek çeşitli dolin türlerinin gelişimini analiz etmek; (3) Jips polyelerin kökeni, gelişimini kontrol eden faktörlerini evrimini ve ilişkili taşkın suyu etek mağaraları veya düdenleri gibi diğer yer şekillerini açıklamak.

1.3. Materyal ve metot

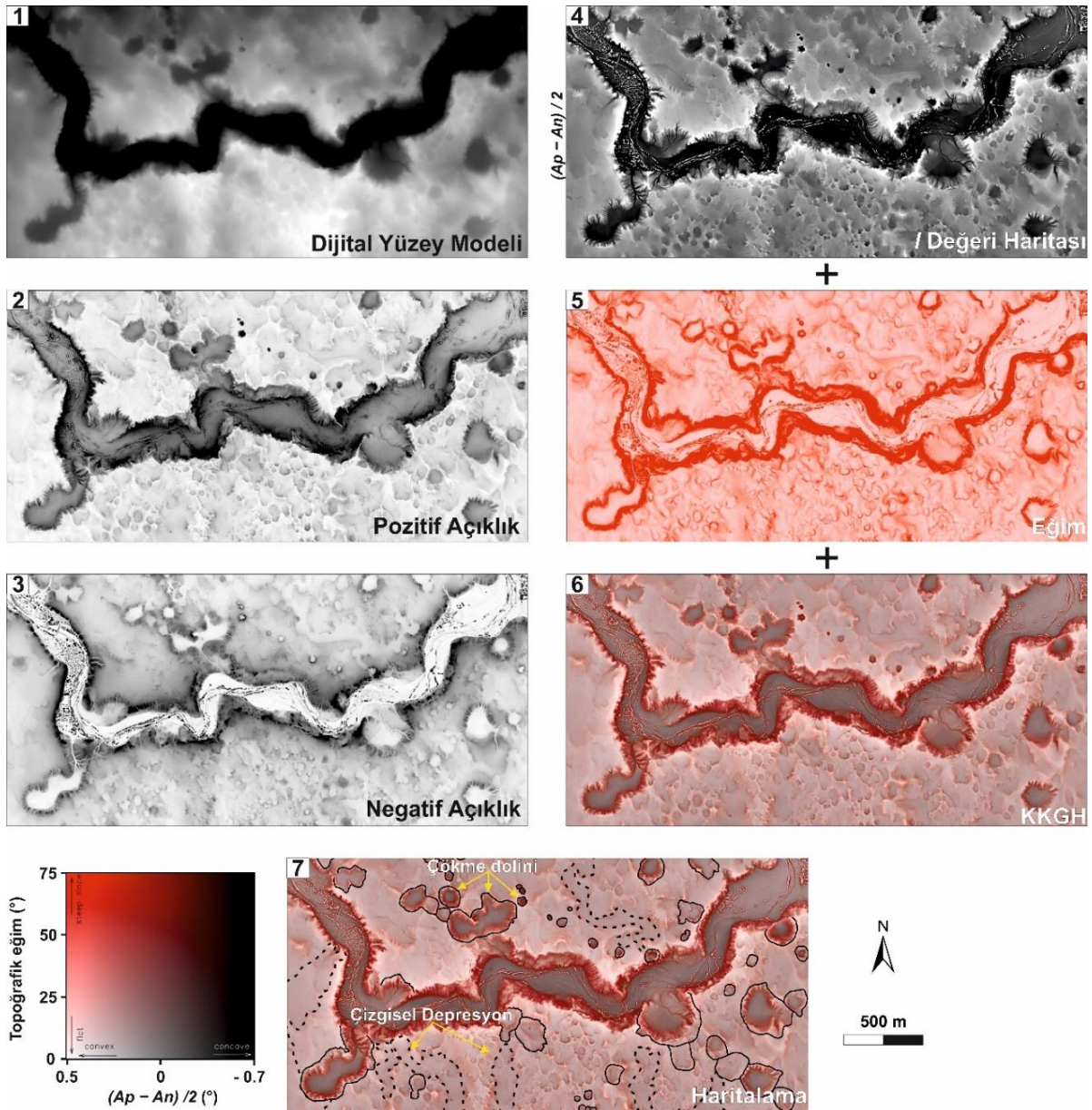
Sivas jips karstı, jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak ayrıntılı jeomorfik haritalama ve saha araştırmaları temelinde analiz edilmiştir. D-B yönünde 110 km uzunluğa, yaklaşık 20 km genişliğinde ve 2820 km²'lik bir alanın ayrıntılı jeomorfolojik harita ve kapsamlı kartografik dolin envanteri aşağıda sıralanan veri kaynaklarını kullanarak oluşturulmuştur: (1) T.C. Harita Genel Müdürlüğü'nün 5 m mekânsal çözünürlüğe sahip sayısal yüzey modeli verileri ve bu veriden türetilmiş rölyef modelleri; (2) Google Earth'te bulunan çok zamanlı uydu görüntüleri; (3) yaklaşık 1:40.000 ölçeğinde basılmış 1966, 1973, 1975, 2015, 2019 yıllarına ait hava fotoğrafı ve ortofoto setleri; ve (4) 1/25.000 ölçekli topografya haritaları.

Bu verileri kullanarak, (1) ana kaya ve örtü çökme dolinlerinin niceliksel ve niteliksel verilerini, (2) 1966'dan bu güne güncel dolin oluşumlarını, dolinlerin dönemsel çökme süreçlerini ve çiftçiler tarafından örtülen dolinleri, (3) polyelerin kökenine ışık tutan nehir terasları ve relikt vadiler gibi yeryüzü şekillerini, (4) polyelerin kenarlarında çözünmeye bağlı oyulma ve düzleşmeden etkilenen kesimleri ve (5) geçici göller, kaynaklar ve düdenler gibi hidrojeolojik özellikleri belirlenmiştir. Dolinleri, polyeleri ve diğer jeomorfik özellikleri haritalamak için sayısal yüzey modeli verileriyle birlikte Kırmızı Kabartma Görüntü Haritası (KKGH) görselleştirme yöntemini kullanılmıştır. Chiba vd., (2008) tarafından önerilen KKGH yönteminin ana konsepti, üç topoğrafik unsur katmanını birleştirmektir: eğim, pozitif açıklık ve negatif açıklık (Şekil 2). Pozitif açıklık (Ap) ve negatif açıklık (An) katmanları (Yokoyama vd., 2002) SAGA GIS ile üretilmiştir. Negatif açıklık vadilerde ve karstik depresyonların iç kısımlarında daha yüksek değerlere sahipken, pozitif açıklık karstik depresyonların ve sırtların kenarlarında daha yüksek değerlere sahiptir. Her ikisi de Sırt ve Vadi İndeksi (I) olarak adlandırılır:

$$I = (A_p - A_n) / 2$$

Burada Ap pozitif açıklık, An ise negatif açıklıktır. KKGH haritası iki görüntüyü birleştirir: (1) gri bir tonlama ile dışbükey ve içbükey yeryüzü şekillerini vurgulayan / indeksi ve (2) insan gözü için en zengin ton olan kırmızı kroma değerleri ile temsil edilen topografik eğim. Ortaya çıkan KKGH modeli, gölgeli rölyef görüntülerinin gelen ışık yönüne bağımlılığını ortadan kaldırır ve aynı zamanda topografik dışbükeyliği ve içbükeyliği vurgular (Chiba ve ark. 2008). KKGH, yan yamaçları gölgelendirerek ve poligonal bir karsttaki kapalı havzaların ayrımlarını aydınlatarak karstik depresyonların tanımlanmasını kolaylaştırır (Şekil 2). Morfometrik özellikler CBS yazılımı (örn., ArcMap) kullanılarak hesaplanmıştır.

Haritalanan dolinleri, polyeleri ve diğer jeomorfik özellikleri doğrulamak ve nihai haritayı iyileştirmek için mağaraların incelenmesini de içeren kapsamlı saha araştırmaları gerçekleştirilmiştir. Bunlara ek olarak, Mağara Polyesi'nin tabanına 25 m derinliğinde bir sondaj (darbeli sondaj) yaptırılarak polye tabanı deposu hakkında da ayrıntılı bilgi elde edilmiştir.

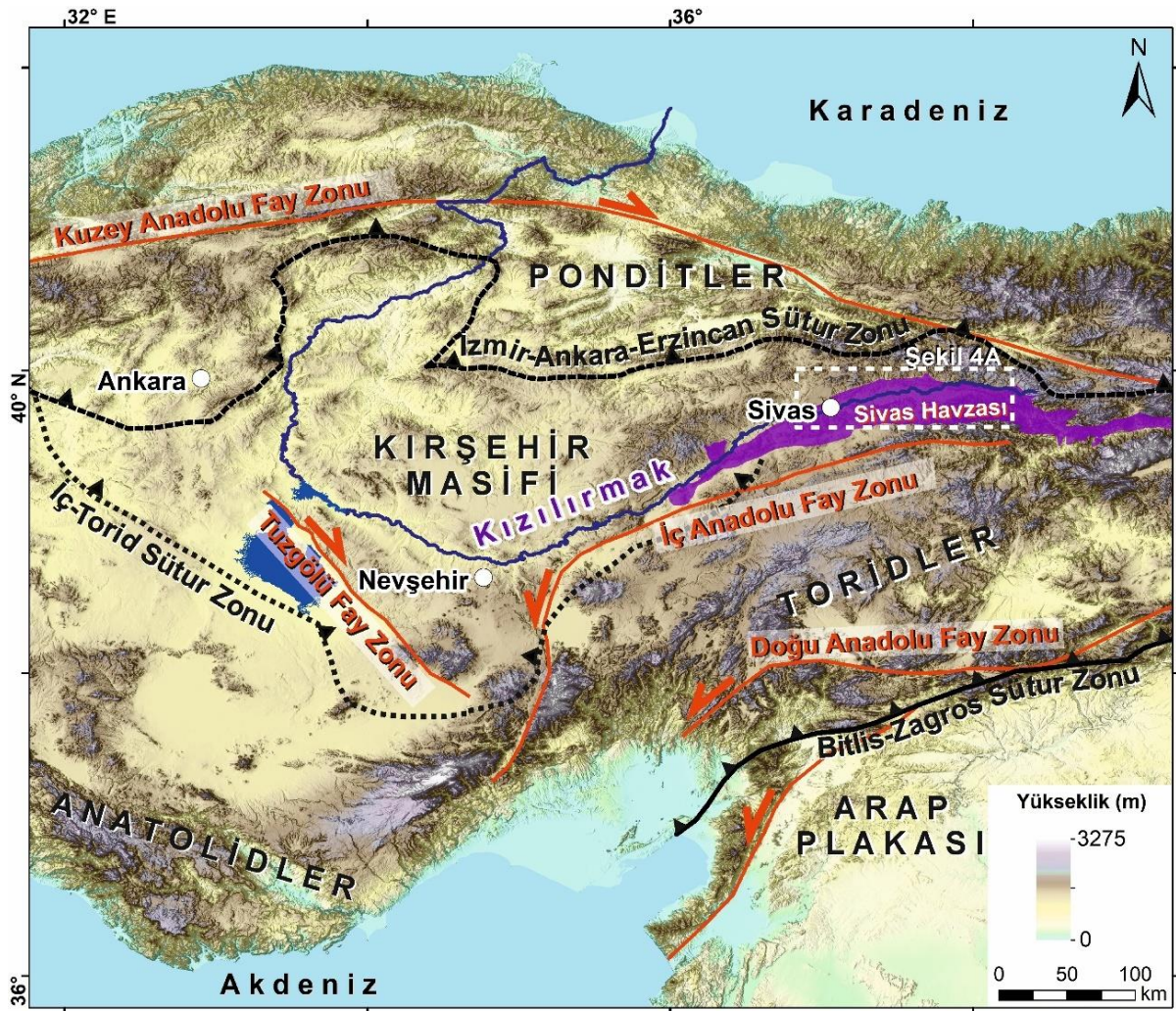


Şekil 2. Dolinlerin tanımlanmasını ve kenarlarının belirlenmesini kolaylaştıran Kırmızı Kabartma Görüntü Haritası (KKGH) ve görüntünün üretimi için kullanılan dijital yüzey modelinden elde edilen farklı topografik veri katmanlarını gösteren görüntüler. Tödürge Kanyonu ve yakın çevresi örnek alanı olarak gösterilmiştir. Düz çokgenler ana kaya çökme dolinlerini, kesikli çizgiler ise relik vadileri göstermektedir. Poligonal karst oluşturan çözünme dolinleri burada tanımlanmamıştır. Metin içindeki açıklamaya bakınız.

2. SİVAS JİPS KARSTININ JEOLJİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

2.1. Jeolojik ortam

Geç Kretase'den Miyosen'e kadar uzanan bir dolguya sahip olan Sivas Havzası, Anadolu mikroplakasının orta-doğu kesiminde yer alan tektonik olarak ters çevrilmiş bir sedimanter havzadır (Şekil 3). Bu mikrolaka, Geç Kretase-Paleosen döneminde Avrasya plakasının güney kenarı boyunca çeşitli mikrokıtaların yığılması sonucu ortaya çıkmıştır. Bu kıtaların yığılması, kuzey Neotetis Okyanusu'nun kuzey yönlü ofiyolitik üzerlenme ile kapanması ve buna eşlik eden ofiyolitlerin güney yönlü dalmalarıyla gerçekleşmiştir. Üç kıtasal blok kuzeyden güneye doğru birbirinden ayrılır (Şekil 3): Bunlar sırasıyla Pontidler, metamorfik kayalardan oluşan Kırşehir Masifi ve metamorfize olmamış Fanerozoik tortul kayalardan oluşan Toridler'dir. İzmir-Ankara-Erzincan suture zone'u ile ilişkili ofiyolitler ve çıkarımsal (açığa çıkmamış) İç Torid suture zone'u sırasıyla Pontidler-Kırşehir ve Kırşehir-Toridler sınırlarını tanımlar (Poisson vd., 1996; Legeay vd. 2019b) (Şekil 3, 4B). Daha güneyde, Bitlis-Zagros suture zone'u Anadolu mikroplakası ile Arap plakası arasındaki sınırı belirler (Şekil 3). Bu kıvrım, güney Neotetis'in Geç Kretase'de kuzeye yönelen dalma-batma ile kapanması ve ardından Senozoyik'te kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuştur (McQuarrie ve van Hinsbergen, 2013; Darin vd., 2018). Bu çarpışmaya bağlı olarak kuzeye doğru ilerleyen kısalma, Anadolu mikroplakasında kıvrım ve bindirme kuşakları oluşturmuş ve Sivas Havzası'nın orojenez ile eş yaşlı Senozoyik evrimi sırasında gelişimini kontrol etmiştir.



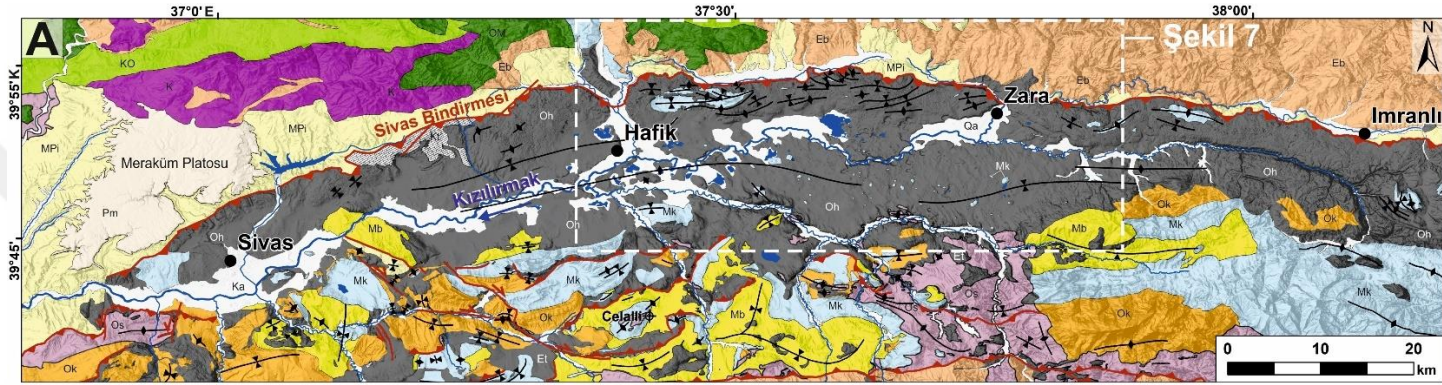
Şekil 3. Sivas Havzası'nın jeotektonik konumu. Havza, İç Torid suture zone ile sınırlanan Anadolu mikroplakası (Kırşehir Masifi ve Toridler) içindeki yığılmış kabuklar üzerinde yer almaktadır.

Doğu-Batı doğrultulu Sivas Havzası, İç-Torid suture zone'unun sınırında üst üste yığılmış Kırşehir ve Toridler temel bloklarının üzerinde yer almaktadır (Şekil 3, 4B). Havzanın yapısı büyük ölçüde, orojenez ile eş yaşlı ciddi diyapirik aktivite, remobilizasyon (Kergaravat vd., 2016, 2017) ve yeniden depolanma (Pichat, 2017; Pichat vd., 2018) geçirmiş olan kalın bir geç Eosen tuz formasyonu (Tuzhisar Fm.) tarafından kontrol edilmektedir. Tektonik olarak ters çevrilmiş bu havzada, geç Eosen tuz dekolmanı ile büyük ölçüde ayrılmış, üst üste binen iki ana Doğu-Batı yönlü yapısal alan ayırt edilmiştir (Legeay vd, 2019a, b) (Şekil 4B): (1) Toridlerin tabanını (tortul kayalar ve ofiyolitler) ve Geç Kretase'den Eosen'e kadar olan tuz öncesi formasyonları içeren kuzeye doğru

bindiren bindirme zonundan oluşan güney ve alt Kıvrım ve Bindirme Kuşağı (KBK); (2) Geç Eosen tuzunu ve daha genç Oligo-Miyosen formasyonlarını içeren kuzey ve üst Tuz ve Bindirme Kuşağı (TBK) olarak bilinen kuzey tuz kontrollü alan. Bu yapısal birim, geç Eosen tuzu tarafından örtülen KBK'nın kuzey kesimini kapsamaktadır.

Tuz ve Bindirme Kuşağı da iki yapısal bölgeye ayrılır; merkezde yer alan Duvar ve Havza Yapısı (DHY) ve incelenen jips alanını oluşturan Kuzey Evaporit Alanı (KEA). Duvar ve Havza Yapısı (Kergaravat vd., 2016, 2017): (1) Geç Eosen-Oligosen minihavzalarının ve aralarına giren tuz duvarlarının ilk jenerasyonunu; (2) tamamlayıcı bir ayrılma seviyesi olarak işlev gören remobilize tuzun üstteki tuz kanopisini (tuz yaygıları); ve (3) tuz kanopisi üzerinde gelişen Oligo-Miyosen minihavzalarının ikinci jenerasyonunu sergilemektedir (Şekil 4). DHY alanındaki kısılma, tuz duvarlarının sıkışması ve kaynaklanması, minihavzaların rotasyonu ve itilmesi ve pasif bir çatı dekolmanı olarak hareket eden geç Eosen tuzu boyunca kuzeye ve güneye doğru genel itme ile sağlanmıştır. Kuzeyde K-yönlü Sivas Bindirmesi (Poisson vd., 1996) ile sınırlanan ve 17 km genişliğinde ve 100 km uzunluğunda olan KEA, erken Miyosen denizel kireçtaşlarının lokal mostraları tarafından uyumsuz olarak örtülen, yaşı konusunda tartışmalar olan jipslerin baskın olduğu evaporitlerin geniş bir mostrasından oluşur. Kızılırmak Havzası, kavisli Sivas Bindirmesi'nin önünde, kuzeyde Kırşehir bloğuyla örtüşen Pliyosen (açıkta) ve daha yaşlı (gizlenmiş) tortullardan oluşan bir kama ile günümüzün ön havzasıdır (Şekil 4).

Sivas Havzası'nın orta (TBK) ve güney (KBK) sektörlerinin tektono-stratigrafik evrimi, mostralarda ve sismik yansıma profillerinde gözlemlenen stratigrafik ve yapısal ilişkiler temelinde (Legeay vd., 2019a, b) yeniden yapılandırılmıştır. Burada, aşağıdaki aşamalar ayırt edilmiştir:



Sivas Havzasının Stratigrafisi

Kızılırmak Önülke Havzası

Meraküm Fm Pliyosen	Pm	Kireçtaşı ve kumtaşı Lakustrin
İncesu Fm geç Miyo.-Pliyosen	MPi	Konglomera ve kumtaşı Flüvyal

SEMBOLLER

Bindirme	
Doğrultu atımlı fay	
Antiklinal	
Senklinal	
Drenaj ağı / Göl	
Celallı-1 kuyusu	

Kuvaterner Ka Alüvyon / Tufa, traverten

Kuzey Evaporit Alanı

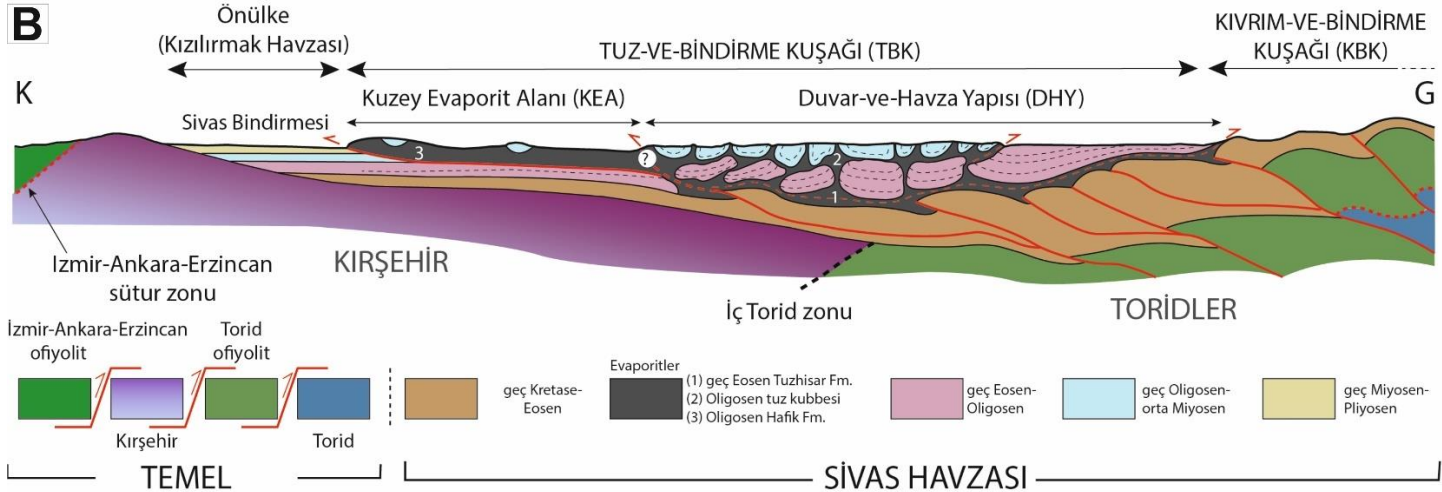
Karacaören Fm erken Miyosen	Mk	Kireçtaşı, kumtaşı Karma deltaik ve karbonat rampası
Hafik Fm Oligosen	Oh	Jips Playa-göl sistemi

Sivas Havzasının Tabanı

KO	Kılıçlı Olistostromu
OM	İzmir-Ankara-Erzincan Ofiyolitik Melanjı
K	Kırşehir Bloğu

Duvar-ve-Havza Yapısı

Benlikaya Fm orta-geç Miyosen	Mb	Konglomera ve kumtaşı Flüvyal ve alüvyal yelpaze
Karacaören Fm erken Miyosen	Mk	Kireçtaşı, kumtaşı Karma deltaik ve karbonat rampası
Karayün Fm orta-geç Oligosen	Ok	Kumtaşı, konglomera, evaporitler Flüvyal-lakustrin
Tuz kanopisi		Allokton tuz tabakaları
Selimiye Fm erken Oligosen	Os	Kumtaşı ve marn Playa-göl
Tuzhisar Fm geç Eosen	Et	Tuz ve jips Deniz platformu
Bozbel Fm geç Eosen	Eb	İnce tabakalı kumtaşları ve marnlar Türbiditik havza - delta önü



Şekil 4. Sivas Havzası'nın ve çalışma alanının jeolojik yapısı. **A:** Sivas Havzası'nın kuzey kesiminin güneyden kuzeye Duvar ve Havza Yapısı, Kuzey Evaporit Alanı ve Kızılırmak Ön Havzası'nı kapsayan jeolojik haritası. Havzanın güney kesimi (Kıvrım ve Bindirme Kuşağı) bu haritada gösterilmemiştir. **B:** Tektonik rejimin değiştiği Sivas Havzası'nın farklı yapısal bölgeleri ile taban ve havza dolgusunun litolojik gruplarını gösteren genelleştirilmiş kesiti. Her iki şekil de Legeay vd. (2019a, b) uyarlanmıştır.

- (I) Orojenez öncesi aşama (Geç Kretase-Paleosen): Havzanın gelişimi, Geç Kretase'de İzmir-Ankara-Erzincan süturu ve çıkarımsal İç Torid suture zonları boyunca kuzeye doğru dalma-batma ile ilişkili ofiyolitlerin üzerlemelerinden sonra başlamıştır. Sığ platform karbonatları, havzanın güney kenarı boyunca ofiyolitler üzerinde çökelmiş (Tecer Fm.), havzanın daha derin kısımlarında (Kaleköy, Konakyazı, Cercapindere Fm.) türbiditlere ve volkanoklastiklere dönüşmüştür.
- (II) Orojenik dönemin başlangıcı (Eosen): Bu evreye kalın türbiditik istiflerin (Bahçecik, Kozluca, Yapalı, Bozbel Fm.) depolanması hakim olmuştur. Olistostromlu türbiditlerin ve havza kenarlarından türeyen kütle akışlarının (Bahçecik Fm.) çökmesi, sıkışmanın başlangıcına ve KBK'nın gelişimine bağlanmaktadır. Kısılma, güney Neotetis'in kapanması ve güneydeki Arap ve Anadolu levhaları arasındaki konverjans tarafından yönlendirilmiştir.
- (III) Evaporitik sedimantasyon (geç Eosen): Kuzeye doğru ilerleyen kısılma, önülke havzasının izolasyonuna neden olarak kalın ve yanal olarak geniş bir tuz formasyonunun çökmesine yol açmıştır (Tuzhisar Fm.; Önal vd., 1999; Gündoğan vd., 2005; Poisson vd., 2011; Pichat 2017). Bu tuzca zengin birimin orijinal kalınlığı, diyapirik aktivite sonucunda gelişen remobilizasyon nedeniyle belirsizdir, ancak büyük olasılıkla 1 km'den fazla kalınlığa ulaşmıştır (Kergaravat vd., 2016, 2017).
- (IV) Birincil minihavzalar (geç Eosen-orta Oligosen): Karasal çökellerle (Selimiye Fm.) birlikte halokinetik minihavzalar gelişimi, altta bulunan tuzun içine doğru sübsidans ve beraberinde tuz duvarlarının büyümesi, havzalar üzerinde allokon tuzun ekstrüfiz kanopilerini beslemiştir.

- (V) İkincil minihavzalar (orta Oligosen-geç Miyosen): Alttan gelen allokton tuzun yayılımına bağlı olarak tuz kanopisi üzerindeki ikincil minihavzaların aşağı doğru inerek orojenez ile eş yaşlı gelişimi. İkincil minihavzaların dolgusu, flüvyal-gölsel Karayün Formasyonunu bölgesel transgresyonla ilişkili denizel Karacaören Formasyonunu (geç Oligosen-erken Miyosen) ve kıtasal Benlikaya Formasyonunu (Miyosen) içerir (Ribes vd., 2015, 2017).

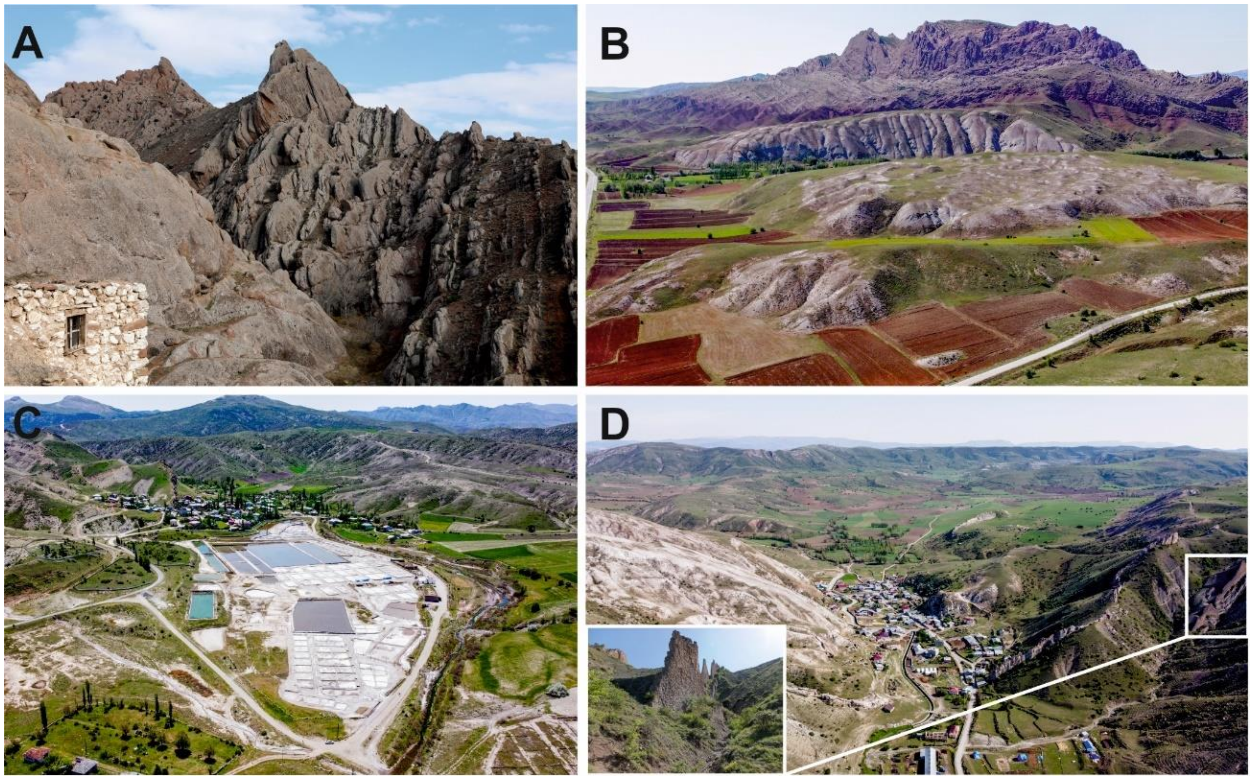
Sivas Bindirmesi'nin kuzeyinde yer alan ve bu yapıdan etkilenen Kızılırmak önülke havzasındaki mostra veren karasal çökeller, Meraküm Fm'nun karbonatlı gölsel çökelleri ile uyumsuz olarak üzerlenen İncesu Fm'nun (geç Miyosen-Pliyosen) alüvyal ağırlıklı fasiyeslerinden oluşmaktadır. Pliyosen'e atfedilen Meraküm Formasyonu (Poisson vd., 1996), Sivas şehrinin kuzeybatısındaki geniş KB eğimli Meraküm Platosu'nun örtü kayasını oluşturmaktadır (Şekil 4A).

Kuzey Evaporit Alanı hakkındaki mevcut veriler daha sınırlıdır (örn., düşük kaliteli sismik görüntüleme; Legeay vd., 2019a) ve paleocoğrafik evrimi tartışma konusudur. Burada, yüzlerce metre kalınlığında yüzeyleyen evaporitler esas itibarıyla yanal olarak kesintisiz jips tabakaları ve arakatlı kırmızımsı killi katmanlardan oluşur. Bu jipslerin egemen olduğu kıvrımlı evaporitler, DHY alanındaki ikincil minihavzalarda da görülen Karacaören Fm.'nin erken Miyosen kireçtaşlarının kalıntıları tarafından lokal olarak örtülmektedir. Kuzey alandaki bu evaporitler için iki ana yorum önerilmiştir: Bu yorumlardan ilkinde göre, Karacaören Fm.'si denizel kireçtaşları tarafından kaydedilen Erken Miyosen transgresyonundan önce, remobilize olmuş geç Eosen tuzunun büyük bir ekstruzif kanopisinin K-yönlü yayılımı ile oluşmuştur (Kergaravat vd., 2016, 2017). Kergaravat vd. (2016) bu tuz tabakasının, DHY alanındaki iki nesil mini havzayı birbirinden ayıran allokton tuzdan kaynaklanıyor olabileceğini ifade etmiştir. Diğer

yorumu göreyse, geniş bir evaporitik sistemde birkaç yüz metre kalınlığında bir Oligosen Ca-sülfat formasyonunun çökmesi söz konusudur. Birçok yazar tarafından Hafik Fm. olarak adlandırılan bu birim, Poisson vd. (1996, 2016) tarafından stratigrafik ilişkilerine ve en üst katmanlarında bulunan omurgalı faunasına (Sümengen vd., 1990) dayanarak Oligosen'e atfedilmiştir. Muhtemelen bu evaporitik birim, eski bir önülke havzasıyla ilişkili bir playa-göl sisteminde daha eski evaporitlerin geri dönüşümü (recycling) ile depolanmıştır (Pichat 2017). Daha sonra deformasyonun kuzeye doğru yayılması ve Sivas Bindirmesi'nin gelişmesi ile orojenik kamaya dahil olmuştur. Sivas Havzası'ndaki evaporit geri dönüşümü konsepti, ikincil minihavzalarda depolanan gölsel jips birimlerinin Tuzhisar Fm'nin denizel geç Eosen evaporitlerinin çözünmesinden türediğini Sr izotopik verileriyle gösteren Pichat vd. (2018) tarafından kanıtlanmıştır.

Bu zıt yorumların, Sivas Havzası'nın Kuzey Evaporitik Alanı'nda gelişen jips karstının anlaşılması açısından önemli sonuçları vardır. Esasen, ilk yorum (remobilize birim) evaporitlerin geç Eosen tuzunun ekstrüzif tabakaları olduğunu öne sürerken, ikinci yorum (çökme birimi) bunların farklı bir Oligosen oluşumu olduğunu savunmaktadır. Her iki durumda da, evaporitlerin altında yatan tortulların doğası belirsizliğini korumaktadır. Tuz kanopisi yorumu, Kuzey Evaporitik Alanın tuz karstının gelişimi için uygun bir arazi olması gerektiğini dolaylı olarak öne sürmektedir. İkinci yorum (otokton Oligosen Ca-sülfat baskın birim), aşağıdaki kanıtlarla desteklenen ve tercih ettiğimiz alternatiftir. Söz konusu kanıtları sırasıyla aşağıda sıralanmıştır: (1) biyostratigrafik veriler, evaporitlerin Tuzhisar Fm'den daha genç bir Oligosen depolanma ünitesi olduğunu desteklemektedir (Sümengen vd, 1990; Poisson vd., 2016); (2) evaporitler, tipik olarak karmaşık kıvrımlar ve büyük miktarlarda tabakalaşmamış çözünme kalıntıları gösteren tuz tabakaları için beklenen litolojik özellikleri (Jackson ve Hudec, 2017; Pichat

vd, 2018) ve iç yapıyı göstermemektedir; (3) Na ve Cl bakımından zengin kaynakların yaygın olduğu DHY alanının aksine (Şekil 5C), (Pichat vd., 2018) mevcut hidrokimyasal veriler, evaporitlerin Ca-sülfatlar tarafından domine edildiğini güçlü bir şekilde desteklemektedir (Kaçaroğlu vd., 2001; Günay 2002; Gökkaya vd, 2021); ve (4) Kuzey Evaporit Alanı, tuz karstı arazilerinin genel karakteristik jeomorfik özelliklerinden yoksundur (bu konuda başka örnekler ve ayrıntılı bilgi için bkz.; Frumkin 2013; Warren, 2016; De Waele ve Gutiérrez, 2022).

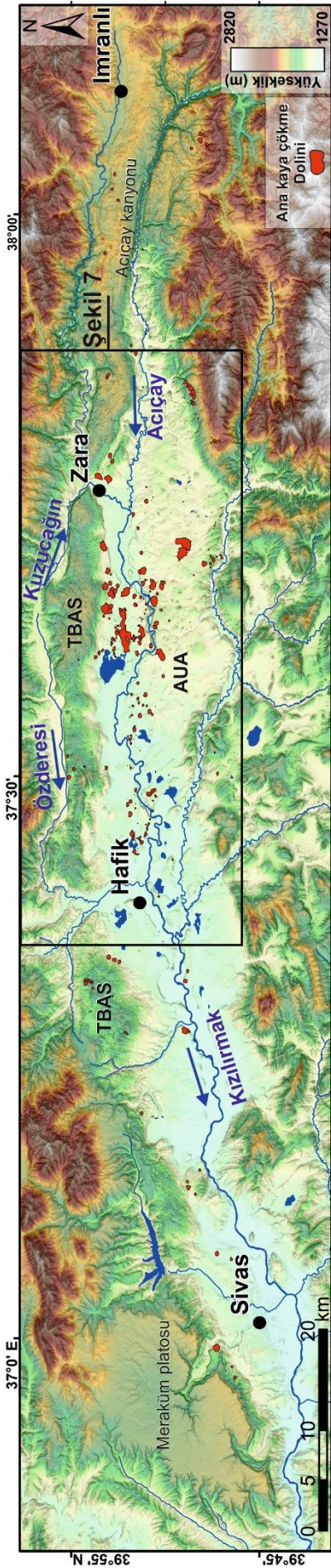


Şekil 5. Morfolojisi diyapirik aktivite tarafından kontrol edilen Duvar ve Havza Yapısının jeomorfik peyzajı. **A:** Emirhan ve **B:** Karayün minihavzalarında diyapir aktivitesi ile ilişkili playa-göl ve flüvyal depoların (Karayün Fm.) dik tabakaları. **C:** Tuzlagözü'ndeki hipersalin tuz kaynaklarından beslenen Tuzla. **D:** Tuzhisar'da tuz diyapirine bağlı olarak yükselmiş alan akarsu tarafından kesilmiştir. Fotoğrafa eklenmiş fotoğraf tuz diyapirine yakın alanda Karacaören Fm.nin dik tabakaları görülmektedir.

2.2. Sivas jips karstının ana jeomorfolojik ve morfostrüktürel özellikleri

Alanda çökelmiş en genç denizel tortullar, Oligosen Hafik Fm'nin geniş mostrası üzerinde parçalı olarak bulunan Karacaören Fm.'nin erken Miyosen kireçtaşları, kumtaşları ve marnlarıdır (Şekil 4). Bu tortullar, incelenen alanın erken Miyosen deniz ilerlemesi sırasında büyük ölçüde deniz altında kaldığını ortaya koymaktadır. Jipsin üzerinde yer alan formasyonların aşamalı olarak aşınmasına neden olan uzun süreli aşınma süreçlerinin başlangıcı, Karacaören Fm'nin Erken Miyosen kireçtaşlarının çökmesinden sonraki bir süreye konumlandırılabilir. Bu sedimentlerin aşınması jipsin doğrudan yağmura, yüzey akışına ve yer altına sızan suyun etkisine maruz kalması Sivas'ın çıplak jips karstı peyzajının gelişmesine olanak sağlamıştır.

Oligosen Hafik Fm. jips mostralarının hakim olduğu Kuzey Evaporit Alanı (KEA) (Poisson vd., 2016), Sivas Bindirmesi'nin yükselen bloğunda, güneydeki Duvar ve Havza Yapısı Alanı (DHYA) ile kuzeydeki Kızılırmak Havzası arasında yer almaktadır (Şekil 4A). KEA ve DHYA muhtemelen bir kuzey yönlü bindirme fayı ile sınırlanır (Legeay vd., 2019a, b) ve belirgin şekilde farklı morfoyapısal özellikler sergiler. KEA'da basamaklı plato benzeri bir topografya hakimken, DHYA'da büyük ölçüde minihavzalardaki seçici erozyona ve Geç Eosen Tuzhisar Fm'nun evaporitlerine atfedilebilecek engebeli bir manzara göstermektedir. Kızılırmak Havzası, Arap plakası ile Anadolu mikroplakası arasındaki Senozoyik çarpışma nedeniyle Sivas Havzası'nda tektonik rejim değişimiyle gelişen orojenik kamanın güncel önülke havzasıdır. Bu havzanın kesilmiş Miyo-Pliyosen dolgusunun en genç çökelleri, Pliyosen'e atfedilen Meraküm Fm.'nin gölsel kireçtaşlarıdır (Poisson vd., 1996) (Şekil 4A). Bu birim, Sivas şehrinin batısında, Sivas Bindirmesi'nin uzağında, KB'ya doğru eğimli ve derin bir şekilde kazmış Kızılırmak Nehri'nin (1120 m) yaklaşık 400 m üzerinde Meraküm platosu olarak bilinen tünemiş yapısal bir platformun (1650 m) üst kayasını oluşturur (Şekil 6). ve flüvyal kazılmanın başlangıcının geç Pliyosen'in (3,6 milyon yıl) tabanında meydana geldiği varsayarak bu drenaj için uzun



Şekil 6: Sivas jips karstının ana jeomorfik özellikleri ve ana kaya çökme dolinlerinin dağılımını gösteren rölyef modeli. TBAS: Tavan blok antiformal sırtı. AUA: Alçakta Uzanan Alanda (TanDEM-X dijital yükseklik modeli kullanılarak üretilmiştir.)

vadeli kazılma oranını 0,11 mm/yıl olarak hesapladık. Kızılırmak Nehri'nin kazması muhtemelen Kuvaterner'de başladığı için gerçek oran önemli ölçüde daha yüksek olmalıdır. Bu durumda maksimum yaş 2,6 milyon yıl ve minimum kazılma oranı 0,15 mm/yıl'dır. Bu uzun vadeli kazılma, sıkışmalı tektonik ortamda bölgesel yükselmeye ilişkilidir. Flüvyal kazılmanın başlangıcını belirleyen yüzeylerin ve çökellerin sayısal olarak tarihlendirilmesi, daha kesin kazılma oranlarının elde edilmesini mümkün kılabilir.

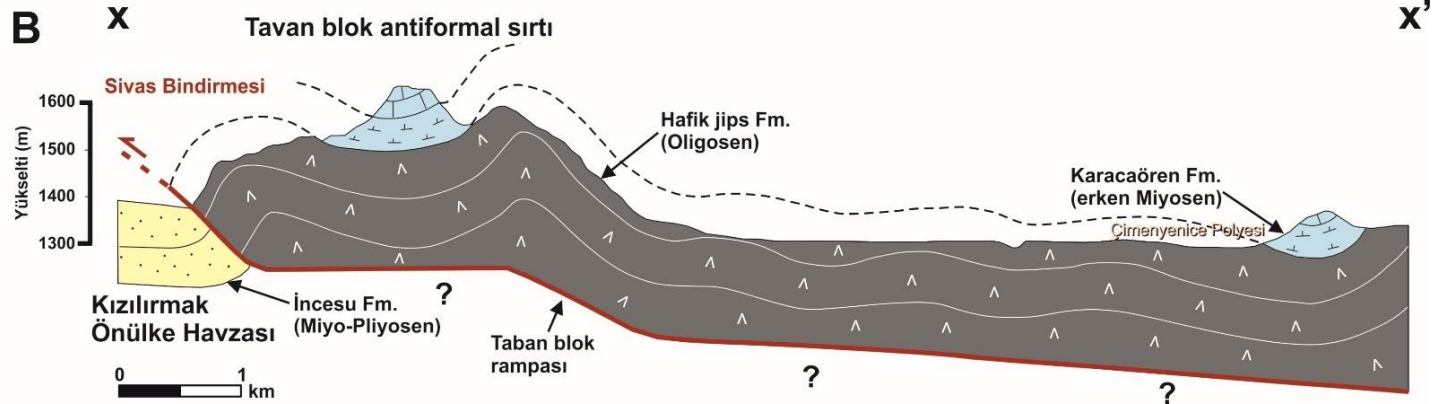
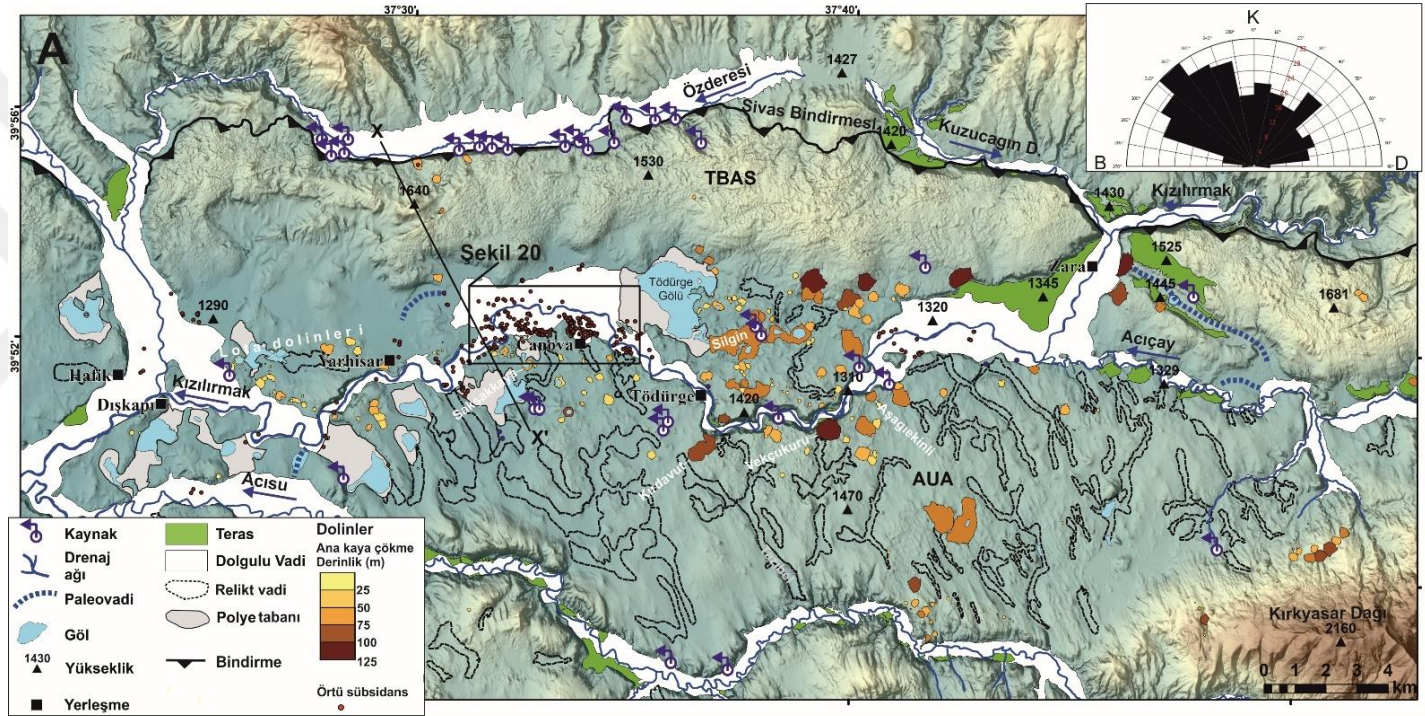
Kızılırmak Havzası ile Kuzey Evaporitik Alanı arasındaki sınır, kuzeye doğru hareket eden aktif Sivas Bindirmesi tarafından belirlenmiştir (Şekil 6). 110 km uzunluğunda ve DKD-GBD yönelimli bu bindirme, kuzeye bakan dışbükeyliğe sahip kavisli bir çizgisellik gösterir ve orojenik kamanın daha düşük bir koniklik açısına sahip olduğu orta kesimde deformasyonun daha fazla olduğuna işaret eder (Legeay vd., 2019b), bu da daha düşük seviyedeki bir sürtünme yüzeyine (yani daha kalın evaporitler?) atfedilebilir. Alanda sıkışmalı tektonik rejimin sona erip genişlemeli (Gürsoy vd., 1992) veya doğrultu atımlı (Doğan vd., 2022) neotektonik rejimin

başladığı öne sürülmüşse de; Sivas Bindirmesi boyunca fayın güncel aktivitesinin kanıtları şunlardır: (1) Hafik Fm. evaporitlerinin Mio-Pliyosen İncesu Fm. üzerine bindirmesi (Temiz, 1996; Poisson vd., 1996) (Şekil 4); (2) Pliyosen Meraküm Fm.'nun deformasyonu (Poisson vd, 1996, 2006); (3) Sivas şehrinin kuzeyindeki Kuvaterner yaşlı tufa çökellerinin Sivas bindirmesiyle ilişkili olarak kuzeye doğru eğimlenmesi (Şekil 4); (4) aşağıda ayrıntılı anlatıldığı gibi devam eden deformasyona atfedilebilecek drenaj bozuklukları gibi jeomorfik anomaliler. (5) Kuzeyde fayın oluşturduğu oldukça düz ve dik dağ önü yamaçları (örn., Özderesi'nin güney kesimi; Şekil 7A). Canova köyünün kuzeyinde belirgin olarak görüldüğü üzere, Sivas Bindirmesi, güney kenarında doğrusal ve belirgin bir jips sarplığı ile asimetrik vadiler boyunca akan taban bloğundaki uzunlamasına drenajları yerel olarak kontrol etmesi (Şekil 7A).

Sivas şehrinin eteklerinde, Gürsoy vd., (1992) jips ile örtülü Kuvaterner teras alüvyonundaki normal faylardan genişlemeli neotektonik dönem çıkarımında bulunmuştur. Poisson vd. (2016) bu yapıların Sivas Bindirmesi'nin arkasındaki yerel genişleme ile ilişkili olabileceğini öne sürmüştür. Büyük olasılıkla bu yerel yapılar, ileriki bölümlerde gösterildiği gibi (Bknz. Bölüm 4.4), evaporitleri örten Kuvaterner alüvyonlarında kazılmış kum-çakıl ocaklarında çok yaygın olan paleodolinlere (tektonik olmayan yapılar) karşılık gelmektedir.

Sivas Bindirmesi'nin tavan blok antiformundaki güncel aktivite, Zara'nın doğusunda, Acıçay ve Kızılırmak vadilerinin arasında GD-KB yönelimli terk edilmiş bir vadi tarafından da desteklenmektedir (Şekil 7A, 8). Bu 5 km uzunluğunda ve yaklaşık 830 m genişliğindeki paleovadi veya rüzgâr boşluğu (wind gap), kuzey sırtı içerisine 170 m kadar gömülmüştür ve Acıçay ile Kızılırmak vadilerinin tabanından 94-100 m yukarıda tünemektedir. KB eğimi, Acıçay Nehri'nin eski bir vadi bölümüne karşılık geldiğini

göstermektedir; bu bölüm, Kızılırmak'ın bir kolunun Zara'nın güneyindeki bir dirsek ile ilişkili olarak geriye aşındırmasının Acıçay Nehri'ni kapmasıyla terk edilmiştir. Rüzgar boşluğunun kuzey kenarında, nehrin bu konumdayken güneye doğru göçünü kaydeden bağlantısız flüvyal teraslar görülmektedir (Şekil 8). Hem terasların dağılımı hem de Acıçay Nehri'nin kapılmasına bağlı olarak güneye yön değiştirmesi, Sivas Bindirmesi ile ilişkili tavan blok antiformundaki yükselme ile Acıçay ve Kızılırmak nehirleri tarafından tanımlanan drenaj hattı boyunca göreceli tektonik sübsidans dahil olmak üzere farklı dikey tektonik hareketlerle tutarlıdır. Tünelmiş paleovadi tabanında, vadi bölümünün terk edilmesinden sonra oluşan ve büyük olasılıkla taban seviyesinin flüvyal gömülme ile giderek daha aşağıya düşmesiyle ilişkili olan 410 m genişliğinde büyük bir dolin görülmektedir (Şekil 8).



Şekil 7. Ana kaya çökme dolinleri ve polyelerin en yoğun olduğu çalışma alanının orta kesiminin jeomorfik ve yapısal ortamı. **A:** Sivas Bindirmesi'nin tavan blok antiformal sırtının (TBAS) güneyinde, Alçakta Uzanan Alanda (AUA) Kızılırmak Nehri ile ilişkili polyelerin ve ana kaya çökme dolinlerinin genel dağılımını gösteren jeomorfik harita. Ana kaya çökme dolinleri derinliklerine göre sınıflandırılmıştır. Şekle eklenmiş gül diyagramı hem tek hem de birleşik ana kaya çökme dolinlerinin ana ekseninin yönelim sıklığını göstermektedir. **B:** Kuzey Evaporitik Alanın genel yapısını gösteren kesit. Taban blok rampası tarafından kontrol edilen antiformal bir sırt ve Kızılırmak Nehri tarafından uzunlamasına drene edilen arka zonda nispeten alçak bir alan. Erken Miyosen Karacaören Fm.'nin farklı yükseklikteki konumları, bindirme boyunca meydana gelmiş farklı tektonik yükselmeyi yansıtmaktadır.



Şekil 8. Zara'nın doğusunda yer alan paleovadi veya rüzgar boşluğu (wind gap). Paleovadinin kenarlarında akarsu terasları (T), kuzey yamacında kalsiyum sülfat kaynağı yer almaktadır. Beyaz oklar dolinleri işaret etmektedir.

Kuzey Evaporitik Alan'da iki fizyografik zon ayırt edilebilir: (1) Sivas Bindirmesi ile ilişkili bir kuzey sırtı; ve (2) bu çalışmada analiz edilen polyeleri ve ana kaya çökme dolinlerinin büyük çoğunluğunu içeren Kızılırmak Nehri vadisi ile ilişkili alçakta uzanan alan (Şekil 7). Bu iki zon geleneksel olarak sırasıyla Yüksek Plato Yüzeyi ve Alçak Plato Yüzeyi olarak adlandırılmış ve farklı yaşlardaki aşınım yüzeyleri olarak kabul edilmiştir (Alagöz, 1967; Doğan ve Özel, 2005; Gökkaya vd., 2021). Kuzey sırt ile aktif Sivas Bindirmesi arasındaki açık mekânsal ilişkiye dayanarak, topoğrafyanın büyük ölçüde Sivas Bindirmesi'ndeki bir taban blok rampası tarafından denetlenen farklı tektonik deformasyon ve yükselme tarafından kontrol edildiğini öne sürebiliriz (Şekil 7B). Kuzey sırtındaki yüksek rölyef, taban blok rampasının üzerinde gelişen ve üst evaporitik tabakayı daha yüksek bir alçalan blok düzlüğü üzerinde yükselmeye zorlayan bir tavan blok antiformuna (fay bükülme kıvrımları) tekabül eder. Güneydeki alçak alan, baskın plato benzeri topoğrafyanın büyük ölçüde bindirmenin düz geometrisiyle kontrol edildiği antiformal sırtın arka bölgesine karşılık gelmektedir. Burada, flüvyal ve kimyasal erozyon, esas olarak Kızılırmak Nehri vadisi jips polyeleri, çok sayıda ana kaya çökme dolinleri ile temsil edilen önemli bir jeomorfik etkiye sahiptir.

Kuzey Evaporit Alanı'ndaki bindirme geometrisine bağılı olarak meydana gelen farklı tektonik yükselme, Karacaören Fm'nun erken Miyosen denizel kireçtaşları ve marnlarının kalıntılarının değişken konumu ile kaydedilmiştir (Şekil 7). Bu formasyonun tabanı, Tavan Blok Antiformal Sirtında, Alçakta Uzanan Alandaki konumundan 300 m daha yüksekte bulunur ve bu, minimum farklı tektonik yükselme ölçüsü sunmaktadır. Kuzey sırtının güneyindeki Kuzey Evaporitik Alan'ı uzunlamasına drene eden batı akışlı Kızılırmak Nehri'nin güzergahı, büyük olasılıkla büyüyen antiformal sırtın arka zonu boyunca daha düşük tektonik yükselme ile kontrol edilir ve flüvyal sistemi yapısal bir hat boyunca sınırlamaktadır. KEA'daki iki yapısal zon belirgin şekilde farklı karstik özellikler göstermektedir. Evaporit karst sistemi için bir beslenme alanı olarak işlev gören 1620-1500 m yükseklikteki Tavan Blok Antiformal Sırtı, dikkat çekici bir poligonal karstik manzara veya yumurta kutusu benzeri morfoloji (egg-box morphology) oluşturan yoğun bir şekilde kümelenmiş çözünme dolinleri tarafından karakterize edilmektedir (Şekil 4). Bu depresyonlar, ayırt edici çözünme yoluyla dikey drenaj yollarının gelişimini hızlandıran düdenler olarak işlev görür. Alçakta Uzanan Alan (1320 ve 1485 m) ve karst sisteminin taban seviyesi olan allojenik Kızılırmak Nehri vadisi, ana kaya çökme dolinleri, relikt vadiler ve polyeler barındırmaktadır.

Drenaj ağı, yapısal dokuya paralel olarak baskın bir D-B yönelimine sahiptir ve aktif tektonik yapı tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 6, 7). Sivas Bindirmesi, doğudan batıya doğru birkaç drenajın güzergahını kontrol etmektedir. Zara'nın kuzeyinde Kuzucağın ve Özderesi nehirleri büyük ölçüde Sivas Bindirmesi'nin ön kenarında, fayın yükselen bloğunun kenarındaki jips sarplıklarının yanında açılmış asimetric vadiler boyunca akmaktadır. Zara ve Hafik civarında, nehirler keskin kıvrımlar göstermekte Sivas Bindirmesi'ni dik olarak kat etmekte ve antiformal sırtın temelini oluşturan jips içine kazılmış boğazlar boyunca güneye doğru akmaktadır. (Şekil 6, 7). Sivas jips karstının

bölgesel taban seviyesi, Sivas Bindirmesi'nin farklı tektonik yükselmesi tarafından kontrol edilen D-B yönlü bir drenaj hattını oluşturan Acıçay ve Kızılırmak nehirleri tarafından denetlenmektedir.

Bölgesel yükselme ve buna bağlı flüvyal kazılma, erozyona daha dirençli ve mekanik olarak daha güçlü karbonat kayaların tersine evaporitlerde nispeten nadir görülen jeomorfik unsurlar olan çarpıcı jips kanyonlarının gelişmesiyle sonuçlanmıştır. Çalışma alanının doğusunda yer alan Acıçay Kanyonu, İç Anadolu'daki en uzun (24 km) ve en derin (275 m) kanyonlardan biridir (Şekil 6). Kanyonun tabanı 1530 ile 1400 m arasında yer almaktadır. Kanyonun adı, kalsiyum-sülfat bakımından zengin birçok karstik kaynak tarafından beslenen suyun acı tadına atıfta bulunmaktadır. Kanyonun batısında ve Zara'nın güneyinde Acıçay Nehri, Kızılırmak Nehri ile birleşir. Kızılırmak Nehri tarafından aşağı platoda (alçak alan) içine oyulan 130 m derinliğinde ve 9,2 km uzunluğundaki Tödürge Kanyonu (Şekil 9), Tödürge Gölü'nün doğusunda yer almaktadır (Şekil 2, 7, 12). Çalışma alanının güneyinde, Acısu Nehri 215 m derinliğinde ve 30 km uzunluğunda bir kanyon açmıştır.

Sivas Şehri'nin 18 km batısında yer alan ve 6.608 km² su toplama alanına sahip Kızılırmak Nehri'nin Söğütlühan ölçüm istasyonunda 1963-2004 dönemi için yıllık ortalama debisi 38 m³/sn'dir. En düşük debi değerleri yaz aylarında kaydedilirken, en yüksek debiler ilkbaharda meydana gelmekte ve sık sık 400 m³/s'nin üzerinde pik değerler görülmektedir (dönemin maksimum değeri 589 m³/sn). Bölge, yıllık ortalama 9°C sıcaklık ve büyük ölçüde ilkbaharda yoğunlaşan yaklaşık 436 mm yıllık ortalama yağış ile karasal iklim ile karakterize edilir.



Şekil 9. Alçakta uzanan alanda jips içerisinde gelişen Tödürge Kanyonu ve Kızılırmak Nehri. Beyaz oklar ana kaya çökme dolinlerine işaret etmektedir. Kanyonun kenarlarında jips sarplıklarındaki güncel kütle hareketlerini yansıtan jips bloklarına, akarsu terasına (T) ve fotoğrafın ön planındaki akarsu tarafından aşındırılarak dış drenaja açılmış ana kaya çökme dolini yer almaktadır.

2.2.1. Relikt vadiler

Alçakta uzanan alan, baskın bir KB-GD eğilimine sahip relik (kalıntı) vadiler tarafından şekillendirilmiştir (Şekil 7). Bunlar eski bir drenaj sisteminin kalıntılarıdır ve dolayısıyla Sivas jips karstının paleohidrolojik yeniden yapılandırılması için önemli şekillerdir. Çoğunlukla Kızılırmak ile Acısu Nehri arasında yer alan alçakta uzanan alanın yüzeyinde görülürler. Bu vadilerin çatallanmaları ve genel eğimleri, eskiden her iki drenajın kolları olduklarını göstermektedir (Şekil 7A). Bu vadilerin eğim yönleri ve çatallanma özellikleri, Kızılırmak veya Acısu Nehirlerinden hangisinin yan kolu olduklarının belirlenmesine olanak tanır. Bu vadilerin belirgin özelliklerinden biri yaygın bir KB-GD doğrusalılık göstermeleridir. Bu da K-G yönünde sıkışmanın sebep olduğu yaygın bir KB-GD yönlü kırık seti ile ilişkili yapısal kontrollere işaret etmektedir. Relikt vadi kesimleri Kızılırmak Nehri'nin yaklaşık 50 m üzerinde yer alır ve ortalama derinlikleri

33 m'dir. Haritalanan relikt vadi kesimlerinin uzunluğu 0,17 ila 8,6 km arasında değişmektedir. Vadilerin tabanı, orjinal kademeli uzunlamasına profillerini kesintiye uğratan dolinler ve polyeler tarafından yeniden şekillendirilmiştir ve ilksel morfolojileri bozulmuştur. Bazılarında aktif düdenler de görülmektedir (Şekil 10). Dolayısıyla, eskiden yüzey sularını ana drenajlara doğru taşıyan bu vadiler günümüzde yeraltı suyunu besleyen unsurlar olarak işlev görmektedir.

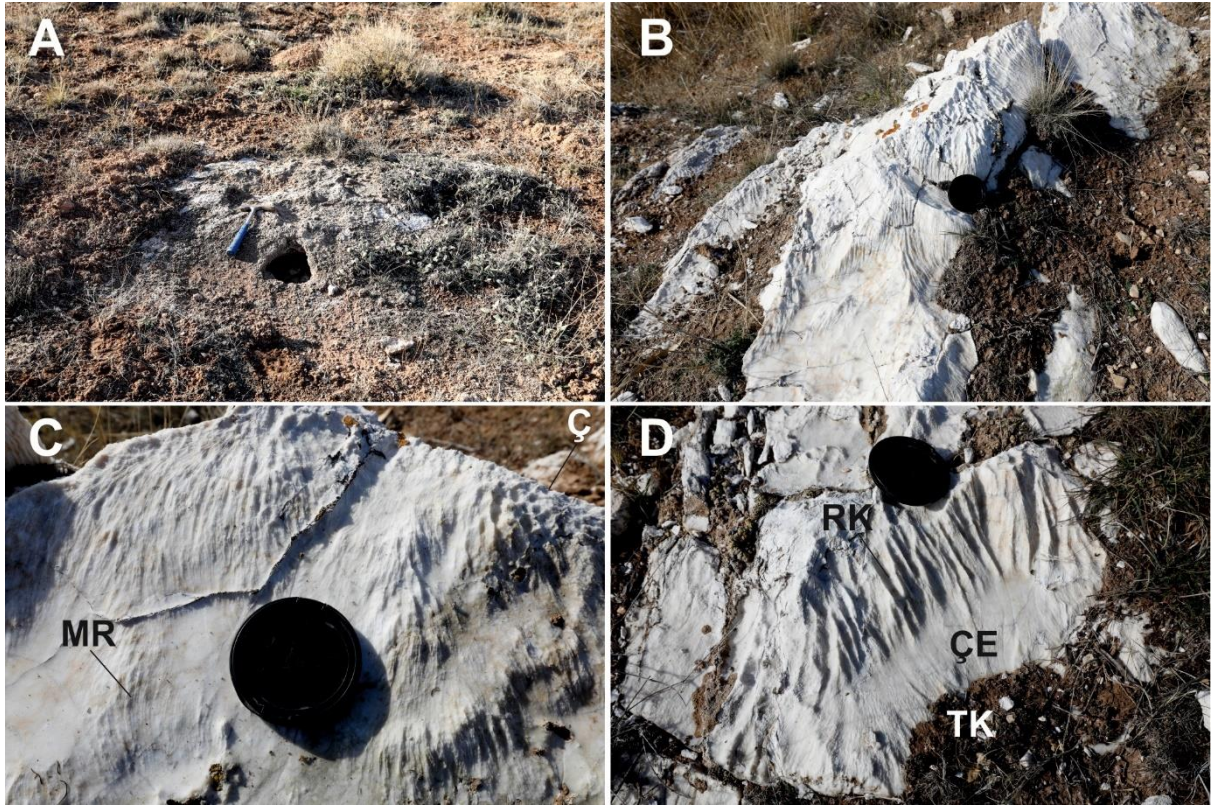


Şekil 10. KB-GD doğrultulu Tazıbel relikt vadisi ve kenarında yer alan düden (fotoğrafın konumu için Şekil 12'e bakınız).

2.2.2. Mikrokarstik şekiller

Sivas'ın çıplak jips kayalarında mikrokarstik yer şekillerinin çeşitli tiplerine görülmektedir (Şekil 11). Bunlardan en yaygın olanı jipste meydana gelen genişleme, çözünme ve yeniden çökme süreçleri sonucu oluşan jips baloncukları ya da jips tümülüsleri olarak da adlandırılan mikro domlardır (Şekil 11A). Lapyalar (Karren) daha lokalize dağılışı göstererek genellikle alabastrin jipsler üzerinde lapyalı sahaları (Karrenfeld) oluşturur (Şekil 11B). Lapyalardan en yaygını birbirine paralel pek çok kanal ile karakterize edilen rillenkarren (veya kaval yapısı) tipidir (Şekil 11). Rillenkarrenler çoğunlukla çözünme çukurlarının (Şekil 11C) eteklerinde eğimin nispeten yüksek olduğu yüzeylerle ilişkilidir (Şekil 11 D). Rillenkarrenlerinin oluşumlarının bittiği ve eğimin görece

azaldığı alanlarda yağmur sularının geriye doğru denüdasyonu ile ilişkili basamak oluşturan topuk lapyaları (trittkarren) görülür (Şekil 11D). Jips lapyaları kireçtaşı karstı arazilerinde gelişen lapyalara kıyasla çok daha dinamiktir ve korunma süreleri kısadır. Jips lapyaları hakkında karst literatüründe çok az bilgi olduğu göz önüne alındığında (Macaluso ve Sauro, 1996; Gutiérrez ve Cooper, 2013); Sivas'ın jips karstı jips lapyalarının ayrıntılı olarak çalışılması, jips lapyalarının öğrenilmesi için önemli bir fırsat sunmaktadır.



Şekil 11. Sivas jips karstında mikrokartik şekilleri. **A:** Sivas jips karstının karakteristik mikro yer şekillerinden olan çökmüş jips tümülüsü. **B:** Jips üzerindeki gelişmiş çeşitli lapy tipleri **C:** Yağmur damlaları tarafından oluşturulan çözünme çukurları (Ç) (mini yağmur krateri) ve mikro riller (MR). **D:** Eğim yönünde uzanan rillenkarrenler (RK). Rillenkarrenlerin son bulunduğu kesimde çözünme eğimleri (ÇE) ve topuk lapyaları (TK). Ölçek için kullanılan lens kapağı 8 cm çapındadır.

3. SİVAS JİPS KARSTINDAKİ DOLİNLER

Çalışma alanının kartografik dolin (obruk) envanteri, toplam 300 ana kaya çökme dolini ve 310 örtü sübsidans dolini içerecek şekilde CBS ortamında oluşturulmuştur. Örtü sübsidans dolinleri çökme, sarkma ve/veya örtü göçü (suffosion) süreçleri (Gutiérrez vd. 2008) ile ilişkilidir, ancak yüzey gözlemleriyle sınırlı mevcut bilgiler bu dolinlerin kesin bir sınıflandırmasına izin vermemektedir. 310 dolinden kenarları dik olan en az 24'ü, örtü çökme dolinidir; ancak daha az eğimli kenarlara sahip örtü sübsidans dolinleri, kenarları bozulmuş örtü çökme dolinlerine, örtü göçü ve sarkma dolinlerine de karşılık gelebilir. Yükselen Blok Antiformal sırtında poligonal karstik peyzaj oluşturan geniş jips mostralarında meydana gelen binlerce çözünme dolini (Şekil 12) (Waltham 2002; Doğan ve Özel, 2005; Doğan ve Yeşilyurt 2019; Poyraz, 2021 Poyraz vd., 2021) bu tezde ayrıntılı çalışılmamıştır. Sözü edilen envanter, her bir dolinin morfometrik özelliklerini, mekânsal dağılımlarını, oluşumlarını kontrol eden faktörleri ve morfolojik evrimlerini analiz etmek için kullanılan nitel ve nicel veriler içermektedir. Niteliksel veriler şunları içerir: (1) sübsidanstan etkilenen materyale ve sübsidans mekanizmalarına ilişkin dolin tipini; (2) jeomorfik konumu; (3) tek veya birleşik depresyon özellikleri; (4) dış drenaj ağı tarafından kesilerek açık veya kapalı olma durumunu; (5) tabanlarında geçici veya kalıcı gölün varlığı; (6) kenarlarda kütle hareketlerinin varlığını; (7) bozulma derecelerine göre göreceli kronolojilerini (örn. silindirik veya tranko-konik). Nicel veriler (örn. Gutiérrez vd., 2019; Parenti vd, 2020): (1) dolin merkezinin coğrafi koordinatlarını; (2) depresyonun ana ekseninin uzunluğu ve (3) ana eksenin yönünü; (4) depresyon ile aynı alana sahip bir dairenin çapı ile dolinin ana eksenindeki ilişki ile verilen uzama oranını; (5) alanını; (6) çevre uzunluğu; (7) dolinin alanı ile depresyonun çevresine eşit olan bir dairenin alanı arasındaki oran olarak tanımlanan dairesellik oranını; (8) dolin kenarı ile tabanı arasındaki maksimum dikey mesafe ile verilen derinliği; (9) dolin alanı ve ortalama

derinlikten tahmin edilen hacmini; (10) dolin tabanının yüksekliğini içermektedir.

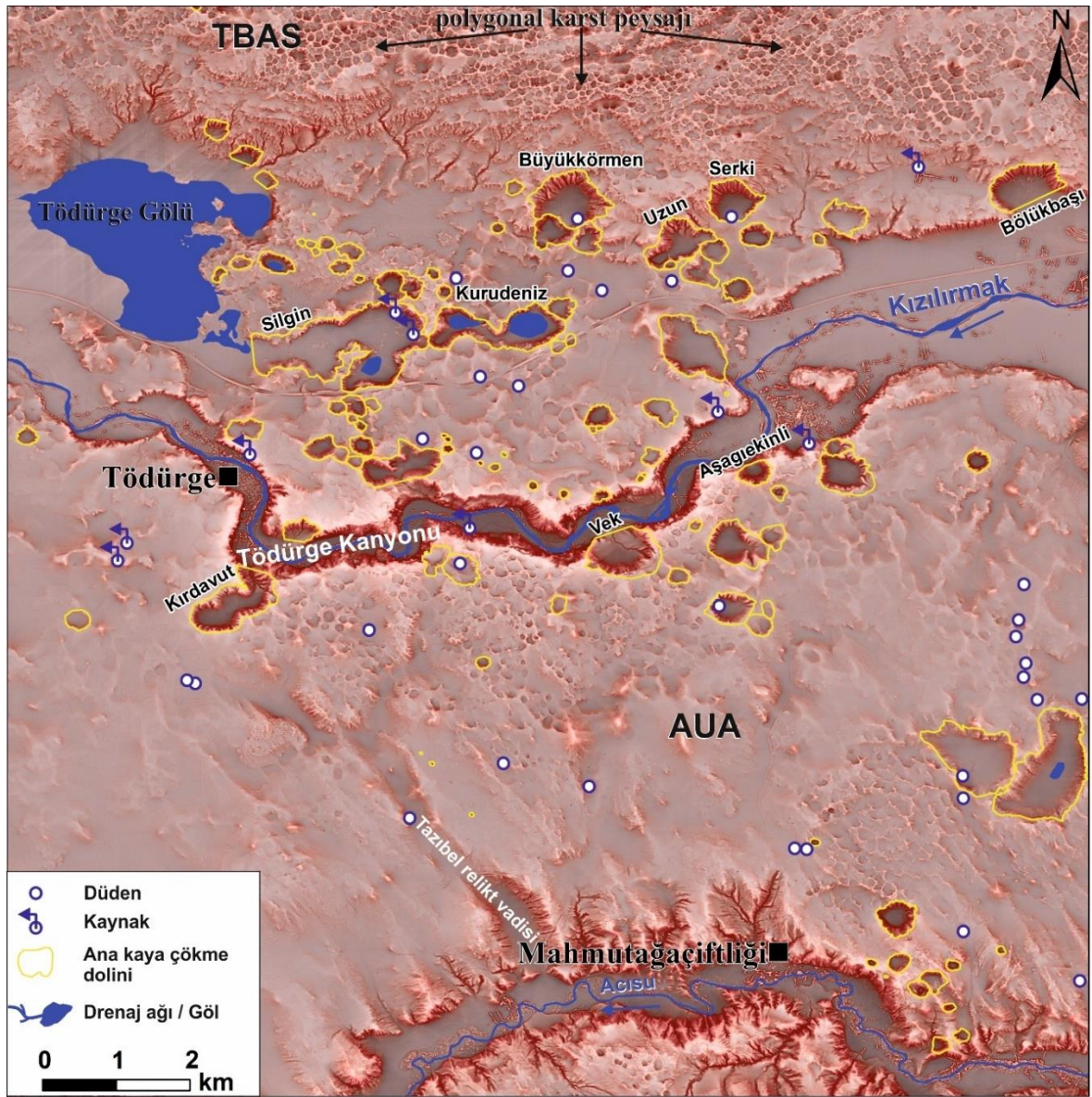
Dolinlerin ana eksen, alanı ve hacmi, boyut dağılımlarını analiz etmek ve ampirik frekans-boyut ilişkileri belirlemek için kullanılmıştır.

3.1 Ana kaya çökme dolinleri

Toplam 17,1 km² alana sahip 300 ana kaya çökme dolini haritalanmıştır. Bu değerler, tüm ana kaya çökme dolinlerini çevreleyen minimum sınırlayıcı poligonun alanı (1072,4 km²) ile birlikte, sayı ve oransal alan olarak dolin yoğunlukları sırasıyla 0,28 dolin/km² ve %1,6'dır. Bu depresyonların bir kısmı kalıcı veya geçici göllere ev sahipliği yaparken, bazılarında düden veya kaynak görülmektedir. Tek dolinler ve birleşik dolinler olmak üzere iki dolin grubu ayırt edilmiştir. Bunlardan tek dolinler 261 tanedir. İki ya da daha fazla bitişik ana kaya çökme dolininin birleşmesiyle oluşan birleşik dolinler ise 39 tanedir. Bu iki grubun morfometrik özellikleri ayrı ayrı analiz edilmiştir (Tablo 1).

Tablo 1. Tek ve birleşik ana kaya çökme dolinlerinin ana morfometrik parametre değerleri.

Parametre	Tek Dolinler				Birleşik Dolinler			
	Maksimum	Minimum	Ortalama	Standart Sapma	Maksimum	Minimum	Ortalama	Standart Sapma
Ana eksen (m)	904,87	8,84	211,82	170,72	1.911,85	82,25	530,30	426,11
Dairesellik oranı	0,98	0,59	0,86	0,09	0,93	0,32	0,66	0,15
Uzama oranı	0,96	0,63	0,85	0,06	0,87	0,55	0,74	0,08
Alan (m ²)	428.295,98	41,55	39.972,128	60.934,76	1.341.632,78	3.298,36	176.052,29	273.420,65
Çevre (m)	2.938,80	24,18	613,93	509,75	7.297,20	237,00	1.582,26	1.419,51
Hacim (m ³)	12.582.185,69	2,87	620.511,42	1.572.946,46	28.325.361,52	3.543,30	3.212.843,08	6.076.763,02
Derinlik (m)	125,46	0,01	26,19	25,83	98,25	3,05	36,00	23,40



Şekil 12. Çalışma alanının orta kesiminde tek ve birleşik ana kaya çökme dolinlerinin dağılımını gösteren Kırmızı Kabartma Görüntü Modeli. Kuzey kesimde Tavan Blok Antiformal Sırtındaki (TBAS) poligonal karstik gelişim dikkat çekicidir.

Tek ana kaya çökme dolinleri, nispeten küçük, keskin kenarlı silindirik çukurlardan tranko-konik geometriye ve hafif eğimli kenarlara sahip büyük depresyonlara kadar tam bir morfolojik derecelendirme sergilemektedir. Bu morfolojik spektrum, dolinlerin farklı evrimsel aşamalarını ve göreceli yaşlarını yansıtmaktadır. Genç, taze görünümlü silindirik dolinler, yarı dairesel bir çevre ve kaya düşmeleri ve devrilmelerinden etkilenmiş dik ve/veya dolin tabanına doğru sarkık jips sarplıkları ile karakterize edilir (Şekil 13). Kenarlarında genellikle başlangıç aşamasındaki kütle

hareketlerinin kanıtını gösteren kavisli ve genişlemiş çatlaklar bulunur. Tabanlarında mağara çatısının çökmesi ve ardından dik kenarlarda etkili olan kütle hareketleri ile ilişkili jips blokları görülür. Bu silindirik dolinlerin ana eksen uzunluğu 25 ile 121 m arasında değişmektedir ve ortalama derinlikleri 11 m'dir.

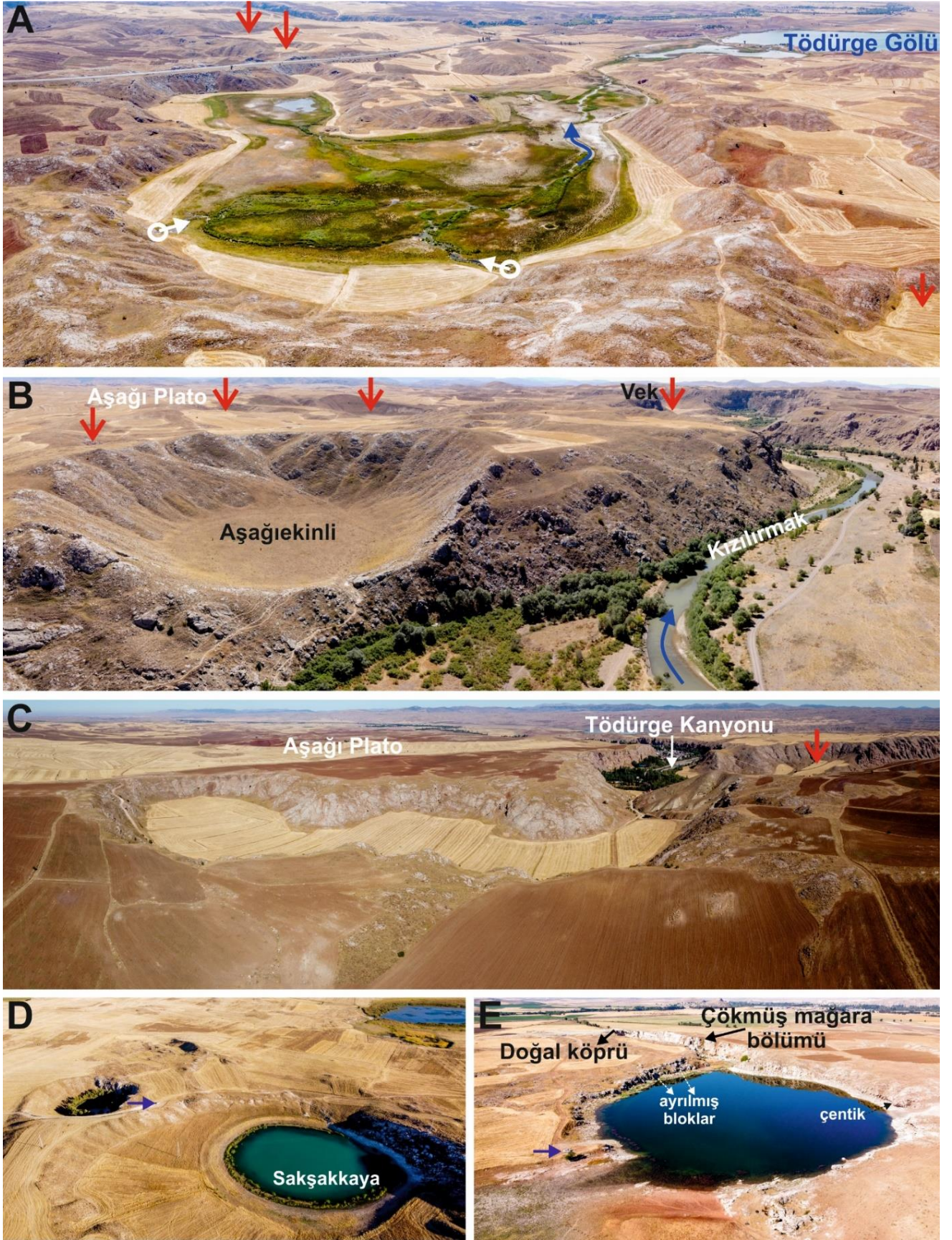


Şekil 13. Silindirik ana kaya çökme dolinlerinin drone ve hava fotoğrafı görüntüleri. **A:** Tödürge kanyonunun kuzeyinde yer alan silindirik ana kaya çökme dolinleri. Siyah ok düdeni işaret etmektedir. Solda silindirik dolinlerin hava fotoğrafı görüntüsü, sağda ise bu dolinlerin drone fotoğrafı yer almaktadır. **B:** Mağara Polyesinin kuzeybatısında yer alan silindirik geometriye sahip yeni ana kaya çökme dolini. Dolinin genç bir oluşum olduğunun göstergesi durumundaki dolin çevresindeki çatlaklar ve kenarlarında meydana gelen kütle hareketleri ve mağara tavanının çökmesiyle ilişkili bloklar yer almaktadır.

Konik dolinler genellikle tarım alanı olarak kullanılan killi tortularla (çözünme artığı) kaplı düz bir tabana ve büyük ölçüde bozulma derecesine bağlı olarak değişken açılara sahip eğimli kenarlarla karakterize edilir (Şekil 14). Bazı konik dolinler, yerel

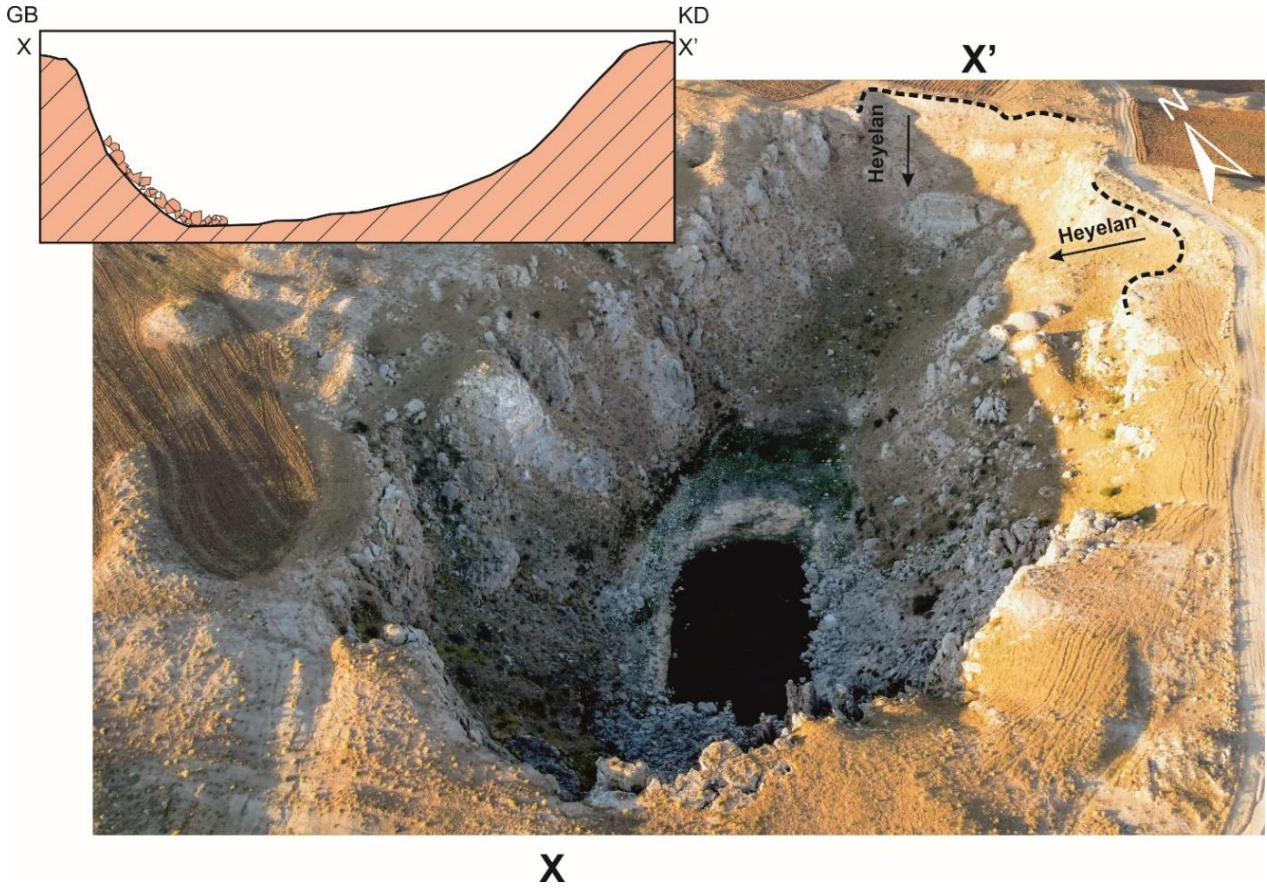
olarak kütle hareketlerinin kanıtlarını gösteren çıplak jips ana kayası ile oldukça dik kenarlar sergilemektedir (Şekil 14E). Birçok durumda, nispeten dik jips yan yamaçları merkezci düzene sahip yarıntılar (gully) tarafından kesilmektedir (Şekil 14B). Bu yarıntılar yamacın tepe noktasında başlar ve dolinin çevresini şekillendirerek kıvrımlı bir dış hat oluşturur. Evrimlerinin ileriki safhalarındaki konik dolinler, kolüvyonla kaplı olan daha hafif eğimler gösterir ve ana kaya mostrasından yoksundur. Bazı konik dolinler, bir tarafta yumuşak eğimler ve diğer tarafta daha dik eğimlerle belirgin asimetri gösterir (Şekil 14D). Bazı durumlarda bu geometri ana kayanın eğimli yapısı tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 15). Tek konik dolinlerin en geniş olanının ana eksen uzunluğu 904 m'ye ulaşmaktadır. Tek dolinlerin ortalama derinliği ortalama 26 m'dir.

Yukarıda sunulan morfolojik derecelendirme, ana kaya çökme dolinlerinin evrimleri boyunca çap ve alanlarında giderek büyüyen bir artış olduğunu; ancak görünüşe göre yamaçlardan dökülen malzemelerden kaynaklanan sediment birikimine bağlı bir derinlik azalması olmadığını göstermektedir. Dolin kenarlarının dışa doğru genişlemesi, nihayetinde komşu dolinlerin birleşmesine ve birleşik depresyonların oluşmasına yol açmaktadır. Tek dolinlerin genel morfometrik parametreleri Tablo 1'de sunulmuştur. Ortalama ana eksen uzunlukları 213 m, uzama ve dairesellik oranları yüksek (0,85-0,86) ve ortalama derinlikleri 26,2 m'dir. Topoğrafik konumları nedeniyle bazı dolinler, tabanın en derin noktası ile dolin kenarının en yüksek noktası arasındaki mesafe (dikey mesafe) olarak ifade edilen ortalamanın çok üzerinde bir derinliğe sahiptir. Bu durum, antiformal yükselen blok sırtının gerisindeki taban blok rampasının oluşturduğu yamaçları kesen dolinlerde görülmektedir. Örneğin Serki dolini 125 m derinliğe, Bölükbaşı dolini 116 m, Büyükkörmen dolini 110 m, ve Uzun dolini 100 m derinliğe ulaşmaktadır (Şekil 12).



Şekil 14. Tek ve bileşik ana kaya çökme dolinlerinin drone görüntüleri. Kırmızı oklar ana kaya çökme dolinlerini işaret etmektedir. **A:** Silgin depresyonu en büyük birleşik dolindir. Ön planda kalsiyum sülfat kaynakları, Arka planda Tödürge Gölü yer almaktadır. **B:** 360 m genişliğindeki Aşağıekinli dolini olgun gelişim evresi göstermektedir. Kenarı Kızıllırmak tarafından kısmen aşındırılmıştır, ancak hala kapalı bir

dolin özelliği gösterir. **C:** Kızılırmak tarafından kapılan ve yüzey drenajına açılan Kırdavut birleşik dolini. **D:** Asimetrik Şakşakkaya dolini, kütle hareketlerinden etkilenen dik jips kayalıklarının bulunduğu küçük bir bölüm hariç, çok bozulmuş yan yamaçlara sahiptir. Mavi ok ölçek için arabayı göstermektedir. **E:** Lota dolinleri, bir mağara bölümünün aşamalı çöküşünü ve ortaya çıkan dolin diziliminin birleşmesini göstermektedir. Mavi ok ölçek için arabayı göstermektedir.



Şekil 15. Uzamış geometriye sahip Taşlıgöl ana kaya çökme dolini. Fotoğrafa eklenmiş kesitinde görüldüğü gibi dolinin dolinin GB yamacının eğimi, KD yamaçtan daha fazladır. Dolinin asimetrik yapısı jips ana kayasının eğiminden kaynaklanmaktadır. KB yamaçta ana kayanın eğiminin topoğrafik eğim aynı yönde olması kütle hareketlerinin gelişimini kolaylaştırmıştır. Dolinin dik olan güneybatı yamaçlarında kütle hareketlerinin ürünü olan jips blokları ve dolin dış çevresinde, kütle hareketlerinin başlangıcını yansıtan çatlaklar dikkati çekmektedir.

Birleşik dolinler, dolin gruplarından en büyüğüdür ve morfolojik olarak daha kompleks depresyonlardır. Çoğunlukla bozulmuş tek konik dolinlerin birleşmesiyle ilişkilidirler. Oldukça düzensiz bir çevre gösterebilir ve birbirinden bağımsız, farklı yüksekliklerde bulunan tabanlar içerebilirler. Tödürge Gölü'nün güneydoğusunda yer alan Silgin depresyonu en büyük birleşik ana kaya çökme dolinidir (Şekil 14A). Yaklaşık 1,3 km² bir alan kaplar, ana eksen 1912 m'dir ve yaklaşık hacmi 26 106 m³'tür. Bu depresyon, DKD ve KD doğrultulu iki dolin sırasının birleşmesiyle ilgilidir ve KD, GB ve

DKD kenarlarındaki diğer komşu dolinlerle de birleşme sürecindedir. Taban suyu seviyesine yakın bir yükseklikte yer alan bu depresyon, Tödürge Gölüne doğru doğal ve yapay kanallar aracılığıyla gideğeni bulunmakta ve göllere ev sahipliği yapmaktadır. Depresyonun KD kenarındaki yamacın eteğinde, jipsli karst akiferinden su boşaltan ve gölü besleyen iki kaynak bulunmaktadır (Şekil 14A).

Hafik'in doğusunda yer alan Lota Dolinleri Kızılırmak vadisinin kuzey kenarında KD-GB yönlü çizgisel bir hat meydana getirmektedir. Bu dolinlerden en batıdakileri, farklı derecelerde bozulma gösteren birkaç tek dolinin birbirini takip eden çöküşüne ve birleşmesine örnek teşkil etmektedir (Şekil 14E). En doğudaki birleşik depresyon, birbirine bitişik üç dolinin birleşmesi sonucu oluşmuştur. Dolinin kuzeydoğu bölümü, yarım daire şeklindedir ve tabanında kalıcı bir göl bulunmaktadır. Dolinin bu kısmı önceki tek bir doline karşılık gelmektedir. Bu bölüm ileriki bölümlerde gösterildiği gibi (Bknz. Bölüm 4.3), Lota Polyesi tabanına dahil olarak polyenin genişlemesini sağlamıştır. Kuzey yamaçları düşük eğimlidir; güney yamaçları nispeten diktir ve aktif kütle hareketlerinin kanıtlarını ve yüksek bir bozulma derecesi gösterir. Dolinin güney kısmı uzun bir geometriye sahiptir ve yaklaşık 80 m genişliğindedir. Bu kısım, KKD doğrultulu bir mağaranın çökmesine bağlı olarak nispeten küçük iki dolinin birleşmesiyle oluşmuştur. Depresyonun bu bölümü taze görünümlü dik kenarlara sahiptir ve güney kenarında doğal bir köprü oluşturan çökmemiş bir mağara bölümü aracılığıyla bitişikteki tek bir çökme dolinine bağlanmaktadır (Şekil 14E). Yaklaşık 35 m güneyde, aynı mağara pasajı ile ilişkili yeni bir çökme dolini daha bulunmaktadır. Depresyonun bu kesimi başlangıç aşamasındaki bir karst çökme vadisidir (karst vadileri hakkında ayrıntılı bilgi için bkz., De Waele ve Gutiérrez, 2022). Çökme ve kütle hareketleri süreçleri bu genç dolini kuzeyde bulunan bileşik doline entegre edecektir. Bu dolin dizilimi, mağara bölümlerinin

KD'dan GB'ye doğru art arda çöktüğünü ve kenarlarında etkili olan kütle hareketleri ve su erozyonu süreçleri nedeniyle alanlarını arttırdıkça çökme dolinlerinin birleştiğini göstermektedir. Birleşik ana kaya çökme dolinlerinin ana morfometrik parametreleri, bunların ayırt edici bir evrimsel gruba karşılık geldiğini açıkça göstermektedir. Ortalama ana eksenlerinin uzunluğu (518 m) ve alanları (171.661 m²) ile tek dolinlerden %143 ve %327 daha büyüktür. Ayrıca önemli ölçüde daha düşük daireselliğe (0,66) ve uzama oranlarına (0,74) sahiptirler.

Hem tek hem de birleşik birkaç dolin, Kızılırmak Nehri tarafından, özellikle de Tödürge Kanyonu boyunca kesilmiştir (Şekil 12). Bazılarının kenarları, erozyon tarafından kısmen ortadan kaldırılmış, ancak kapalı dolin olarak kalmıştır (örn., Aşağıekinli dolini; Şekil 14B), diğerleri ise açılmış ve yüzey drenaj ağına entegre edilmiştir (örn., Şekil 12; Vekçukuru dolini, Şekil 16; Kırdavut dolini, Şekil 14C). Waltham vd., (2005) dolinlerin ana drenajlardan uzaklaştıkça yaşlandığını öne sürmüştür. Yukarıda açıklanan Lota dolinlerinde bu eğilim görülse de bu çalışma kapsamında hazırlanan kapsamlı dolin envanter verilerine göre, Kızılırmak'ın kenarlarında net bir zamansal düzen olmadığını ortaya koymaktadır. Örneğin, Kızılırmak Nehri'ne yakın bir konumda bulunan 300 m uzunluğundaki Şakşakkaya dolini, kütle hareketlerinden etkilenen küçük ve dik bir bölüm dışında, kenarları oldukça bozulmuş olgun bir evre göstermektedir (Şekil 14D). Ayrıca, yakın zamanda oluşmuş silindirik dolinler oldukça dağınık bir dağılım göstermekte ve bazı bölgelerde çok çeşitli morfolojik aşamalar gösteren dolinler, dolin kümeleri oluşturmaktadır. Mahmutağa Çiftliği'nin doğusunda, Acısu Kanyonu'nun kuzey kenarındaki dolin grubu bu kümelere iyi bir örnektir (Şekil 12).

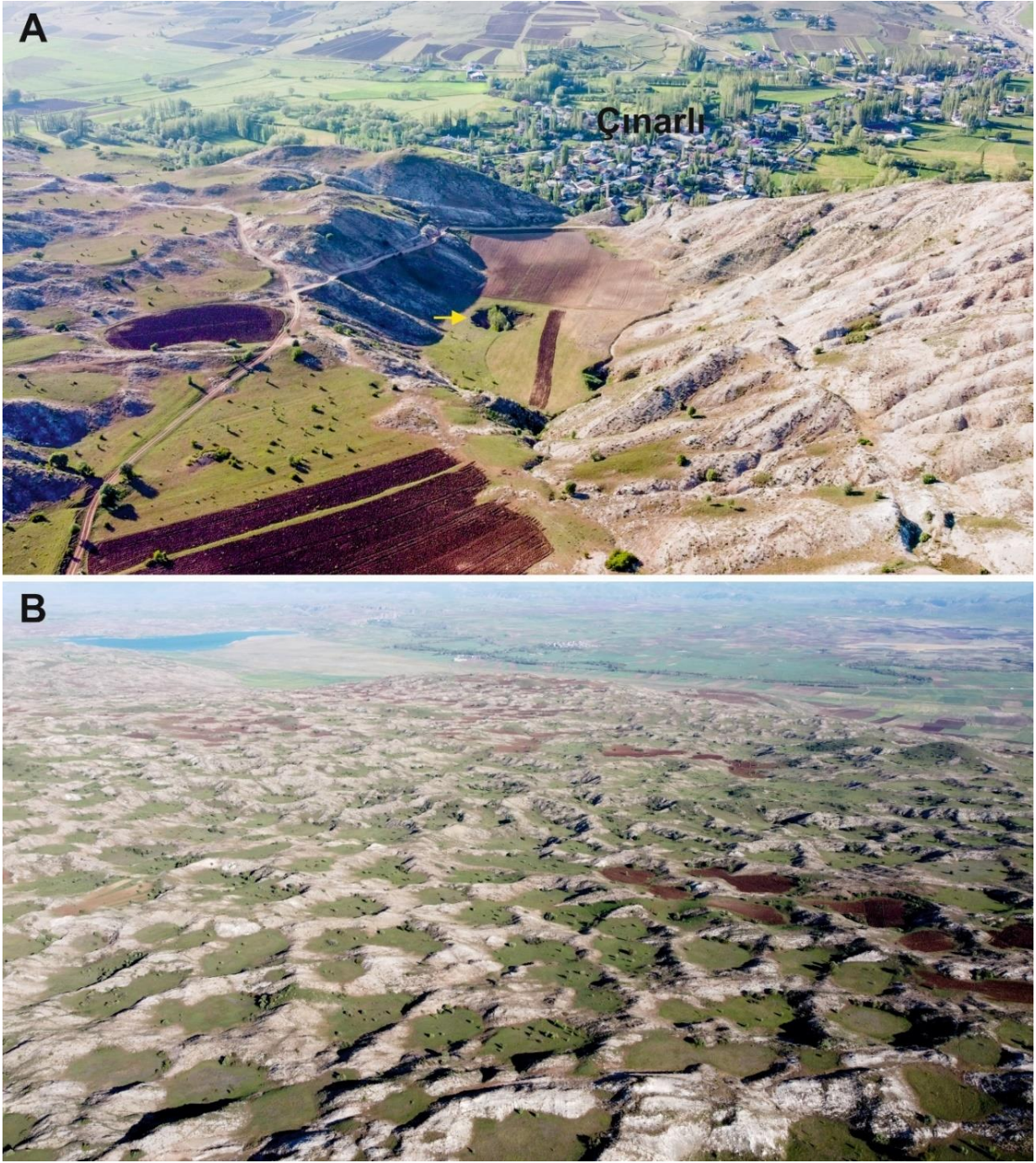


Şekil 16. Tödürge kanyonunun güneyinde yer alan Vekçukuru ana kaya çökme dolini Kızılırmak tarafından kesilerek dış drenaja açılmıştır. Dolinin konumu için Şekil 12'ye bakınız.

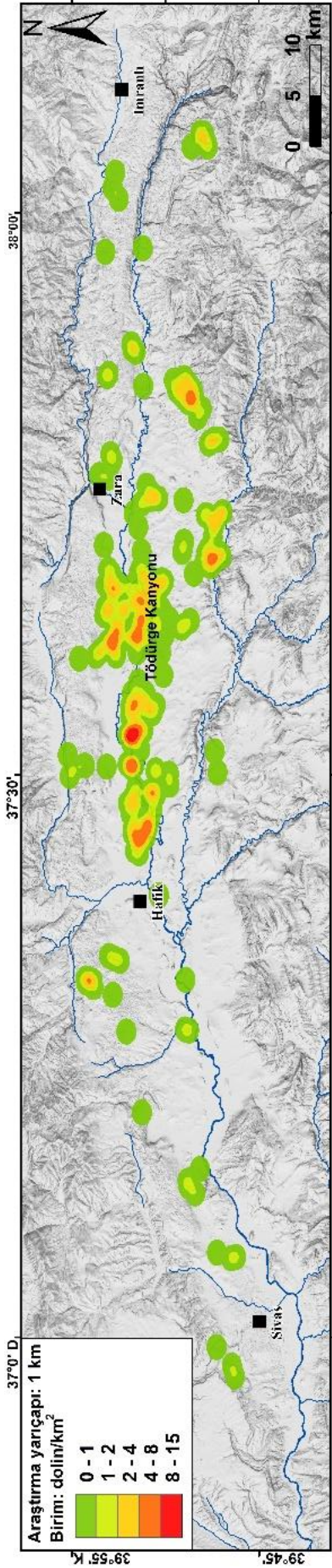
Sivas Jips Karstı, Sivas Havzası'nın tektonik terselmesi ile ilişkili K-G sıkışmasına bağlı olarak genel bir D-B doğrultulu yapısal çizgiselliğe sahip olmasına rağmen, D-B yönelim en düşük değerleri göstermektedir. Şekil 7'de yer alan gül diyagramı, tüm ana kaya çökme dolinlerinin ana eksen yöneliminin sıklık dağılımını göstermektedir. Bu diyagrama göre azimutlar, birincil KB ve ikincil KD modu ile geniş bir dağılım göstermektedir. Hem tek hem de bileşik depresyonlar dahil olmak üzere ana kaya çökme dolinlerinin toplam hacmi $284.151.805 \text{ m}^3$ 'e ulaşmaktadır. Bu değer, ana kaya çökme dolinlerini kapsayan minimum sınırlayıcı poligonun alanı ($1072,4 \text{ km}^2$) ile birlikte, aşağıda tartışılan depresyonların gelişiminde yer alan süreçlerle ilgili olarak ortalama $0,26 \text{ m}$ 'lik bir yüzey sübsidansı vermektedir. Alanı, dolinlerin en yüksek yoğunluğa ulaştığı Tödürge Kanyonu'nun kenarlarındaki ile sınırlandırırsak yüzey sübsidansı yaklaşık $0,70 \text{ m}$ 'ye yükselir. Bununla birlikte, mevcut tarihi görüntülerin ortaya koyduğu üzere, ana kaya çökme dolinlerinin ilk gelişiminden sorumlu olan mağara çökmesi sürecinin şu anda sınırlı bir jeomorfik etkiye sahip olduğu görülmektedir. 1966'da çekilen hava fotoğraflarının detaylı incelenmesi, o tarihten bu yana yeni bir ana kaya çökme dolininin

oluşmadığını açıkça göstermektedir, Buna göre ana kaya çökme dolinlerinin oluşma olasılığı $1.69 \cdot 10^{-5}$ dolin/km²/yıl'dan daha azdır.

Sivas jips karstındaki ana kaya çökme dolinlerinin mekânsal dağılımı üç dikkat çekici özellik göstermektedir: (1) 300 ana kaya çökme dolinlerinin çoğu, 273'ü (%91) Alçakta Uzanan Alanda (AUA) bulunurken, 27'si Yükselen Blok Antiformal Sırtı'nda (YBAS) yer almaktadır (Şekil 17A). YBAS binlerce çözünme doliniyle kaplanarak çarpıcı bir poligonal karstik manzara oluşturmuştur (Şekil 12, 17B). AUA ve YBAS'deki ana kaya çökme dolinlerinin bu alanlardaki yoğunluğu sırasıyla 0,9 ve 0,08 dolin/km² 'dir. (2) En yüksek yoğunluk, Kızılırmak vadisinin jipsli ana kayaya derinlemesine gömüldüğü Tödürge Kanyonu'nun kenarlarında görülmektedir. Canova'nın güneyindeki Kızılırmak vadisinin güney kenarında da yüksek yoğunluk görülmektedir (Şekil 6). Bu durum, Şekil 18'de gösterilen çökme dolinlerinin merkezi ile oluşturulan Kernel yoğunluk modeli ile gösterilmektedir. (3) Dolinler belirgin bir şekilde kümelenmiş bir dağılım göstermektedir. Çalışma alanı için yüksek kümelenmeyi gösteren z-skoru $\sim 18,77$ ve p-değeri 0,0 ile 0,44'lük bir En Yakın Komşu Endeksi (EYKI) hesaplanmıştır. Dolin çalışmalarında yaygın olarak kullanılan bu indeks (Gutiérrez 2016 ve buradaki referanslar), belirli bir alandaki dolinlerin kümelenme derecesini ölçer ve değer 0 ila 2.15 arasında değişir. 2.15'lik bir EYKI değeri, altıgen desenli maksimum dağılımı, 1 mükemmel rastgele dağılımı ve 0 maksimum kümelenmeyi gösterir (popülasyondaki her bir dolin ile en yakın dolin arasında ayırım yapılmamıştır).

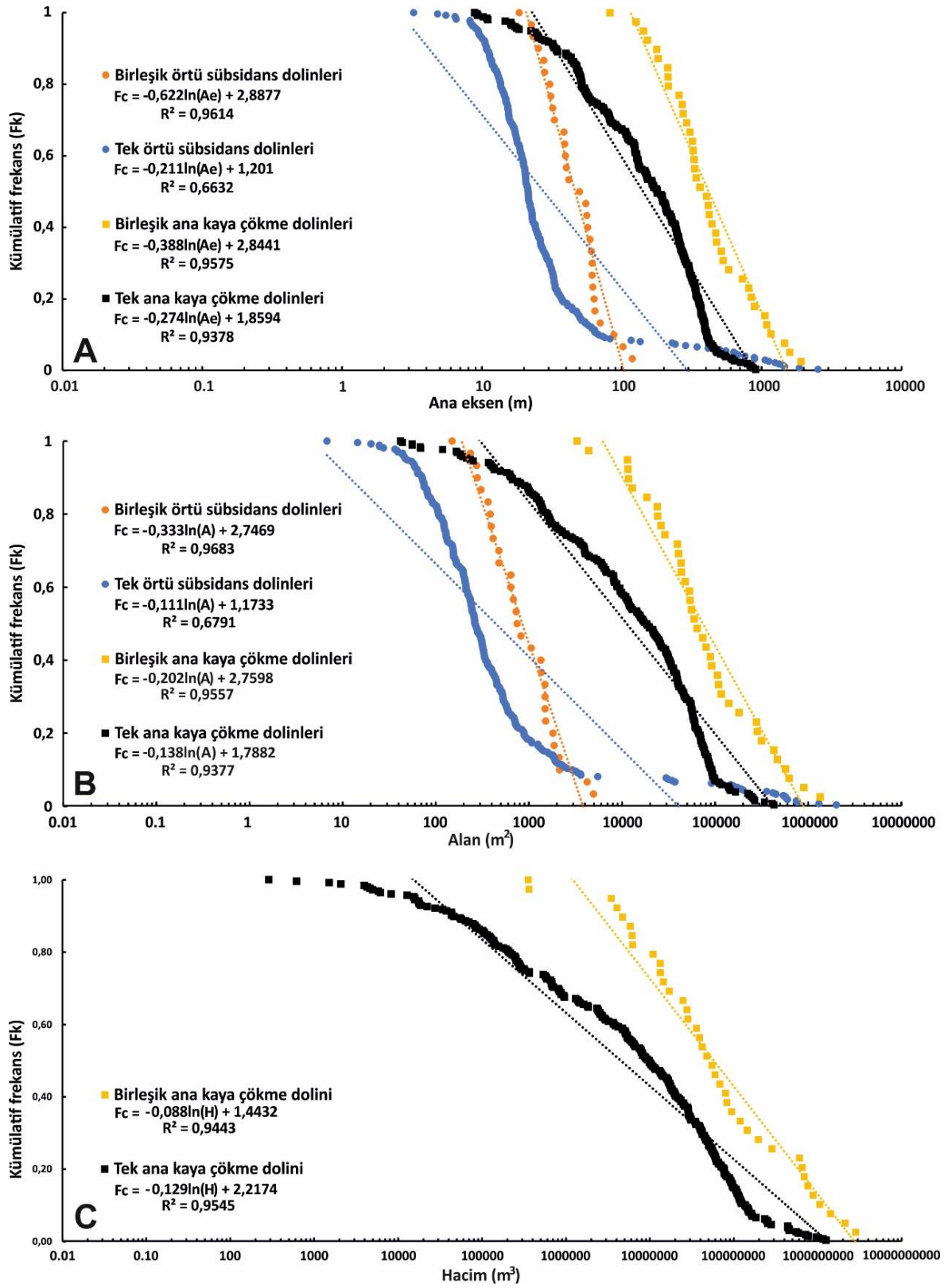


Şekil 17. Yükselen Blok Antiformal Sırtı'nda gelişen dolinler. **A:** Çınarlı köyü güneyinde, iç içe geçmiş dolinler. Ana kaya çökme dolini tabanındaki killi deponun çökmesiyle gelişen örtü çökme dolini sarı ok ile işaretlenmiştir. **B:** Tavan Blok Antiformal Sırtı üzerinde geniş bir alanda yaygın ve sık bir dağılışa sahip çözünme dolinlerinin oluşturduğu poligonal karstın genel görünümü. Arka planda Tödürge Gölü ve Kızılırmak vadisi ile ilişkili Alçakta uzanan alan görülmektedir.



Şekil 18. Ana kaya çökme dolinlerinin merkezi ile oluşturulan Kernel yoğunluk modeli. Model dolinlerin oldukça kümelenmiş dağılımlarını göstermektedir. Tödürge Kanyonu ile ilişkili dolinlerin, özellikle kanyonun kuzey kenarındaki yüksek yoğunluğuna ulaşmaktadır.

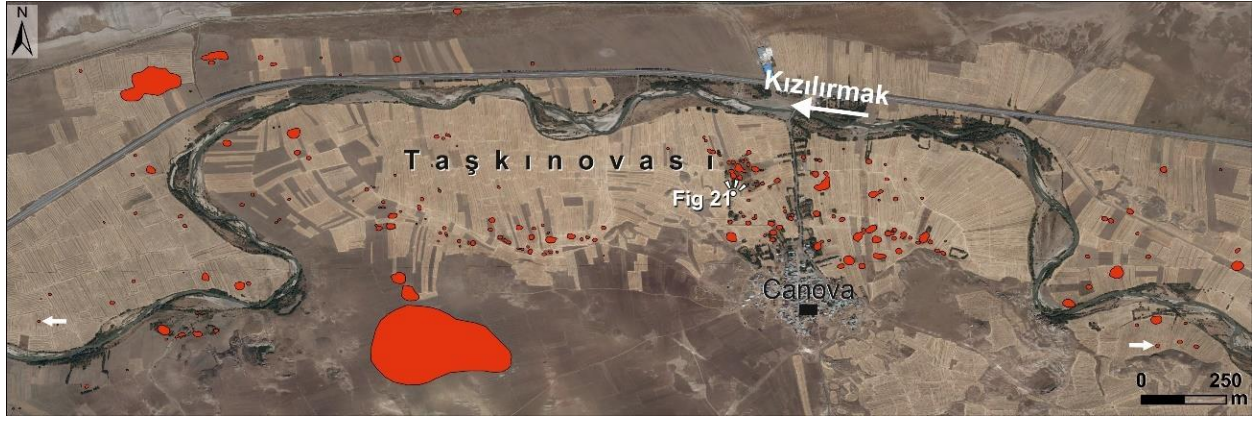
Bu 261 tek ve 39 birleşik ana kaya çökme dolininin frekans-boyut ilişkileri, ana eksenleri (Ae), alanları (A) ve hacimleri (H) logaritmik ölçekte kümülatif frekansa karşı (Fk; belirli bir boyut değerine eşit veya daha büyük boyuta sahip dolinlerin oranı) gösterilerek tanımlanmıştır (Şekil 19). Bu parametreler, dolinlerin oluştuğu andaki boyutlarına değil, mağara tavanı çökmesi süreci ilgili olmayan kütle hareketleri, denüdasyon gibi çoklu süreçler tarafından morfolojik değişimin değişken bir zaman aralığından sonra elde edilen boyutlara karşılık gelmektedir. Grafikler hesaplanan değerlerin kapsadığı aralığı göstermekte ve farklı dolin gruplarının boyut dağılımlarının karşılaştırılmasına olanak sağlamaktadır. Her durumda ampirik veriler, yarı log grafikte, 0.93'ün üzerindeki korelasyon katsayıları ile logaritmik fonksiyonlarla yüksek bir uyum iyiliği ile eşleşen genel bir doğrusal eğilim göstermektedir. Tek ana kaya çökme dolinlerinin ana eksen, alan ve hacim boyutları log (maksimum değer/ minimum değer) ile verilen 2.0, 4.0 ve 6.6 büyüklük düzeylerini kapsamaktadır. Bileşik ana kaya çökme dolinleri için karşılık gelen büyüklük düzeyleri sırasıyla 1.9, 3.6 ve 3.9'dur.



Şekil 19. Envanteri yapılan tek ve birleşik ana kaya çökme dolinleri ve örtü çökme dolinlerinin ana eksen (A), alan (B) ve hacim (C) değerleri ile oluşturulan frekans-boyut ilişkilerini gösteren grafikler.

3.2. Örtü sübsidans dolinleri

Örtü sübsidans dolinleri, genellikle Kızılırmak ve Acısu Nehri'nin taşkın ovasında ve aşağı teraslarındaki tarla alanlarında yer alan ve yaygın görülen (Şekil 20, 21) bir diğer dolin türüdür. Çalışma alanında toplam 310 adet örtü sübsidans dolini haritalanmıştır. Bunların 38'i tarihi ve güncel hava fotoğraflarının karşılaştırılmasıyla tespit edilen çiftçiler tarafından doldurulan örtülmüş dolinlere karşılık gelmektedir. Burada, jipsli ana kayayı örten alüvyon esas olarak ince taneli killi kum fasiyeslerinden oluşur ve kalınlığı yerel olarak 30 m'ye kadar ulaşmaktadır (Drahor, 2019). Bu yüksek kalınlık, diğer birçok jips karstı alanında olduğu gibi, çözünme kaynaklı sedimantasyon ile eş yaşlı sübsidansa ve alüvyon dolgulu paleodolinlere ve sübsidans havzalarının varlığına atfedilebilir (Gutiérrez ve Cooper, 2013 ve buradaki referanslar). Haritalanan örtü dolinleri toplam 9,58 km² 'lik alana ulaşmaktadır. Tüm örtü sübsidans dolinlerini kapsayan minimum sınırlayıcı poligonun alanı (586,25 km²) göz önüne alındığında, sayı ve yüzde alan olarak sırasıyla 0,52 dolin/km² ve %1,63 yoğunluk değerlerini vermektedir. Bu değerler minimum değerler olarak düşünülmelidir. Bunun sebebi, önemli sayıda dolin, taşkınlar sırasında sedimanların dolin tabanına depolanması gibi doğal süreçlerle ve insan faaliyetleri nedeniyle ortadan kalkmış olabilir. En az 24 örtü dolini, belirgin dik kenarlarına dayanarak, kesin bir şekilde örtü çökme dolini olarak sınıflandırılabilir. Düşük eğimli kenarlara sahip dolinlerin geri kalanı sarkma, örtü göçü (suffosion), çökme mekanizmalarıyla veya bu mekanizmaların bir kombinasyonu ile ilişkili olabilir. Örtü dolinlerinin kenarları konsolide olmayan örtü materyalinden oluşmaktadır. Bu nedenle hızlı bir şekilde bozulmaya uğrayabilir ve depresyonlar hızlı bir şekilde sarkma ya da örtü göçü (suffosion) dolinlerinin görünümünü alabilir (yani morfolojik yakınsama ya da eşbiçimlilik). Tabanları su tablasında veya su tablasına yakın olan örtü dolinlerinin önemli bir kısmının tabanında kalıcı veya geçici göller yer almaktadır (Şekil 21).



Şekil 20. Örtü sübsidans dolinlerinin Kızılırmak vadisinde yüksek yoğunluğa ulaştığı alan olan Canova köyü yakınlarında dağılışı. Görüntünün alt iki yanında oklarla gösterilen dolinler 1973-2015 yılları arasında oluşmuştur. Alanın konumu için Şekil 7'ye bakınız.

Örtü sübsidans dolinleri de 280 tek depresyon ve komşu dolinlerin birleşmesiyle ilişkili 30 birleşik depresyon olarak iki gruba ayrılabilir. Bu iki grubun morfometrisi ayrı ayrı analiz edilmiştir (Tablo 2). Tek örtü sübsidans dolinlerinin ortalama ana eksen ve alanı sırasıyla 21,8 m ve 670 m² iken, birleşik depresyonlar için karşılık gelen değerler sırasıyla 50 m ve 1.162 m² ile yaklaşık iki kat daha yüksektir. Tek depresyonların 0.93, 0.87 olan dairesellik ve uzama oranları, 0.70 ve 0.72 değerlerine sahip olan birleşik depresyonlarınkinden önemli ölçüde daha yüksektir. Buna rağmen tek dolin ana eksenlerinin ortalama ve maksimum değerlerinin birleşik dolinlerden yüksek olması, tek dolinlere çok büyük boyutlara ulaşabilen sarkma dolinlerinin de dahil olması ile ilişkilidir.



Şekil 21. Kızılırmak taşkın ovasında büyük bileşik depresyonlar oluşturan örtü sübsidans dolini kümeleri (fotoğrafın konumu için Şekil 20'ye bakınız). Siyah oklar, çiftçiler tarafından doldurulan örtü sübsidans dolinlerini göstermektedir. Bu dolinler daha koyu bir ton ve daha güç algılanan depresyonlarla ayırt edilebilmektedir.

Tablo 2. Tek ve birleşik örtü sübsidans dolinlerinin ana morfometrik parametre değerleri.

Parametre	Tek Dolinler				Birleşik dolinler			
	Maksimum	Minimum	Ortalama	Standart Sapma	Maksimum	Minimum	Ortalama	Standart Sapma
Ana eksen (m)	2,530.29	3.24	93.08	284.80	118.75	18.47	49.99	23.29
Dairesellik oranı	0.98	0.61	0.93	0.04	0.94	0.46	0.70	0.14
Uzaman oranı	0.98	0.61	0.87	0.06	0.87	0.55	0.72	0.08
Alan (m ²)	2,005,270.60	6.80	35,086.83	176,774.38	4,936.70	149.96	1,162.61	1,091.04
Çevre (m)	6,642.64	9.58	72.19	751.78	293.02	48.46	133.35	59.49
Hacim (m ³)	5.85	0.01	1.13	3.76	0.01	3.69	0.97	0.93

Örtü sübsidans dolinleri belirgin bir şekilde yüksek mekânsal sıklık göstermektedir. Envanteri çıkarılan toplam dolinlerin yaklaşık % 50'si (152 adet) Canova köyü çevresindeki alanda bulunur (Şekil 20, 21). Burada, 3,2 km² 'lik bir alanda, sayı ve alan bakımından dolin yoğunlukları sırasıyla 47,5 dolin/km² ve % 6,3'e ulaşmaktadır. Dolinlerin yoğunluğu akarsu yakınlarına doğru genel bir artış göstermektedir. Bu muhtemelen alüvyon örtüsünün kama geometrisi göstermesi ile ilgilidir, ancak alüvyon

kalınlığına ilişkin veri eksikliği nedeniyle bu yorum test edilememiştir. Örtü sübsidans dolinlerinin mekânsal dağılışı, 0,32 En Yakın Komşu İndeksi, z-skoru ~22,6 ve p-değeri 0,0 ile ana kaya çökme dolinlerine benzer şekilde yüksek oranda kümelenme gösterir. Bazı durumlarda, dolin kümeleri birleşerek düzensiz çevre ve çok sayıda iç içe geçmiş dolin tabanı ile 180 m genişliğe kadar büyük depresyonlar oluşturur (Şekil 21). Farklı tarihlerde çekilen hava fotoğraflarının yorumlanmasıyla, 1966 ile 1973 yılları arasında oluşan bir ve 1973 ile 2015 yılları arasında oluşan on iki dolin tespit edilmiştir (örn., Şekil 22A). Bu on iki örtü çökme dolininden dördü Kızılırmak taşkınovasının bir bölümünün yol yapımı için doldurulmasının ardından, antropojenik deponun çökmesi ile gelişmiştir (Şekil 22 B). 2015'ten sonra ise dört örtü çökme dolini oluşmuştur (Şekil 22 C, D; 23) Yakın zamanda oluşan bu dolinlerden ikisi Şekil 20'de işaretlenmiştir. Güncel örtü çökme dolinlerinin oluşumu genellikle antropojenik etkilerle oluşmuştur. Bunlardan Sivas şehir merkezinde 14 Haziran 2021 tarihinde yolda oluşan örtü çökme dolininin oluşumu, diğer bazı evaporit karstı alanlarında dikkati çeken çeşitli örnekler gibi (örn., Gökkaya ve Tunçel, 2019; Cooper vd., 2011) içme suyu boru hattında meydana gelen sızıntı tarafından tetiklenmiş olmalıdır (Şekil 22 C). Bir genç örtü çökme dolinin de menfezden akışa geçen sular tarafından tetiklendiği belirlenmiştir (Şekil 22 D). Diğer yandan doğal süreçler sonucu örtü dolinleri de oluşmaya devam etmektedir. 2023 yılının başlarında örtü sübsidans dolinlerinin yoğun olarak görüldüğü Canova köyü çevresinde (Şekil 20, 23A) ve 28.11.2022 tarihinde Hafik kuzeybatısında bu şekilde iki örtü çökme dolini oluşmuştur (Şekil 23B). Ayrıca, Sivas şehir alanında, hava fotoğrafları en az üç dolinin insanlar tarafından örtüldüğünü ve kentsel gelişim için kullanıldığını göstermektedir.



Şekil 22. Güncel örtü çökme dolinleri. **A:** Mağara Polyesi tabanında 1973 – 2015 yılları arasında oluşmuş örtü çökme dolini. **B:** Antropojenik depoda 1973 – 2015 yılları arasında oluşan örtü çökme dolinleri. Kırmızı oklar dolinleri göstermektedir. Ayrıca fotoğrafın sağ alt kesiminde yamaçta gelişen heyelan ile ilişkili jips blokları da görülmektedir. **C:** 14 Haziran 2021 tarihinde Sivas şehir merkezinde yolda oluşan örtü çökme dolini. Oluştuğunda ana eksen 10 m olan dolin, kenarlarındaki kütle kaybı nedeniyle hızlı bir şekilde genişlemiştir. Dolinin tabanı, taban suyu seviyesine yakın olduğu için içerisinde göl bulunmaktadır. Siyah oklar boruları göstermektedir. Kaynak: Fotoğraf www.mansethaber.com sitesinden alınmıştır (erişim tarihi: 20 Temmuz 2022; <https://www.mansetturkiye.com/yolda-obruk-olustu-mahalle-tedirgin/57408/>). **D:** Menfezden akışa geçen sular tarafından tetiklenmiş genç örtü çökme dolini.



Şekil 23. 2022 ve 2023 yıllarında oluşan örtü çökme dolinleri. **A:** Canova köyü yakınlarında oluşan güncel örtü çökme dolini. Dolinin tabanındaki su taban suyunu yansıtmaktadır. Kesikli beyaz çizgi ile gösterildiği üzere dolinin kenarlarında meydana gelen kütle hareketleri süreci sonucunda genişlemiştir. Arka planda açık renkli bitki örtüsü ile kaplı bir başka örtü dolini yer almaktadır. Kaynak: www.ntv.com.tr (erişim tarihi: 14 Mart 2023; <https://www.ntv.com.tr/galeri/turkiye/sivasta15mmetrelikobruk,MK2Oa4XSS0medLGDucmRrw/64o7yOLnnk-5H6AXvSM2oA>). **B:** 28.11.2022 tarihinde Hafik kuzeydoğusunda oluşan yaklaşık 10 m genişliğindeki örtü çökme dolini. Dolinin doldurulması için getirilen malzemelere dikkat ediniz. Kaynak: www.ensonhaber.com (erişim tarihi: 26 Aralık 2022; <https://www.ensonhaber.com/yasam/sivasta-koyun-otlayan-yerde-obruk-olustu>).

3.3. Dolinlerin evrimi, gelişimi ve dağılımı

Sivas jips karstı, iyi tanımlanmış mekânsal dağılıma sahip, dikkate değer bir dolin çeşitliliği sergilemektedir. Bu çeşitlilik üç ana grupta ele alınabilir, bunlar; (1) çoğunlukla Tavan Blok Antiformal Sirtında (Yüksek Plato) bulunan çözünme dolinleri; (2) çoğunlukla Alçakta Uzanan Alanda (Alçak Plato) yerel taban seviyesinin kenarlarında, özellikle Kızılırmak'ın Tödürge Kanyonu bulunan ana kaya çökme dolinleri; ve (3) Kızılırmak'ın taşkın ovasında ve alçak terasları ile ilişkili örtü sübsidans dolinleri şeklinde sınıflandırılabilir. Bu dolinlerin geliştiği hidrojeolojik ortam, temelde tünemiş D-B yönelimli farklı tektonik yükselmenin görüldüğü, otojenik (epijen sistemi) alanına karşılık gelmektedir. Aynı zamanda, taban suyu seviyesi ve ana yeraltı suyu beslenme bölgeleri olarak da işlev gören uzunlamasına drenajlara doğru bölgesel bir yeraltı akışı ile serbest bir karst akiferine karşılık gelmektedir.

Ana kaynak alanları Kızılırmak vadisi ile ilişkilidir. Tektonik yükselme ile ilişkili olarak ana beslenme alanının kapsamı ve yayılışı taban suyu seviyesinin derinleşmesi nedeniyle iki yüzeyin ard arda tünemiş hale gelmesiyle zaman içinde değişmiştir. Eşzamanlı olarak, su tablası vadoz zonun kalınlığının artmasıyla alçalmış ve büyük olasılıkla giderek daha düşük kotlarda çok seviyeli mağara sistemlerinin gelişimini kontrol etmiştir.

Dolin tipleri, aynı litoloji ile örtülü olmalarına rağmen antiformal sırt ve alçakta uzanan alanda belirgin şekilde birbirinden farklıdır (Şekil 12). Bu dolin zonlaşması/farklılaşması, farklı alanların hidrojeolojik konumları ile ilişkilidir. Tavan Blok Antiformal Sirtı, aşağı doğru su infiltrasyonu ve vadoz zonun hakim olduğu en yüksek ve en eski beslenme alanıdır ve uzun bir süre boyunca olağanüstü derecede iyi gelişmiş bir poligonal karst oluşturmuştur (Şekil 17B). Bu zon ana kaya çökme dolinlerinin oluşumu

için daha az elverişlidir çünkü freatik zon oldukça derinde yer almakta ve sınırlı katkı alanı nedeniyle akiferdeki akış hızı nispeten düşüktür. Tavan Blok Antiformal Sirtında ve Alçakta Uzanan Alanda hesaplanan ana kaya çökme dolini yoğunlukları sırasıyla 0,08 ve 0,9 dolin/km²'dir. Ana kaya çökme dolinlerinin esas olarak Tödürge Kanyonu'nun her iki tarafında ve özellikle kuzey kenarında yoğunlaşmış olması aşağıdaki faktörlere bağlantılıdır: (1) Su tahliye zonuna yakın olan bu alanlar daha büyük katkı alanına, daha yüksek yeraltı suyu akış hızına ve dolayısıyla mağaraların gelişimi için daha elverişli hidrolojik koşullara sahiptir. Karbonat karst sistemlerinin aksine, jips akiferlerindeki yeraltı suyu doygunluk koşullarına ulaşmadan önce uzun mesafeler boyunca akabilir; (2) En yüksek yeraltı suyu akışının Kızılırmak Nehri'nin kuzey kenarında, ana beslenme zone olan antiformal sırtın aşağı akışında gerçekleşmesi beklenmektedir; (3) Alçakta Uzanan Alanın vadoz zoneun kalınlığı ve su tablasının derinliği çok daha düşüktür, bu da çökmekte olan mağaraların yüzeyle kesişme olasılığını artırmaktadır.

Antiformal sırtta poligonal karstı oluşturan çözünme dolinleri, nispeten düz bir yüzeyde yeraltı suyu beslenimi ile ilgili karstik özellikler beklendiği gibi, oldukça sık bir depresyon ağı oluşturacak şekilde geniş bir alana yayılmıştır. Buna karşılık hem ana kaya çökme dolinleri hem de örtü sübsidans dolinleri sırasıyla 0,44 ve 0,32 En Yakın Komşu İndeksleri ile oldukça kümelenmiş bir dağılım sergilemektedir. Bu mekânsal örüntü, ana kaya çökme dolinlerinin gelişiminden sorumlu epijen mağaralarının lokalize dağılımına ve muhtemelen Kızılırmak Nehri'nin tabanındaki odaklanmış yeraltı suyu tahliye alanlarına bağlanabilir.

Ana kaya çökme dolinlerinin ana eksenleri birincil olarak KB ve ikincil olarak da KD yönelimlidir (Şekil 7A). Bu yaygın yönelimler, jips mağaralarının gelişiminin K-G

sıkışmalı tektonik rejimle ilişkili bir oblik kırık sistemi tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Relikt vadiler de benzer şekilde baskın bir KB eğilimi göstermektedir.

İnceleme alanının güneyinde yer alan Geç Eosen Tuzhisar Formasyonu halit birimleri içermektedir. Duvar ve Havza Yapısı Alanı'ndaki Celalli-1 (Şekil 4A) petrol arama kuyusu 2000 m'den daha fazla derinlikte 89 m halit geçmiştir (Onal vd., 2008). Orjinal tuz kalınlığının Tuz ve Bindirme Kuşağı'nda 1 km'den fazla olduğu hesaplanmıştır (Kergaravat et al., 2016, 2017). Çalışma alanındaki Hafik formasyonunun tabakaları arasındaki tuz çözünmesinin bu çalışmada envanteri çıkarılan dolinlerin gelişiminde ve dağılışında belirleyici bir rol oynayıp oynamadığı önemli bir konudur. Derin sondaj verilerinin eksikliği bu sorunun doğrudan bilgilerle yanıtlanmasını engellemektedir, ancak hidrokimyasal veriler konuya ilişkin bazı bilgiler sağlayabilir. Tablo 3, Günay (2002) tarafından yayınlanan Sivas karstına ait su analizlerini ve bu çalışma kapsamında hesaplanan jips ve halit doygunluk indekslerini göstermektedir. Su örnekleri şuralardan toplanmıştır: (1) Sivas'ın kuzeydoğusunda Kızılırmak Nehri'nin kuzey kenarındaki kaynaklardan (ortalama debileri 0,25 ve 1,15 m³/s olan Seyfe ve Göydün kaynakları); (2) Hafik'in doğusunda Kızılırmak Nehri'nin kuzey kenarındaki Batı ve Doğu Lota göllerinden; (3) Çalışma alanının orta kesimindeki Tödürge Gölü'nden; ve (4) Sivas'ta ve evaporit alanının aşağı çıkırında yer alan Kırıkkale'de Kızılırmak'tan. Bu analizler, (1) suda kalsiyum sülfat hidrokimyasal fasiyesinin hâkim olduğunu; (2) klorür ve sodyum konsantrasyonları ile hesaplanan çözünmüş halit miktarı $\leq 6 \text{ g L}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır ve bu değerin halitin çözünürlüğünün (424 g L⁻¹; saf suyun litresi başına çözünürlük miktarı) oldukça altında olduğunu; (3) suların halit açısından belirgin bir şekilde az doygun ve jips açısından yarı doygun olduğunu göstermektedir. Bu bilgiler, yeraltı suyunun çok hızlı bir çözünme

kinetiği ile karakterize edilen tuz tabakaları ile sınırlı bir etkileşimi olduğunu ve incelenen alandaki karst gelişiminin esasen jips çözünmesi ile ilgili olduğunu göstermektedir.

Tablo 3. 16 Ağustos 2001 tarihinde toplanan su örneklerinin kimyasal analizleri. Veriler Günay'dan (2002) alınmıştır. Jips ve halit doygunluk indeksleri (SI) PHREEQC ve WATEQ4F termodinamik veri tabanı (Prof. Luis Auqué'nin izniyle) ile hesaplanmıştır.

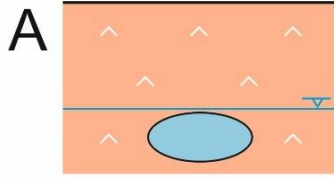
	Seyfe Kaynağı	Göydün Kaynağı	Batı Lota Gölü	Doğu Lota Gölü	Tödürge Gölü	Kızılırmak (Sivas)	Kızılırmak (Kırıkkale)
Sıcaklık (°C)	13	13	24	26	25	29	24
EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	13,000	13,000	2,700	300	8,000	3,600	1,650
Na (ppm)	2,377.5	2,390.0	42.8	118.7	1,181.0	326.0	179.0
K (ppm)	5.25	5.0	6.29	4.79	7.10	4.0	4.90
Ca (ppm)	570.0	575.0	462.5	485.0	515.0	345.0	120.0
Mg (ppm)	42.5	40.0	34.0	30.0	45.0	34.0	29.0
HCO ₃ (ppm)	329.77	329.77	99.25	99.25	99.25	154.70	157.56
Cl (ppm)	3,598.5	3,704.53	42.54	164.84	1,790.23	549.48	228.65
SO ₄ (ppm)	1,342.50	1,242.50	1,202.12	1,230.96	1,344.42	788.66	384.81
Σ Anyon (meq L-1)	134.5	135.78	27.86	31.91	80.12	34.46	17.05
Σ Katyon (meq L-1)	135.19	136.08	27.60	31.96	80.96	34.30	16.78
DI jips	-0.28	-0.31	-0.17	-0.17	-0.25	-0.46	-1.01
DI halit	-3.78	-3.77	-7.39	-6.37	-4.39	-5.42	-6.01

Çok çeşitli evrim aşamaları gösteren ve bu çalışma kapsamında envanteri çıkarılan 261 tek ve 39 birleşik ana kaya çökme dolininin, morfolojik evrimlerini yeniden yapılandırmak ve sürece dahil olan morfojenetik süreçleri ortaya çıkarmak için zamanı mekanla değiştiren ergodik konsepti uygulama fırsatı sunmaktadır. Ana kaya çökme dolinleri ilk aşamalarında silindirik geometri ve sırasıyla 72 ve 11 m ortalama değerlerle sınırlı ana eksen ve derinlik ile karakterize edilir (Şekil 13). Bu dik kenarlı dolinler, giderek

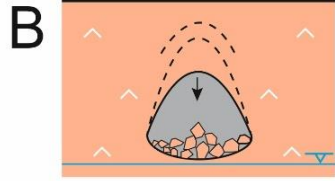
daha yumuşak eğimli ve daha büyük çaplı çok daha büyük tronko-konik depresyonlara evrilir ve en nihayetinde diğer komşu dolinlerle birleşerek birleşik depresyonlar oluşturabilir (Waltham 2002; Doğan ve Özel 2005). Şaşırtıcı bir şekilde, yamaç bozulması süreçlerinin sediment depolanması dolayısıyla derinlik azalması ile sonuçlanması beklenmesine rağmen; yaygın bilinenin aksine, morfometrik veriler ana kaya çökme dolinlerinin derinliklerini artırma eğiliminde olduğunu da göstermektedir. Taze görünümlü silindirik dolinler ortalama 11 m derinliğe sahipken, tek ana kaya çökme dolinlerinin tümü göz önüne alındığında ortalama 26,2 m derinliğe sahip oldukları dikkati çeker. Saha gözlemleri ve morfometrik verilere dayanarak ana kaya çökme dolinleri için aşağıdaki evrim önerilmektedir. Bu evrim, yeraltı suyu akışı ile çözünmüş yük olarak kolayca çözünebilen ve tahliye edilebilen jipsin yüksek çözünürlüğü ($2,6 \text{ g L}^{-1}$) ile desteklenmiştir (Şekil 24): **(A)** Freatik pasajlar, su tablasının konumu tarafından kontrol edilen ve yeraltı suyu akış hızı ve jipsin sınırlı mekanik mukavemeti tarafından sınırlandırılan açıklıklarda gelişir. Jips içinde bilinen en büyük mağara odası 65 metreyi aşmazken (örneğin Harz Dağları, Almanya; Kempe, 1996), masif kireçtaşıda gelişen mağara odaları yüzlerce metrelik boyutlara ulaşabilir (örneğin Malezya Sarawak'daki Gunung Mulu Ulusal Parkı'nda bulunan, Sarawak Mağara Odası yaklaşık 700 m uzunluğundadır; Waltham 2004). **(B, C)** Taban seviyesinin derinleşmesi ve buna bağlı su tablasının düşmesi, kaldırma kuvveti kaybı nedeniyle mağara tavanlarının çökmesini kolaylaştırır. Vadoz zondaki suyun aşağı doğru süzülmesi de süreksizlik düzlemleri boyunca etkili olan çözünme yoluyla kaya kütlelerinin mukavemetinin azalmasına katkıda bulunur. Mağaraların tavanı, zemin yüzeyine ulaşana kadar ilerleyen çatı çökmesi ile yukarı doğru ilerler. Dikten tabana doğru sarkık kenarlara ve orta büyüklüğe sahip bir dolin oluşur ve bu dolinin tabanı jips bloklarından oluşan kaotik tutturulmamış breşlerle (kaotik paket breşi) kaplıdır. Bu parçalanma birikintileri, dolinin oluşumundan sorumlu

boşluğun derinliğine bağlı olarak önemli kalınlıkta breş boruları oluşturabilir. **(D)** Ana kaya çökme dolinlerinin dik kenarları, eklemlerin gelişmesi ve jipsin çözünmesi ile potansiyel çökme düzlemlerinin direncinin azalması ile desteklenen kütle hareketleri süreçleri tarafından hızlı bir şekilde bozulmaya uğrar. Dolinlerin kenarları eğimli bir yapı kazanır ve kaya düşmesi sonucu depolanan malzemeler mağara çatısı çökme breşinin üzerinde birikir. **(E)** Dolinin yan yamaçları düşük eğim açısına ulaştığında, kütle aşınma süreçlerinin gelişimi durur ve yamaçlar esas olarak yarıntı (gully) ve kanalize olmamış yüzey suları aracılığıyla mekanik erozyonun yanı sıra denüasyon süreçleri ile bozulur. İkinci süreç, yarı kurak iklimlerde bile jips mostralarında yüksek oranlara ulaşabilir (Desir vd., 1995). İtalya'da doğrudan yağışa maruz kalan jipslerdeki çözünme oranlarına ilişkin geniş bir veri seti, 500 mm'lik kümülatif bir yağışın $0,56 \text{ mm y}^{-1}$ 'lik bir yüzey alçalmasına neden olmasının beklendiğini göstermektedir (Klimchouk vd. 1996a). Shaw vd. (2011), yıllık ortalama 270 mm yağış alan Delaware Havzası'nın (New Mexico ve Teksas) jips ovasında standart jips tablolarını kullanarak, ortalama $0,3 \text{ mm y}^{-1}$ denüasyon oranı elde etmiştir. Mekanik erozyon süreçleri ile dolinlerin kenarlarından dökülen jips sedimentleri geçici olarak depresyonların tabanında birirmektedir. Bununla birlikte, dolin tabanlarından yer altına süzülen su, en üstteki sediment ve kalın jips breşleri de dahil olmak üzere, dolin tabanının altında bulunan sedimentlerin giderek çözünerek ortadan kalkmasına neden olmaktadır. Vadoz sularının sızmasıyla yüzey altında çözünme ile kütle giderimi süreci, dolinlerin çapı arttıkça ve akışa katkıda bulunan alan genişledikçe etkinliğini artırır. Ayrıca, içerisinde göl bulunan dolinlerin genişlemesi, yan yamaçlarının eteklerindeki yanal çözünme ve bunun sonucunda tabanın geri çekilmesi ile de desteklenebilir. Sonuç olarak, köşeli ve gözenekli kaotik paket breşler, Hafik Formasyonu'nun çözünmeyen bileşenleriyle zenginleştirilmiş kalıntı killi bir matris içine gömülü yüksek oranda aşınmış jips parçacıklarından oluşan daha ince bir yüzer breşine

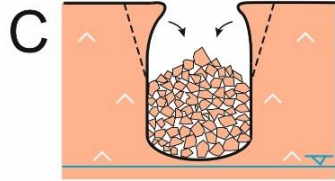
dönüşür. Jips breşlerinin bu tür çözünmeyle dönüşümü ve buna bağlı kütle azalması İspanya'daki Ebro Nehri vadisinin evaporit karstında belgelenmiştir (Guerrero vd. 2013). Jips çökellerinin ve muhtemelen dolin tabanının altındaki jips ana kayasının artan su sızıntısı ile yavaş ama sürekli çözünmesi, dolin tabanının giderek derinleşmesine yol açmaktadır. (F, G) Dolin kenar yamaçları bozuldukça ve eğimleri azaldıkça, yüzeysel akışla taşınan kolüvyonlar ile kaplanma eğilimi gösterir ve aynı zamanda dolin tabanı genişliğini artırma eğilimindedir. Bu aşamadan sonra, mekanik erozyon giderek daha az önemli hale gelir; ancak jips depolarının ve ana kayanın çözünme ile ortadan kaldırılması süreci, yağış toplayıcı olarak faaliyet gösteren dolinin genişlemesiyle birlikte artma eğilimindedir. Yukarıda açıklandığı üzere, olgun ana kaya çökme dolinlerinin büyük çap ve derinlikleri büyük ölçüde, yeraltı suyunu absorbe etme rolü oynayan mağara çökmesinin yarattığı nispeten küçük bir depresyondan başlayarak jipsin uzun süre devam eden çözünmeye bağlı olarak giderilmesiyle ilgilidir. Sonuç olarak, dolin alanlarındaki yüzey alçalması öncelikle yüzey ve yüzeğe yakın kimyasal erozyona, ikincil olarak da mağara göçmesi nedeniyle çökmeye atfedilebilir.



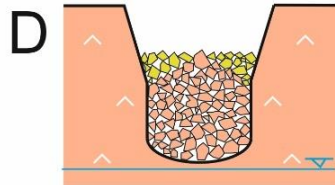
Freatik pasaj



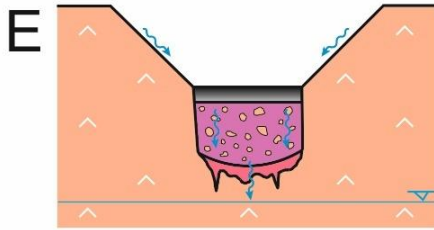
Su tablası seviyesi düşüşü
Mağara çatısının çökmesi
Mağara tavanının yüzeye doğru
göçü süreci



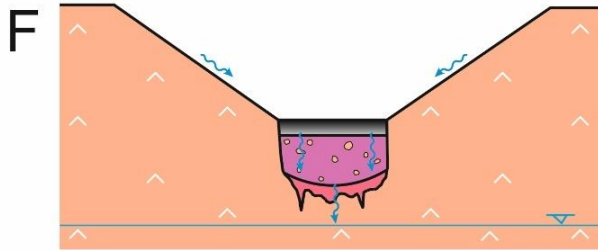
Ana kaya göçme dolini
Çökme sonucunda dolin tabanını
örtün kaotik paket breşleri
Stabil olmayan dik ve sarkık
yan duvarlar



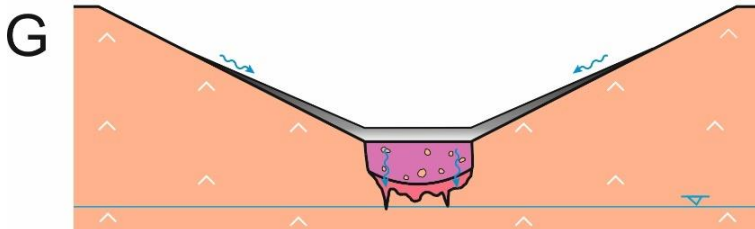
Dolin kenarlarının
kütle kaybı ve heyelan
süreçleri ile bozulması
Blokların biriktirilmesi



Dolin kenarlarının bozulması
mekanik ve kimyasal erozyon ile
ilişkili depoların birikmesi
Yeraltına süzülen su ile çözünme
Paket breşlerinin daha ince yüzer
breşlere dönüşmesi
Dolin tabanının alçalması



Yan yamaçların düzleştirilmesi
(gully, yüzey akışı, denüdayon süreçleri)
Dolinlerin genişlemesi ve derinleşmesi
Su infiltrasyonunun artması
Dolin tabanının altındaki depoların çözünmesi



Yumuşak eğimler
Kolüvyal depoların çökmesi
Merkezcil yüzey akışı ve odaklı infiltrasyon
Daha fazla yeraltı çözünmesi
Çözünmüş yük olarak tahliye edilen jips

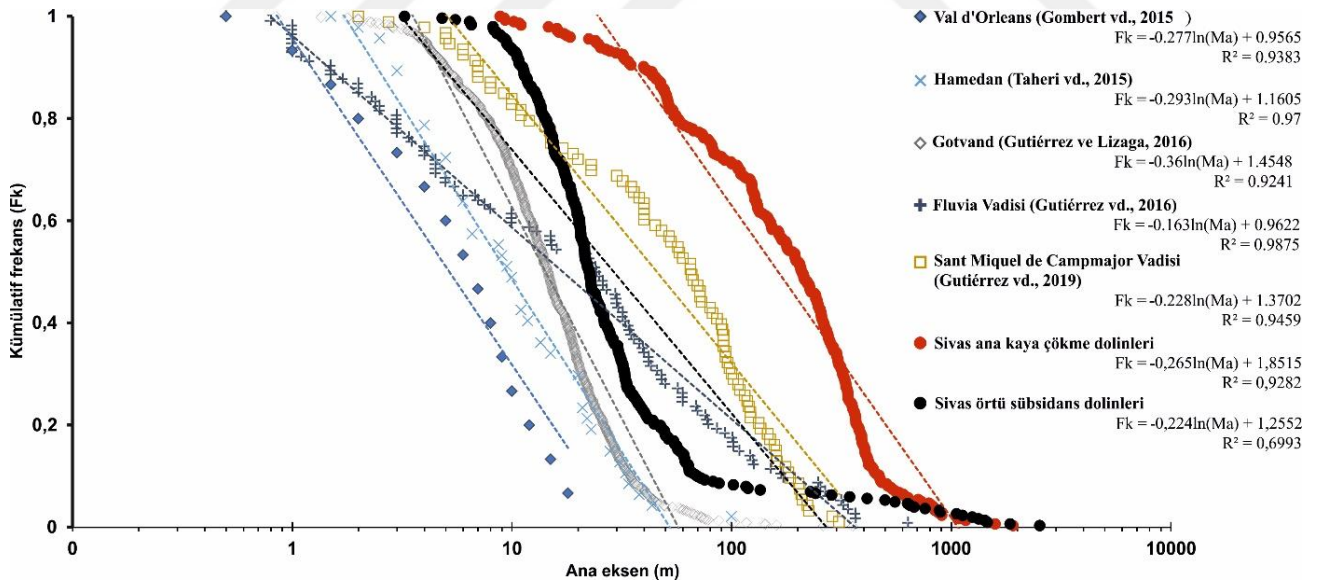
Şekil 24. Ana kaya çökme dolinleri için önerilen morfolojik evrimi gösteren şema. Dolinlerin çökme sonrası evrimi, yüksek çözünürlük oranına sahip jipsin yüzey ve yüzey altı çözünmesiyle ilişkili çözünmüş yük olarak önemli miktarda kütle tahliye edilmesi sürecini içermektedir.

Envanteri yapılan ana kaya çökme dolinleri ve örtü sübsidans dolinlerinden elde edilen morfometrik veriler, kalıtsal ve evrimsel çıkarımlar elde etmek amacıyla frekans-boyut ilişkileri oluşturmak ve diğer karstik ortamlardan elde edilen veriler ile karşılaştırmak için kullanılmıştır. Şekil 25'teki grafik, envanteri yapılan dolinlerin kümülatif frekansı ile ana eksen arasındaki ilişkiyi ve Sivas'ta ve farklı koşullara sahip diğer bölgelerdeki (karbonat - evaporit, epijen - hipojen, karst kayalarını örten farklı sediment tipleri) dolinleri içermektedir, bunlar: (1) ince konsolide olmayan alüvyonla örtülü kireçtaşı karstı (Val d'Orleans, Fransa; Gombert vd. 2015); (2) kalın bir kohezif materyal ile kaplı örtülü kireçtaşı karstı (Hamedan Ovaları, İran; Taheri vd. 2015); (3) kalıntı jips bakımından zengin bir örtü ile kaplı tuz karstı (Ambal tuz yastığı, İran; Gutiérrez ve Lizaga 2016; Jalali vd. 2019); (4) hem konsolide olmamış örtülere hem de taşlaşmış örtü kayalarına sahip bir epijen evaporit karstı (Fluvia Vadisi, NE İspanya; Gutiérrez vd., 2016); (5) derinde gerçekleşen tabaka arası hipojen evaporit karstı (Sant Miquel Vadisi, NE İspanya; Gutiérrez vd, 2019).

Sivas'tan alınan veriler, diğer veri setlerinde olduğu gibi tek ve birleşik ayrımı yapılmaksızın tüm ana kaya çökme dolinlerini ve tüm örtü sübsidans dolinlerini içermektedir. Genel olarak, ana eksen verilerinin değişken dağılımı, dolinlerin boyutlarının şunlara bağlı olduğunu göstermektedir: (1) çökme mekanizması (sarkma, çökme, örtü göçü); (2) mağaraları (veya karstlaşma zonunu) örten sedimanların yapısı ve mekanik dayanımı; (3) mağaraların derinliği ve Sivas'ta özel bir öneme sahip olan (4) mekanik ve kimyasal erozyon süreçleri nedeniyle dolinlerin maruz kalabileceği potansiyel genişleme.

En küçük dolinler, beklendiği gibi, ince ve mekanik olarak zayıf örtü depolarının boşluklu kireçtaşı ana kayasını örttüğü Val d'Orleans'ın örtülü kireçtaşı karstında, örtü

materyalinin içten aşınması ile oluşan örtü çökmesi dolinleridir. Belki de beklenmedik bir şekilde, Sivas jips karstındaki ana kaya çökme dolinleri, çökme yapılarının kalın taşlaşmış marn formasyonlarına nüfuz ettiği Sant Miquel'in derin hipojen evaporit karstında gelişen büyük dolinlerden bile daha büyük boyutlar göstermektedir. Görünüşe göre anormal olan bu boyut dağılımı, Sivas'taki dolinlerin çoğunun eski yaşına ve yamaçların bozulması ve nihayetinde yakındaki dolinlerin birleşmesiyle yaşadıkları önemli ölçüde büyümeye ilişkilidir. Örtü çökmesi dolinleri, çok geniş bir boyut aralığı (regresyon eğrisinin düşük eğimi) ve 0.94'ün üzerindeki diğer değerlerle karşılaştırıldığında 0.81 gibi düşük bir korelasyon katsayısı ile anormal bir frekans-boyut dağılımı göstermektedir. Bu örüntü, sübsidanstan etkilenen sedimentlerin kalınlığı ve mekanik mukavemetinden bağımsız olarak çok büyük boyutlara ulaşabilen sarkma dolinleri de dahil olmak üzere birden fazla mekanizma tarafından oluşturulan dolinleri içeren bu veri setinin karma yapısı ile ilgilidir.



Şekil 25. Sivas jips karstında ve farklı karstik ortamlarda envanteri yapılan dolinlerin frekansı ve ana eksen ile kurulan ilişkiler.

Dolinlerin oluşumu ve mevcut olanların, özellikle örtülmüş depresyonların faaliyeti, Sivas karstında ciddi ekonomik ve sosyal hasara yol açma potansiyeline sahiptir. Bölgede büyük il ve ilçeler bulunmaktadır (örn., Sivas Şehri, yaklaşık 390.000 nüfus; Zara

İlçesi, yaklaşık 21.500 nüfus). Ayrıca Ankara-Sivas arasındaki ana Avrupa-Asya otoyolu ve Azerbaycan'daki Bakü petrol sahalarından Türkiye'nin Akdeniz'deki Ceyhan limanına uzanan ve 2005 yılından bu yana hizmet veren Bakü-Tiflis-Ceyhan Petrol Boru Hattı'nın yaklaşık 70 km'si Sivas yakınlarındaki jips karstı üzerinden geçmektedir. Bu borunun çelik kalınlığı, 44 metreye varan büyüklükteki dolinleri katedebilecek şekilde arttırılmıştır (Waltham 2008). Ayrıca, Sivas ile Erzincan arasında 135 km boyunca jipsli ana kaya üzerinde ve alüvyon ile örtülü karst alanında uzanan yüksek hızlı demiryolu inşa etme projesi de bulunmaktadır.

Kritik tehlike parametreleri arasında dolinlerin oluşma olasılığı, oluşum sırasındaki dolinlerin boyutu ve büyük ölçüde deformasyon mekanizmasına (yavaş gerçekleşen sarkma sürecinden yıkıcı çökme süreci) bağlı olan çökme süreçlerinin hızı yer almaktadır (Gutiérrez 2016). Geçmiş görüntülerden elde edilen veriler de dahil olmak üzere oluşturulan kartografik dolin envanteri, büyük hasarlara yol açma kapasitelerine rağmen ana kaya çökme dolinlerinin çok düşük bir oluşma olasılığına sahip olduğunu göstermektedir. 1966'dan bu yana 980 km² 'lik bir alanda bu türden yeni bir dolin oluşumu görülmemiştir, bu da 1.69 10⁻⁵ dolin/km²/yıl'ın altında bir mekansal-zamansal olasılığa işaret etmektedir. Bu değer, koşulların yer altı suyunun aşırı kullanılmasıyla ilişkili taban suyu seviyesinin düşmesi gibi insan faaliyetleri tarafından değiştirilmesi halinde önemli ölçüde artabilir (örn. Gutiérrez vd. 2014). Örtü çökmesi dolinleri, vadi tabanlarında daha sınırlı bir dağılım ve daha büyük bir oluşma olasılığı gösterir, fakat bu depresyonlar çiftçiler tarafından doldurulma eğiliminde olduğundan yani dolin envanterinin tamamlanmamasına yol açtığından değerlendirilmesi zordur. Tarihi görüntüleri de içeren bu detaylı dolin haritalanması, tehlikelerden kaçınmak amacıyla önleyici tedbirlerin uygulanması için iki fayda sağlamaktadır (örn. Gutiérrez vd., 2011):

(1) dolin oluşumuna yatkın alanların belirlenmesi ve (2) örtülü dolinlerin tanımlanması.

Farklı tarihlere ait hava fotoğraflarının incelenmesi sonucu, Sivas şehrinde en az dört obruğun doldurulduğunu ve gelişen şehir alanlarına dahil edildiğini göstermektedir (Şekil 26).



Şekil 26. Sivas şehrinin güneydoğusunda yer alan dolinlerin farklı tarihlerde çekilmiş görüntüleri. 1966 tarihli hava fotoğrafı, tarlalar üzerindeki iki büyük dolin görülmektedir. 2019 tarihli görüntü, dolinlerin yapay olarak doldurulmasından ve kuzeydeki dolin üzerine inşa edilen yapılardan sonraki mevcut durumu göstermektedir. Kuzeydeki dolin üzerindeki yapı bir okula aittir.

4. SİVAS JİPS KARSTINDAKİ POLYELER

Polyeler (Gölova), karstik arazilerde yer alan, konsolide olmayan çökellerle kaplı düz tabanlar, yeraltı drenajı ve genellikle yapısal jeolojik dokuyla kontrol edilen uzun bir şekil ile karakterize olan büyük depresyonlardır (Sweeting, 1972; Gams, 1978; Ford ve Williams, 2007; De Waele ve Gutiérrez, 2022 ve buradaki referanslar). Polyeler çoğunlukla topografik olarak kapalı havzalardır. Kaynaklardan, otojenik, allojenik akıştan ve doğrudan yağıştan su girişi alabilirken, su çoğunlukla düdenler (ponorlar) ve yaygın sızma yoluyla depresyonları terk eder (Bonacci, 1987). Polyelerde taşkın, polyelerin tabanı epifreatik zon içinde yer aldığı, tabanlarında su seviyesinin yükselmesiyle (yeraltı suyu taşması) veya polyeye giren suyun düdenlerin ve sızma bölgelerinin drenaj kapasitesini aşması nedeniyle genellikle taşkın meydana gelmektedir (örn., Sweeting, 1972, López-Chicano vd., 2002; Blatnik vd., 2017; Bayraktar vd., 2020).

De Waele ve Gutiérrez (2022) yakın zamanda yaptığı çalışmada, önceki sınıflandırmalardan (Sweeting 1972; Gams 1978, 1994; Ford ve Williams, 2007) esinle ve çok sayıda polye oluşumunda aktif faylanmanın oynadığı kilit rolü de dikkate alarak polyelerin yeni genetik bir sınıflandırmasını önermiştir. Bu sınıflandırma iki ana genetik grubu birbirinden ayırmaktadır: (1) Kalın bir tortul dolguya sahip, ancak karstik oluşumlar yoluyla yeraltı drenajına sahip, faylarla sınırlanmış tektonik havzalar olan neotektonik polyeler (örn., Mijatović, 1984; Gracia vd, 2003; Aiello vd., 2007; Sanz de Galdeano, 2013; Gökkaya, 2016; Doğan vd., 2017, 2019; Şimşek 2021 ve buradaki referanslar); (2) Esas olarak seçici erozyondan, özellikle de karstik kayalar üzerinde etkili olan çözeltisel denüdasıyondan kaynaklanan erozyonal polyeler. Erozyonal polyeler, jeolojik ve hidrolojik ortamlarına bağlı olarak taşma polyeleri, kenar polyeleri ve taban seviyesi polyeleri olarak sınıflandırılabilir. Bu kategoriler, neotektonik-kenar polyesi, taban

seviyesi-taşma polyesi gibi bazı kesişmeler gösterebildikleri gibi münhasır değillerdir. Taban seviyesi polyeleri, yer yüzeyinin çözünme ile alçalarak epifreatik zona ulaştığında başlar ve daha sonra kenarlardaki yamaçların geri çekilmesiyle yanal çözünme düzleşmesi ile genişleyerek su tablası tarafından kontrol edilen düz tabanlar oluşturur. Kenar polye, geçirimsiz kayaçlarla temas halindeki karstik kayalar (yani kontak karst) üzerinde etkili olan farklı çözünme alçılması sonucu meydana gelir. Bu tip polyeler genellikle asimetriktir ve karstik olmayan kayaçlarla örtülü kenardan önemli miktarda allojenik akış alır (örn., Gracia vd., 2002). Taşma polyeleri büyük ölçüde geçirimsiz ana kaya ile kaplıdır, ancak su girişi ve çıkışı genellikle kenarlardaki karstik kayalarda bulunan kaynaklar ve düdenler yoluyla sağlanır (örn., Gams 1978; Stepišnik vd., 2012).

Karst alanlarının genellikle engebeli ve verimsiz kaya mostralarını kesintiye uğratan düz zeminli polyeler, önemli toplumsal ve ekonomik öneme sahiptir. Geniş tarım arazilerine ev sahipliği yaparlar, nüfusun ve altyapının yoğunlaştığı alanlardır ve bazı durumlarda büyük mühendislik projeleri tarafından yönetilen suya doğrudan erişim sağlayabilirler (Milanovic, 2002; 2018; Bonacci, 2013). Bununla birlikte, polyeler bazen yüzlerce kilometrekareye kadar ulaşan ve insan faaliyetleri için önemlerine rağmen, karstta en az anlaşılmış yüzey yer şekillerinden biridir (De Waele ve Gutiérrez, 2022). Dahası, polye üzerine yapılan az sayıdaki jeomorfolojik araştırmanın büyük çoğunluğu karbonat kayalarına odaklanmıştır ve jips polyelerine yapılan atıflar oldukça azdır (Gutiérrez ve Cooper, 2013). Muhtemelen bu nedenle polye genellikle karbonat karstına endemik depresyonlar olarak tanımlanmaktadır (örn., Field 2002; Bonacci, 2004; 2013). Sauro (1996) jipste birkaç polye benzeri depresyondan bahsetmiş, ancak kökenleri hakkında bilgi vermemiştir (örn., dolin birleşmesi, çözünme kaynaklı sübsidans, çözünme ile düzleşme). Calaforra ve Pulido-Bosch (1999), Güney İspanya'daki Betik'lerde Triyas

evaporitlerinin iki diyapirinde bazı büyük düz tabanlı depresyonları polye olarak tanımlamıştır. Büyük olasılıkla bunlar, diyapirin örtü kayası altındaki evaporit çözünmesine bağlı olarak meydana gelmiş sübsidans havzalarıdır. Garay (2001), İspanya'daki İberya dağlarında Triyas evaporitleri üzerinde gelişmiş 1,1 km uzunluğundaki Prado de las Lagunas polyesinden bahsetmektedir. Segorbe köyünün 1 km güneyinde yer alan bu depresyon ara ara sular altında kalmakta ve düdenler aracılığıyla drene edilmektedir (Gutiérrez vd., 2008a). Nicod (2006), Alp ve Akdeniz ülkelerindeki jips anakayasası ile ilişkili göller üzerine yaptığı incelemede göllere ev sahipliği yapan bazı büyük depresyonları (Güney Fransa'daki Bonne Cougne Göleti, Fas'ın Orta Atlas'ındaki birkaç depresyon) polye olarak tanımlamıştır. Bununla birlikte, Nicod'un (2006) açıkladığı gibi, bunlar Triyas evaporitlerinin tabakalar arası çözünmesiyle ilgili sübsidans havzalarıdır. De Waele vd. (2017), Güney Sicilya'daki Messiniyen jipslerinin mostralalarında yapısal olarak kontrol edilen büyük polye benzeri depresyonları rapor etmiştir. Açık ya da kapalı olan bu havzalar, alüvyal ve gölsel çökellerin bulunduğu düz zeminler ve dik yamaçlarla karakterize edilmektedir.

Türkiye'de Sivas'ın geniş jips mostraları, karstik ve fluviyokarst yeryüzü şekillerinin istisnai ve nadir örneklerini sergilemektedir (Bknz. Bölüm 2 ve 3) ve geniş polyeler bu nadir örneklerdendir. Bazı yazarlar Sivas jips karstında polye varlığından bahsetmiştir, ancak 2022 yılına kadar Sivas polyeleri hakkında spesifik bir çalışma yapılmamıştı (Doğan vd., 2022; Gökkaya ve Gutiérrez, 2022). Alagöz (1967) Tödürge depresyonunu bir uvala (birleşik dolin) olarak yorumlamıştır. Waltham (2002), bazı polyelerin daha önce nehirlerin menderes kıvrımı tarafından işgal edilmiş olabileceğini öne sürmüştür. Doğan ve Özel (2005), Sivas jips karstının orta kesimindeki polyelerin tektonik yapılar tarafından kontrol edildiğini ve çözeltilsel derinleşme ve yanal

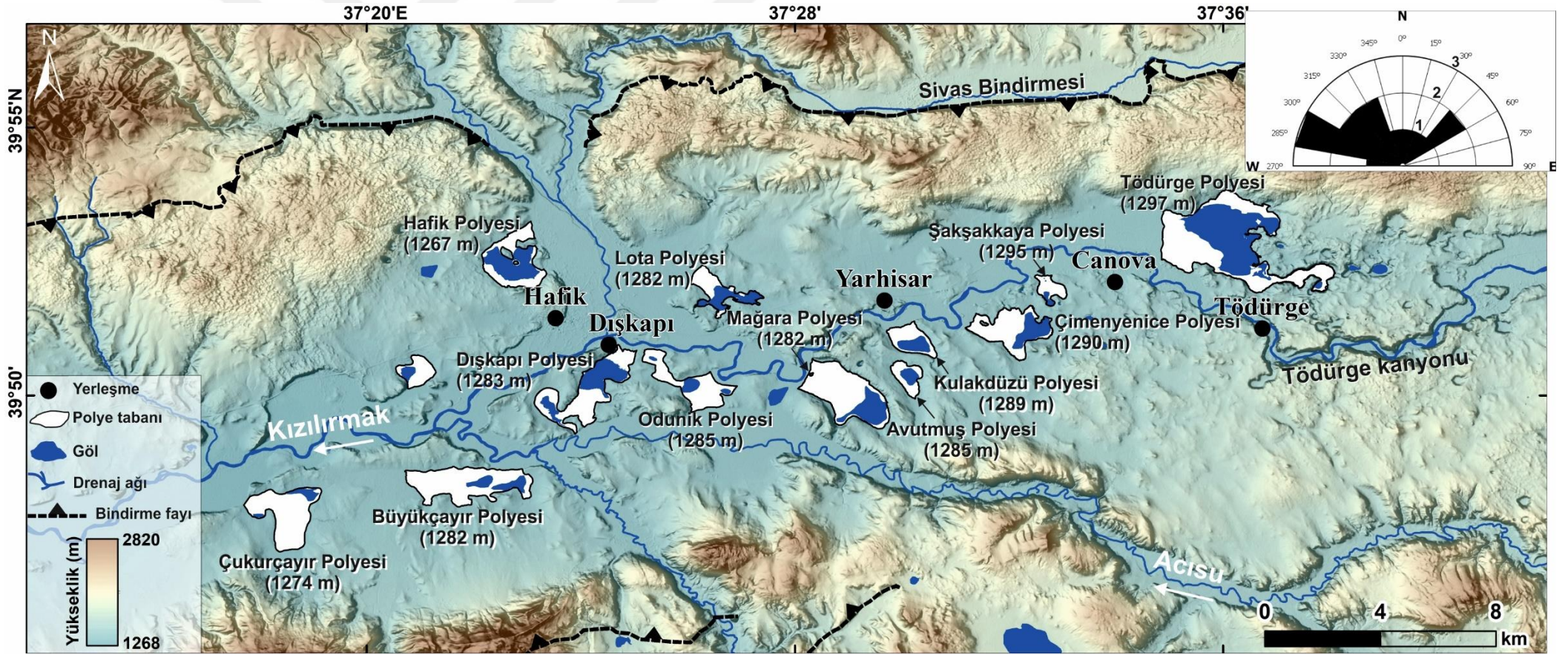
düzleşmeden kaynaklandığını öne sürmüştür. Doğan ve Yeşilyurt (2019) polye oluşumlarının, paleovadilerin kör vadilere ve ardından su tablasıyla ilişkili çözeltisel alçalma ve genişleme süreçleriyle polyelere dönüşmesini içeren evrimsel bir yoldan türediğini öne sürmüştür. Doğan vd. (2022) ise bu yer şekillerinin faylar tarafından kontrol edilen taban seviyesi polyeleri olduklarını belirtmiştir.

Büyük ölçüde ayrıntılı jeomorfolojik haritalama ve saha araştırmalarına dayanan tezin bu bölümün ana hedefleri şunlardır: (1) polyelerin geliştiği jeolojik ve neotektonik bağlamı anlamak; (2) polyelerin morfolojisi, morfometrisi ve hidrolojisinin yanı sıra polyelerle ilişkili mağaraları karakterize etmek; (3) polyelerin mekânsal dağılımlarını ve diğer yeryüzü şekilleriyle genetik ilişkilerini analiz etmek; (4) oluşumlarında yer alan ana süreçleri ve sonuçta ortaya çıkan tanısız yeryüzü şekillerini tanımlamak ve (5) bu istisnai polyelerin gelişimine izin veren ana kontrol faktörlerini değerlendirmek. Bildiğimiz kadarıyla bu tez kapsamında Sivas'ın jips polyelerine ilişkin yapılan bu çalışma, karst literatüründeki önemli bir bilgi boşluğunun kısmen doldurulmasına katkıda bulunarak, özellikle jips içindeki polyelere adanmış ilk çalışmadır (Gökkaya ve Gutiérrez, 2022).

4.1. Sivas jips polyelerinin temel karakteristik özellikleri

Sivas jips karstının orta kesiminde toplam on üç polye haritalanmıştır. Bu depresyonlar, Kızılırmak Nehri vadisi ve Sivas Bindirmesi'nin ön zonundaki antiformal jips sırtının güneyinde yer alan morfo-yapısal olukla mekânsal olarak ilişkili 38 km uzunluğunda ve DKD-BGB yönelimli bir kuşak oluşturur (Şekil 27). Kızılırmak Nehri vadisi, oldukça keskin ve doğrusal bir kuzey kenarı (antiformal sırtın arka yamacı) ve baskın bir KB-GD eğilimine sahip kalıntı vadiler tarafından oyulmuş daha hafif ve süreksiz bir güney kenarı ile genel olarak asimetric bir yapı sergiler. On üç polyeden dokuzu Kızılırmak Nehri'nin güneyinde, beşi ise bu ana drenaj ile onun kolu olan Acısu Nehri arasındaki

arasında kalan alanda yer almaktadır (Şekil 27). Polye alanları 1 ila 10 km² arasında değişmekte birlikte toplam 57 km²'lik bir değere ulaşmaktadır. Polyeler tüm depresyonları çevreleyen minimum sınırlayıcı poligonun kapsamı (211 km²) dikkate alındığında alanın %27'sini kaplamaktadır. Bu yüksek mekânsal oran, Sivas jips karstının bu lokalize kesiminde polye oluşum süreçlerinin oynadığı temel morfojenetik rolü göstermektedir. Polyelerin uzunlukları (ana eksenleri) 1,4 ile 6 km arasındadır ve çoğunlukla 1,1 ile 2,6 arasında değişen uzama oranlarıyla (uzunluk/genişlik) uzun bir plan geometrisi sergilerler (Tablo 4). On üç depresyondan dokuzu $\geq 1,4$ uzama oranına sahiptir. Diğer birçok karstik bölgenin aksine (Ford ve Williams, 2007; De Waele ve Gutiérrez, 2022), ana eksenlerin yönü, zayıf bir BKB - KB yaygın eğilimi ile önemli bir dağılım göstermektedir (Şekil 3A). Polyelerin plan şekli geometrisi oldukça değişkendir; doğrusal sınırlara sahip basit çokgenlerden, girintiler veya doğrusal uzantılar gösteren oldukça kıvrımlı kenarlara sahip karmaşık formlara kadar çeşitlilik gösterir. Bu özellik, polye çevresi ile polye alanına eşit alana sahip bir dairenin çevresi arasındaki oranla verilen 1,07 (Çetme Polye) ile 1,80 (Tödürge Polye) arasındaki yüksek sinüsellik indeksi aralığıyla yansıtılmaktadır (Tablo 4) (Panno ve Luman, 2018; De Waele ve Gutiérrez, 2022).



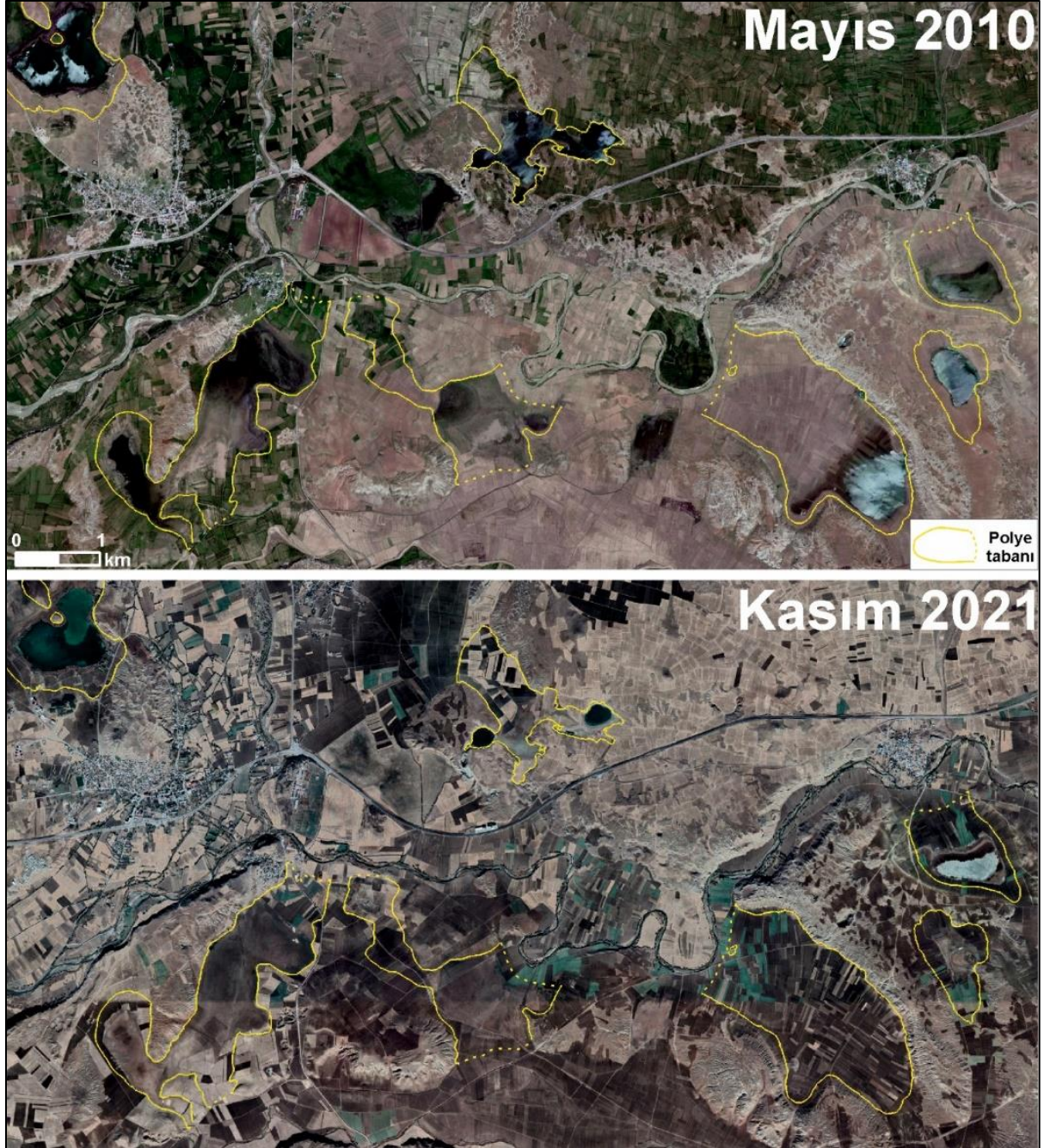
Şekil 27. Sivas Bindirmesi'nin yükselen blok antiformal sırtının güneyinde, Kızılırmak Nehri ile ilişkili polyelerin genel dağılımını gösteren rölyef modeli. İçteki gül diyagramı, polyelerin ana ekseninin yönelim sıklığını göstermektedir.

Tablo 4: Haritalanan polyelerin tipi, morfometrik parametreleri ve bazı özellikleri. Genetik tip: Vt: Terk edilmiş vadi; Vr: Relikt vadi; Db: Dolin birleşmesi. Ua: Uzama oranı (L/W); Aey: Ana eksenin yönü; Ymt: Polye tabanının minimum yüksekliği; Yts: Polye bitişiğindeki taban seviyesinin yüksekliği; D: Polye'nin en yüksek topoğrafik sınır noktası ile Ymt arasındaki yükseklik farkı ile verilen depresyon derinliği; Si: Sinüozite indeksi; Göl, G: Geçici; D: Daimi; Topografya, K: Kapalı; YK: Yarı kapalı.

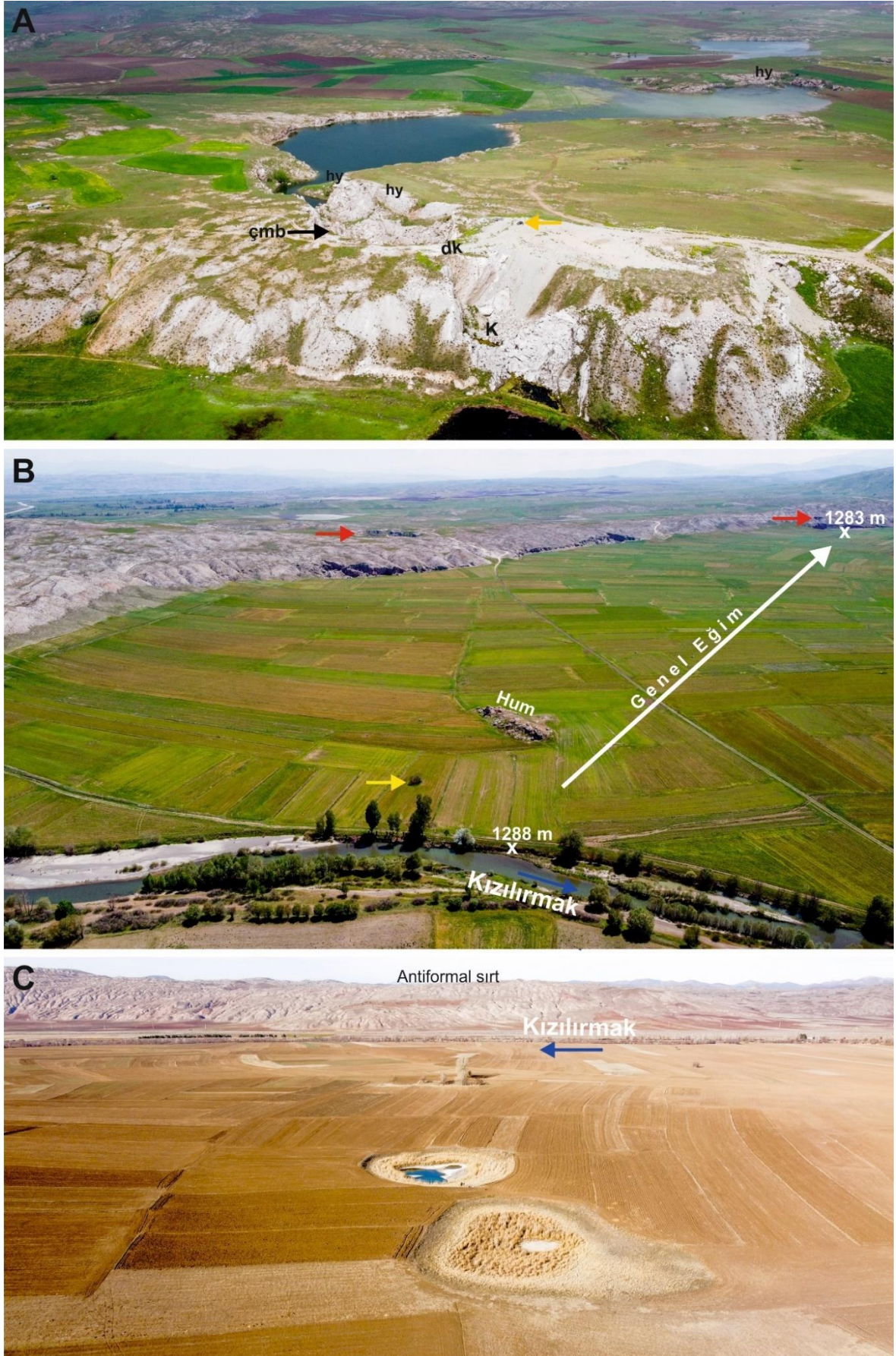
Adı	Genetik tip	Alan (km ²)	Uzunluk (km)	Genişlik (km)	Çevre (km)	Ua	Aey	Ymt (m)	Yts (m)	D (m)	Si	Göl	Topografya
Dışkapı	Vt	6.40	3.97	2.25	10.76	1.76	48	1283	1284	83	1.20	G	K
Odunik	Vt	3.77	3.10	1.96	9.18	1.58	124	1285	1286	88	1.33	G	K
Avutmuş	Vr	2.04	2.10	1.43	5.83	1.47	151	1285	1289	60	1.15	G	K
Büyükçayır	Vr	8.28	6.00	2.28	14.50	2.64	93	1282	1283	54	1.42	G	YK
Çimenyenice	Vr	3.54	2.66	1.93	8.32	1.38	107	1290	1295	71	1.25	G	K
Çukurçayır	Vr	7.01	3.81	2.67	10.69	1.43	24	1274	1274	79	1.14	G	YK
Kulakdüzü	Vr	1.67	2.10	1.24	5.15	1.70	118	1289	1291	48	1.12	G	K
Mağara	Vr	5.13	3.16	2.14	9.10	1.48	144	1282	1288	96	1.13	G	K
Şakşakkaya	Vr	0.98	1.43	1.03	4.27	1.38	131	1291	1299	34	1.22	G	K
Lota	Vr (Db)	2.02	2.17	1.61	7.34	1.34	170	1245	1285	55	1.46	G	YK
Çetme	Db	1.55	1.54	1.38	4.71	1.12	15	1278	1278	54	1.07	G	K
Hafik	Db	4.76	3.33	2.62	10.83	1.27	42	1285	1289	105	1.40	D	YK
Tödürge	Db	9.92	5.25	3.36	20.06	1.56	118	1269	1302	80	1.80	D	YK

Analiz edilen jips polyeleri, kil ve silt bakımından zengin tortularla kaplı son derece düz tabanlarla karakterize edilir ve yerel olarak çökme, örtü göçü dolini veya sarkma süreçleriyle ilgili örtü sübsidans dolinleriyle (Gutiérrez vd., 2008b; Gutiérrez, 2016) kesintiye uğrar (Örn. Mağara, Çimenyenice, Şakşakkaya; Odunik; Şekil 22A, 29). Yerel olarak Kızılırmak Nehri'nin taşkın yatağının altında kalan depresyonların tabanı, su tablası salınım zonu (epifreatik zon) içinde yer almaktadır. Tüm depresyonlar ya geçici ya da Hafik ve Tödürge polyeleri gibi kalıcı göllere ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 28, 29A, 30). Sekiz polye, Kızılırmak veya Acısu nehri ile ilişkili açık kenarlar sergiler ve polye tabanı ile taşkın ovası arasında belirsiz bir sınır gösterir (Şekil 29B). Bu polyeler, bitişik vadilerin altında yer alan tabanları ve içsel olarak sularını drene ettikleri, ancak yüzey sularını çift yönlü olarak ilgili akarsu sistemleri ile değiştirebildikleri için yarı kapalı polyeler olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 29B). Polyeler iki tür taşkından etkilenebilir: (1) su tablasının

yükselmesiyle oluşan yeraltı suyu taşkını (Şekil 28) ve (2) allojenik Kızılırmak Nehri'nin taşkınları sırasında su akışının bitişik depresyonlara nüfuz ettiği yüzey suyu taşkını. Bu depresyonlar aynı zamanda doğrudan yağışlardan, sınırlı yüzey havzalarından kaynaklanan yüzey akışından ve sınırlı beslenimli kaynaklardan su girdisi almaktadır.



Şekil 28. Polyelerin tabanında yeraltı suyu taşkını sonucu oluşan geçici göllerin gelişimini gösteren farklı tarihlere ait uydu görüntüleri (Google, 2022: Maxar Technologies; Airbus). Mayıs 2010 görüntüsünde, polye tabanındaki göller çoğunlukla siyah görünmekle birlikte güneş ışığının geliş açısına göre beyaz- mavi, beyaz da görünebilmektedir.



Şekil 29. Lota, Mağara ve Şakşakkaya polyelerinin drone görüntüleri. **A:** Taban suyu seviyesinin yükseldiği dönemde göle ev sahipliği yapan Lota Polyesi. Çökmüş mağara bölümünde (çmb) kaya

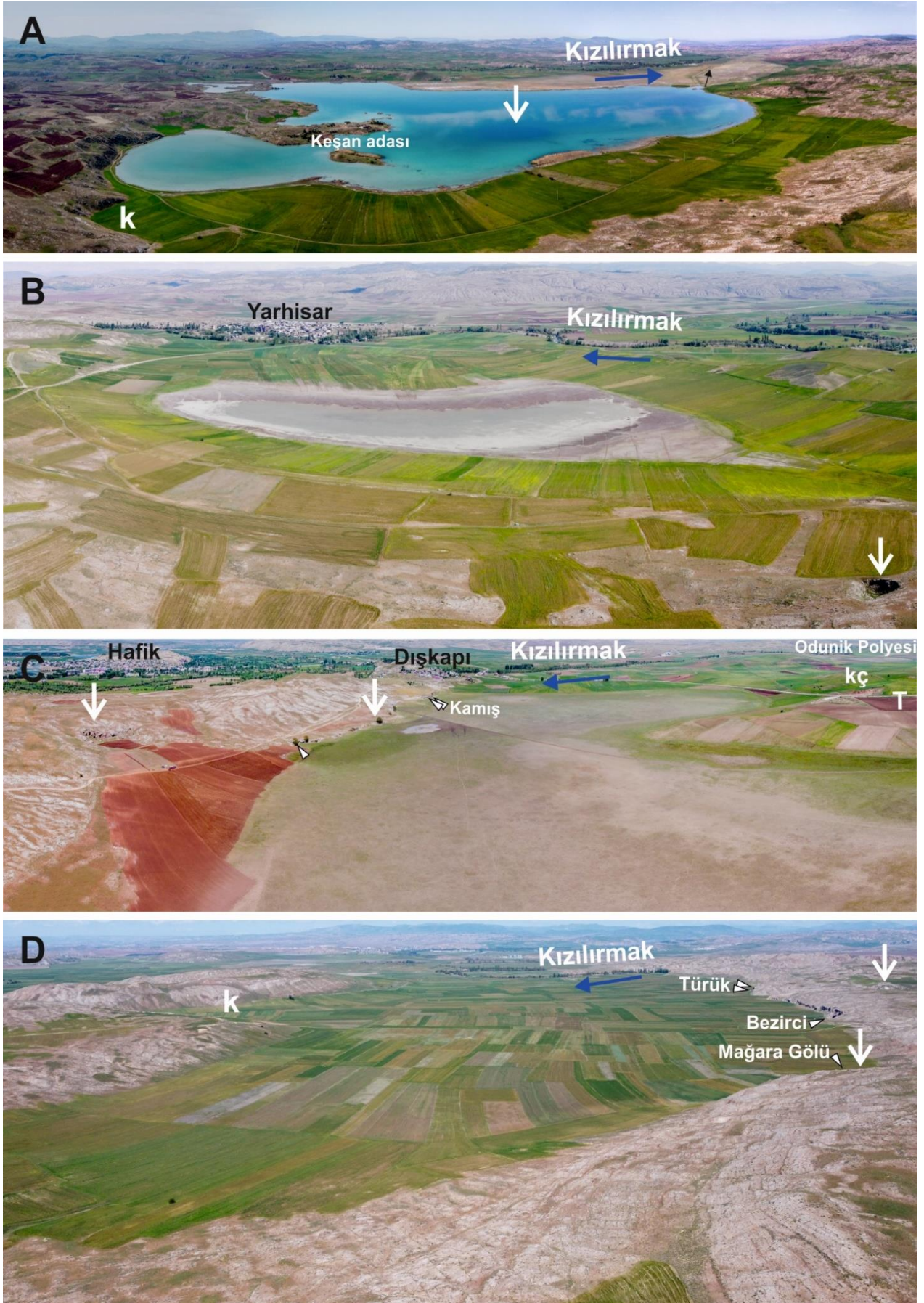
düşmeleri ve jips sarplığı ile belli olan güncel heyelanlar (hy) ve düden yer almaktadır. Bu düdenden yer altına drene olan sular doğal köprü'nün (dk) güneyindeki kaynaktan (K) çıkmaktadır. Sarı ok ölçek için arabayı göstermektedir **B**: Yarı kapalı Mağara polyesi. Polye tabanı ile Kızılırmak Nehri'nin taşkın ovası arasında belirgin bir sınır yer almamaktadır. Nehir, polye tabanından daha yüksekte yer alır ve alanda genel eğim nehirden polye tabanına doğrudur. Polyenin GD'daki alçak kesimi geçici göl alanına karşılık gelmektedir. Kırmızı oklar ana kaya çökme dolinini, sarı ok örtü sübsidans dolinine işaret etmektedir. Polye tabanında yer alan huma dikkat ediniz. **C**: Şakşakkaya Polyesi'nin tabanında gelişmiş ana kaya-örtü çökme dolinleri. Dolinlerin içerisinde taban suyunu yansıtan geçici ve kalıcı göller yer almaktadır. Arka planda antiformal jips sırtının arka yamacı yer almaktadır.

Polye kenarları ya yumuşak dereceli eğimler ya da dışbükey-dikey profilli yamaçlar sergiler (Şekil 30, 31). Bunlardan ilki hem jips hem de killi ana kayada görülür ve genellikle ince taneli yüzey yıkanması çökellerinin düşük eğimli ön kısımlarına doğru derecelenir. Sarp yamaçlar her zaman jips ile ilişkilidir ve taşkın veya göl sularının ana kaya ile etkileşime girdiği ve çözünmeye bağlı olarak alttan oyulmaya-kesilmeye neden olduğu yerlerdir (Şekil 30, 32). Alttan oyulan yamaçlar çoğunlukla kaya düşmeleri ve devrilmeleri ile gerilemektedir ve çözünme ile hızla aşınan jips bloklarının birikmesine neden olmaktadır (Şekil 31). Tabanda çözünmeyle alttan oyulma ve kütle aşındırma süreçlerinin birleşik etkisiyle yamaç hızlıca geri çekilir., Birleşik etkiyle keskin bir yamaç kırılmasıyla ayrılan bir üst dışbükey bölüm ve bir alt dikey sarplık ile geçişli yamaç profilleri ortaya çıkar (Şekil 31, 32). Üstteki yumuşak eğimli bölüm tipik olarak iyi gelişmiş bir regolit ve tünemiş vadiler sergiler, bu da yamacın geri çekilmesinin denge profilini koruma kapasitelerini aştığını gösterir (Şekil 31 A, B; 32). Alt sarp bölüm genellikle polye tabanı ile keskin bir birleşim, bol miktarda kaya düşmesi izleri ile taze bir görünüm ve bazıları küçük taşkın suyu etek mağaralarına (footcaves) karşılık gelen düdenler de dahil olmak üzere dipte yaygın çözünme unsurları gösterir. Bölgesel taban seviyesine yani allojenik nehirlerle doğru olan yeraltı drenaj yolları bilinmemekle birlikte, düdenler ana

su tahliye unsurları olarak işlev görmektedir. Bazı düdenler, Kızılırmak Nehri'ndeki taşkınların yükselme aşamalarında, taşkın suyunu yeraltı akış yolları aracılığıyla vadiden bitişik depresyonlara aktarabilecek kaynaklar, yani estaveller olarak da işlev görebilir.

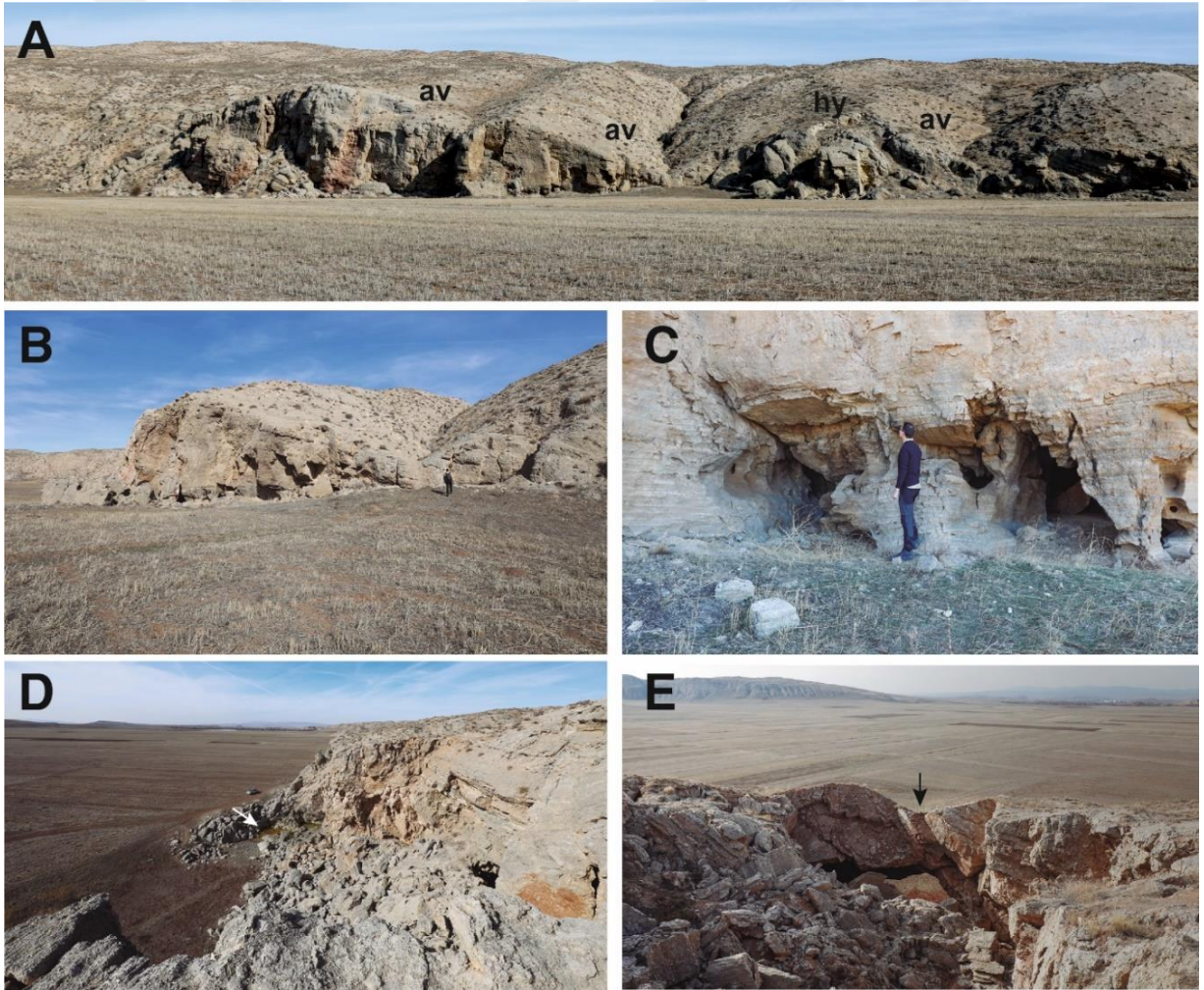
Mağara, Dışkapı, Lota, Şakşakkaya, Tödürge gibi bazı polyelerin kenar yamaçları, düdenler ve etek mağaraları ile mekânsal olarak ilişkili olabilen büyük ana kaya çökme dolinleri tarafından delinmiştir. Bu dolinlerin bazıları, tünemiş ve başı kesilmiş yarıntılar (gully) ve rüzgâr boşluklarından anlaşıldığı üzere drenajları bozmuştur (Şekil 8). Düdenlerin ve ilgili etek mağaralarının kenarlarında, taze yamaç hareketleri ve parçalanan breşler de dahil olmak üzere bol miktarda yamaç duraysızlığı belirtisi bulunmaktadır (Şekil 31, 32). Bu kaya çökmesi süreçleri, dolinler ile polyeler arasındaki köprüyü veya eşiği azaltma eğilimindedir (Şekil 32). Nihayetinde, polye kenarlarında yer alan çökme dolinlerinin ve polyenin genişlemesi, buna ek olarak mağara çatı çökmesi ile polye depresyonuna dahil olabilir ve Mağara, Lota, Tödürge gibi bazı polyelerin kenarının doğrusal eğilimini kesintiye uğratan yerel körfezlere, amfityatro şeklinde girintilere yol açmıştır (Şekil 30 A, D).

Morfo-hidrolojik özellikleri ve diğer yeryüzü şekilleriyle olan kartografik ilişkileri göz önünde bulundurulduğunda polyeler üç tipe ayrılabilir: (1) relik vadilerde gelişen polyeler; (2) terk edilmiş vadi kesimlerinde gelişmiş polyeler; ve (3) ana kaya çökme dolinlerinin birleşmesiyle gelişen polyeler.



Şekil 30. Polyelerin drone görüntüleri. Arka planda Kızılırmak Nehri. Beyaz oklar ana kaya çökme dolinlerini işaret etmektedir. Beyaz üçgenler düdenlerin ve/veya mağara ağzlarının konumunu

göstermektedir. **A:** İçerisindeki daimi Tödürge Gölü ile birlikte Tödürge Polyesi. Göldeki beyaz ok, daha koyu bir tonla ayırt edilebilen, gölün içerisinde gelişmiş çökme dolinine işaret etmektedir. Eski ana kaya çökme dolinlerinin polye tabanına dahil olmasıyla oluşan yerel körfezlere (k), amfiteyatro şeklinde girintilere dikkat ediniz. Arka plandaki siyah ok yapay drenaj kanalına işaret etmektedir. **B:** Geçici bir göle sahip Kulakdüzü Polyesi. Bu açık polye tabanının Kızılırmak Nehri'nin taşkın yatağıyla birleşmektedir. Polye tabanındaki açık renkli bölüm geçici göl alanıdır. **C:** Terk edilmiş bir vadi kesiminde gelişmiş Dışkapı Polyesi ve önceden var olan drenajın terası (T) ve terasın içerisine açılan çalıs kum-çakıl ocağı (kç ile etiketlenmiştir). Bu yarı kapalı polyenin tabanı Kızılırmak Nehri'nin taşkın yatağı ile birleşmektedir. Arka planda Odunık Polyesi'ne dikkat ediniz. **D:** Mağara Polyesi, sağda taşkın suyu etek mağaraları ve düdenleri ile dik bir kenar sergilemektedir. Solda eski bir dolinin polye tabanına dahil olmasıyla oluşan yerel körfez (k) yer alır.



Şekil 31. Mağara Polyesi'nin sarp KD kenarının görüntüleri. **A:** Asılı vadiler (av), kaya düşmeleri ve kavisli izi ile belli olan yeni bir heyelanla (hy) birlikte jips sarplığı. **B:** Şekil A'nın merkezindeki asılı vadinin yakından görünümü. Sarlığın zirvesinde, eğimde keskin bir kırılmaya ve polye tabanında biriken kaya düşmelerine dikkat ediniz. **C:** Türuk taşkın suyu mağarasının girişleri,

büyük ölçüde sarplığın eteğindeki epifreatik zon içindeki eklemler tarafından kontrol edilmektedir. **D:** Polye tabanının birkaç desimetre altında yer alan su tablasına atfedilebilecek bir yüzey suyu kütlesi ile Bezirci Düdeni (beyaz ok). 1966-1973 yılları arasında (hava fotoğraflarının karşılaştırılması) çözünme ile alttan oyulma sonucunda sarplıkta meydana gelen taze kaya düşmesine dikkat ediniz. **E:** Mağara Gölü Düdeni ile ilişkili mağaranın çökmesiyle oluşmuş ana kaya çökme dolini. Doğal köprüünün üzerinde, mağara tavanının çökmesi sonucu oluşan rüzgâr boşluğu (siyah ok) yer almaktadır. Yine mağara çatısının çöküşüyle ilgili blok bakımından zengin breşler dolin içerisinde yer almaktadır.



Şekil 32. Mağara Polyesi'nin KD dik yamacındaki Mağara Gölü düdeninin-mağarasının asılı vadiler (av) ve kaya düşmeleriyle birlikte drone görüntüsü. Dolinin batı kısmı 1966 ve 2015 yılları arasında çökmüştür. Ok, tektonik kırılma tarafından kontrol edilen geniş açık çatlağı işaret etmektedir. Dolin nihayetinde polye ile birleşerek polye kenarında bir girinti oluşturacaktır. Düdenin konumu için Şekil 33'e bakınız.

4.2. Relikt vadilerle ilişkili polyeler

Kuzey antiformal sırtın güneyindeki jips mostraları genellikle geniş, düşük eğimli relik vadiler sergilemektedir (bkz., Bölüm 2.2.1). Bunlar, dolin ve polye gibi karst

depresyonları tarafından büyük ölçüde bozulmuş eski bir drenaj ağının kalıntılarıdır. Haritalanan on üç polyeden sekizi, relikt vadilerin alt kesimleriyle ilişkili olarak meydana gelmiştir (Tablo 4; Şekil 33). Relikt vadilerin tabanı net bir uzunlamasına eğim gösterirken, polye tabanının kenarında neredeyse yatay bir eğime ulaşmaktadır. Bu eğim kırıklığı zonlarında Büyükçayır Polyesinde olduğu gibi karst kaynakları oluşabilir. Büyük ölçüde KB-GD doğrultulu kalıntı vadilerin aşağı kesiminin düzleşmesi ve genişlemesiyle ilişkili olan bu polyeler, tipik olarak ilgili vadinin bir mirası olarak vadinin yönelimi ile uyumlu bir doğrultu sergilemektedir. Bununla birlikte, bazı polyeler birkaç relikt vadinin ağzında görülür, kabaca çapraz bir yönelim gösterir (örn., Büyükçayır, Çimenyenice) ve birkaç depresyonun birleştiğini gösterir (Şekil 27, 33). Genel olarak, relikt vadilerle ilişkili polyeler, Büyükçayır Polyesi'ne karşılık gelen en yüksek değer olan 2,64 ile yüksek uzama oranları ve nispeten basit ana hatlarını yansıtan orta sinüsellik indeksleri ($\leq 1,4$) göstermektedir (Tablo 4).

Relikt vadilerle ilişkili Mağara, Kulakdüzü, Çimenyenice, Şakşakkaya polyelerinin tabanı Kızılırmak Nehri'nin taşkın ovası ile birleşiktir (Şekil 33). Bununla birlikte, bu depresyonların en derin kısımları Kızılırmak Nehri'nden daha düşük kotlarda yer almaktadır (Tablo 4'deki yükseklik farklarına bakınız). İlginç bir şekilde, polyelerin en alçak alanları ve geçici gölleri depresyonların karşı güneydoğu kesiminde görülmektedir (Şekil 28, 29, 33). Sonuç olarak, bu polyeler, taşkın olayları sırasında komşu allojenik nehirden önemli miktarda su girdisi alabilen, içten drene edilmiş alanlara sahip yarı kapalı depresyonlar olarak düşünülebilir. Örneğin, Mağara ve Çimenyenice polyelerinin tabanı, GB kesimlerinde Kızılırmak Nehri'nden sırasıyla 6 ve 5 m aşağıda yer almaktadır (Tablo 4).



Kızılırmak ve Acısu Nehirlerinin birleştiği bölgede yer alan ve tabanı Kızılırmak'ın taşkın yatağı ile bağlantılı olan KB-GD doğrultulu Mağara Polyesi, relikt bir vadinin ağız bölgesinde gelişmiş bir polye için iyi bir örnektir (Şekil 29B, 30D, 33). Bu polye, GB tarafında yumuşak eğimler gösterirken; KD kenarı, asılı vadiler ve çok sayıda kaya düşmesi ile sarp yamaçlar sergilemektedir. Bu, polye genişlemesinin şu anda depresyonun KD kenarı boyunca aktif olduğuna işaret etmektedir (Şekil 31, 32). Sarp kenar, etekleri boyunca bol miktarda çözünmeye bağlı oyulma kanıtları sergilemekte ve yerel olarak, aşağıda açıklanan bir kısmı erişilebilir durumda olan mağaralarla bağlantılı düdenler göstermektedir. Taşkın olayları esas olarak polye tabanının en alt GD kesimini etkilemektedir (Şekil 28). Geçici gölün kenarındaki Mağara Gölü düdeni muhtemelen polyeyi drene eden ana düdendir (Şekil 32). Ancak su polyenin KD kenarı boyunca açılan çoklu çözeltisel kanallar aracılığıyla yeraltına drene olabilir. Polyenin bu kenarında ayrıca üç adet ana kaya çökme dolini bulunmaktadır (örn., Taşlıgöl ana kaya çökme dolini, Şekil 15, 33). Mağara Gölü ana kaya çökme dolini, düden ile ilişkili bir mağaranın çökmesi ile ilgilidir (Şekil 32) ve Bezirci Düdeni, depresyonun en alçak noktasıdır ve burada bir su tablası gölü bulunmaktadır (Şekil 31D). Polyenin GB tarafında yaklaşık 400 m²'lik bir alana sahip büyük bir körfez bulunmaktadır ve bu çukurluk büyük olasılıkla polye ile birleşmiş eski bir ana kaya çökme dolinine karşılık gelmektedir (Şekil 30D, 33). Bu çalışma için polye tabanının güneydoğu-orta kesiminde açılan sondaj (Şekil 34) yukarıdan tabana doğru: (1) detritik bir örtü olarak yorumlanan ikincil kalsiyum karbonatlı 11 m masif silt ve kil; ve (2) tabana doğru giderek artan bir şekilde jips parçaları ile kil bakımından zengin 14 m'den daha kalın bir çözünme kalıntısı (Şekil 33). Bu sondaj ile sert, ayrışmamış ana kayaya ulaşılammıştır. Polye tabanında en az üç adet örtü sübsidans dolini bulunmaktadır (Şekil 9). Bunlardan en doğudaki, 1973-2015 yılları arasında oluşmuş 9 m genişliğinde bir örtü çökmesi dolinidir (Şekil 22A). Polyenin düz zemini, kuzeybatı

kesiminde, bir hum'a karşılık gelen, yüksek derecede karstlaşmış ve altı kesilmiş kalıntı tepe niteliğindeki jips mostrası ile kesintiye uğramaktadır (Şekil 29B, 33).

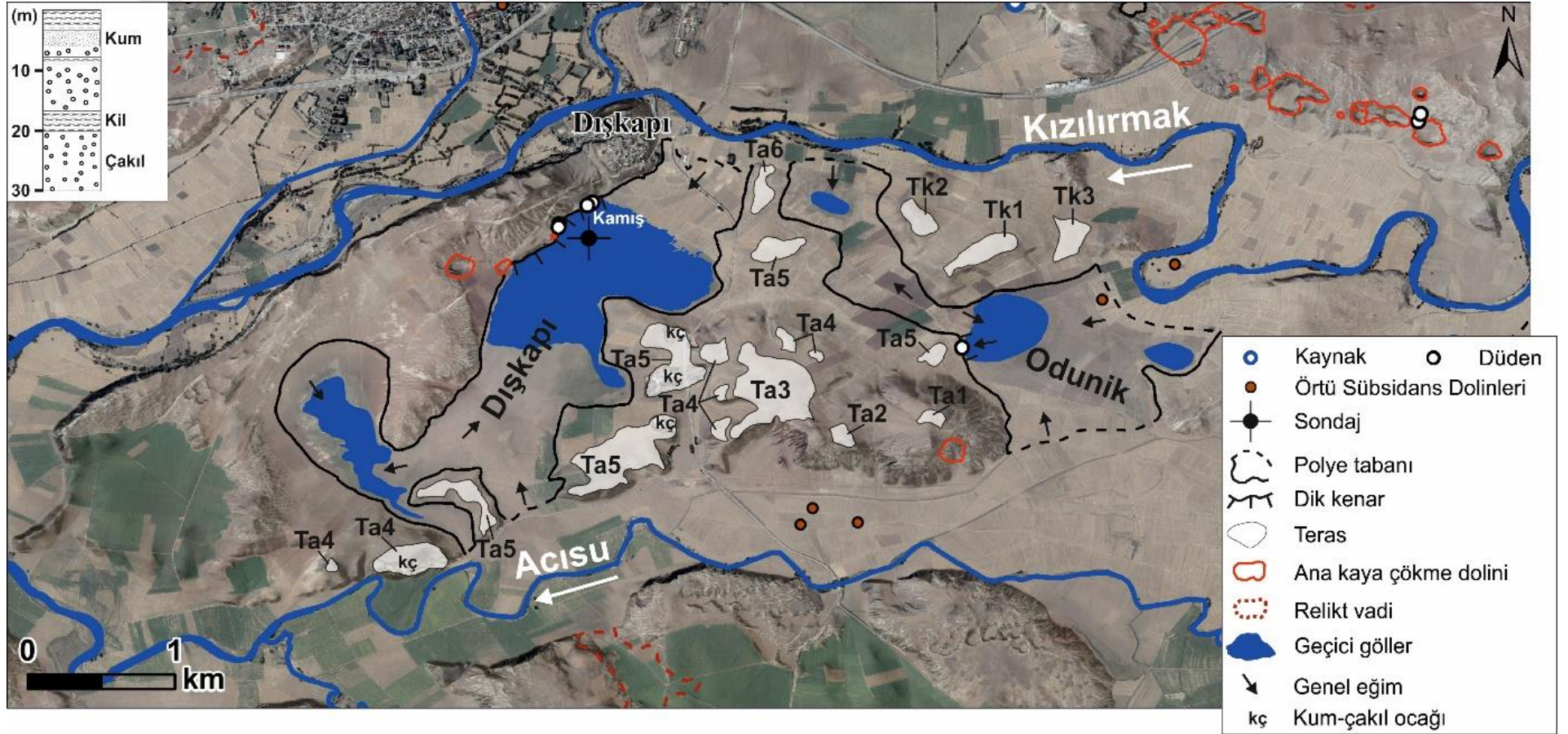


Şekil 34. A: Mağara polyesi tabanının güneydoğu-orta kesiminde yapılan darbeli sondaj. **B:** Sondaj ile elde edilen ikincil kalsiyum karbonatlı kil ve siltlerden oluşan detritik çökel.

Lota Polyesi, Kızılırmak Nehri vadisinin kuzey kenarında yer alan KB-GD doğrultulu bir depresyondur. Bu polyede, güneyde düzensiz bir dış hat (sinüzite indeksi 1.46), kalıcı göllere ev sahipliği yapan depresyonla iç içe çökme dolinleri (Şekil 29A) ve taze yamaç hareketleri ve alttan oyulmuş yamaç kenarları gözlenmektedir. Bu polyenin kökeni, relikt vadilerle ilişkili polyeler ile dolinlerin birleşmesiyle ilgili polyeler arasında bir geçiş durumu göstermektedir. Alagöz'e (1967) göre, batı ve doğu dolin gölleri düşük su tablası dönemlerinde sırasıyla 8 ve 35 m derinliğe ulaşmaktadır. Su seviyesinin yüksek olduğu dönemlerde polyenin büyük bir kısmı sular altında kalmakta ve göller birleşmektedir (Şekil 28). Kızılırmak'ın taşkın yatağına kısmen çökmüş kuzeydoğu yönelimli bir mağara aracılığıyla bağlanan batı düdeni, polye için ana su çıkışı işlevi görmektedir (Şekil 29A). Su, Kızılırmak Nehri'nin taşkın yatağındaki alçak bataklık alanın kenarındaki bir kaynaktan çıkar ve yapay bir kanalla tahliye edilir.

4.3. Terk edilmiş vadi kesimlerinde gelişen polyeler

Dışkapı ve Odunik polyeleri, birbirleri arasında yaklaşık 3 km mesafe olan B yönüne akan Kızılırmak ve Acısu nehirleri arasında yer almaktadır (Şekil 35). Dışkapı Polyesi KD-GB yönelimine sahipken, Odunik Polyesi KB-GD yönlü uzanıma sahiptir. İki polye arasında, büyük ölçüde bozulmuş yüzeyleri olan çakıllı teraslarla örtülü ve mevcut drenajla büyük ölçüde bağlantısı kesilmiş bir jips rölyefi bulunmaktadır. Burada Acısu Nehri'ne atfedilebilecek altı teras seviyesi göreceli yüksekliklerine göre ayırt edilmiştir (Ta1: +73 m; Ta2: +67 m; Ta3: +53 m; Ta4: +34 m; Ta5: +20 m; Ta6: +9 m). Bu teraslar, özellikle Ta4 ve Ta5, rölyefin en yüksek kesimi (Ta1, Ta2, Ta3) etrafında kavisli bir dağılım göstermektedir. Bu dağılış düzeni, Acısu Nehri'nin eskiden açık bir kıvrım oluşturan eski bir vadi bölümünü yansıtmaktadır. Nihayetinde, vadi menderesi kesilmiş ve polye, vadi menderesinin terk edilmiş iki kolunda gelişmiştir. Odunik polyesinin kuzeyinde, Kızılırmak Nehri'nin terasları kuzeye doğru basamaklı bir şekilde yer almaktadır (Tk1: +42 m; Tk2: +39 m; Tk3: +20). Terasların ve günümüz nehir kanallarının dağılımı, Acısu vadisinin yolundaki değişikliğin Ta6 terasının oluşumundan bir süre sonra ve Kızılırmak Nehri'nin Hafik yerleşmesinin kuzeydoğusunda bulunan büyük girintinin desteklediği gibi daha kuzey bir konumda bulunduğu zaman meydana geldiğini göstermektedir. Vadi bölümünün terk edilmesi, Dışkapı Polyesinin tabanının altındaki flüviyal çakılların varlığı ile de desteklenmektedir (Şekil 35).



Şekil 35. Her ikisi de Acisu Nehri'nin terk edilmiş vadi bölümünde gelişmiş olan Dışkapı ve Odunik polyelerini gösteren röllyef modeli üzerinde ortofoto görüntüsü. Acisu Nehri'nin terasları (Ta4 ve Ta5), şu anda polyeler tarafından kullanılmakta olan eski vadi menderesleri hakkında çıkarım yapılmasına olanak sağlamaktadır. Kesikli çizgiler, polye tabanı ile komşu nehirlerin taşkın yatakları arasındaki kesin olmayan sınırı göstermektedir. Haritaya eklenen stratigrafik kesit, Dışkapı Polyesi'nde kaydedilen örtü çökellerinin yapısını göstermektedir.

KD-GB doğrultulu Dışkapı Polyesi, eski bir tek veya birleşik ana kaya çökme dolininin polyeye dahil olmasına atfedilebilecek GB kesiminde geçici bir göl ile büyük bir yarı dairesel girinti göstermektedir. Polye tabanı, yerel olarak Kızılırmak ve Acısu nehirlerinin taşkın yatak seviyesinin altında yer almasına rağmen (Tablo 1), depresyonun her iki ucunda da bu nehirlerle bağlantı kurmaktadır. Polye, alüvyonlarla kaplı rölöyle ilişkili yumuşak eğimlere sahip oldukça kıvrımlı bir güneydoğu kenarına sahiptir. Buna karşılık, KB kenarı çoğunlukla doğrusal bir jips sarplığı ile tanımlanır ve çok sayıda çözünmeyle ilişkili alttan kesilme, kaya düşmeleri, düdenler ve taşkın suyu etek mağaraları (örneğin, Kamış Mağarası) kanıtı içerir. Bu polye, su seviyesinin yükselmesi (Şekil 28) ve komşu Kızılırmak ve Acısu nehirlerinden gelen sel sularının birleşmesiyle taşkına maruz kalabilir. Polye esas olarak KB kenarı boyunca yer alan düdenler ve mağaralar tarafından Kızılırmak Nehri'ne doğru yeraltına drene edilir. Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından polye tabanında açılan bir sondaj kuyusu (bkz. Şekil 35'teki konum ve basitleştirilmiş log) ana kayaya ulaşmadan 30 m'de konsolide olmayan çökellere ulaşmıştır. Kalınlığı 14 m olan alt kısımda flüvyal çakıllar hakimken, üstteki 6 m çoğunlukla ince taneli fasiyeslerden oluşmaktadır. Örtünün bu denli kalın olması jips çözünmesine bağlı sinsedimanter çökme veya alüvyon dolgulu paleodolinlerin varlığı ile doğrudan ilişkili olmalıdır (Gutiérrez ve Cooper, 2013 ve buradaki referanslar). Odunık Polyesi'nde üç geçici göl bulunmaktadır ve polye tabanı komşu drenajların taşkın yataklarına bağlıdır. Merkezi geçici gölün GB kenarındaki kavisli bir jips dikliğinin eteğinde bir düden bulunur. KD tarafında, Kızılırmak Nehri'nin bir menderes halkasının GB göçü ile polye boyutu küçülmüştür.

Dışkapı Polyesi'nin kenarlarında yer alan bazı teraslarda kazılan kum-çakıl ocakları (kç, Şekil 35), paleodolinlerin çarpıcı örneklerini sergilemektedir (Şekil 36). Bu

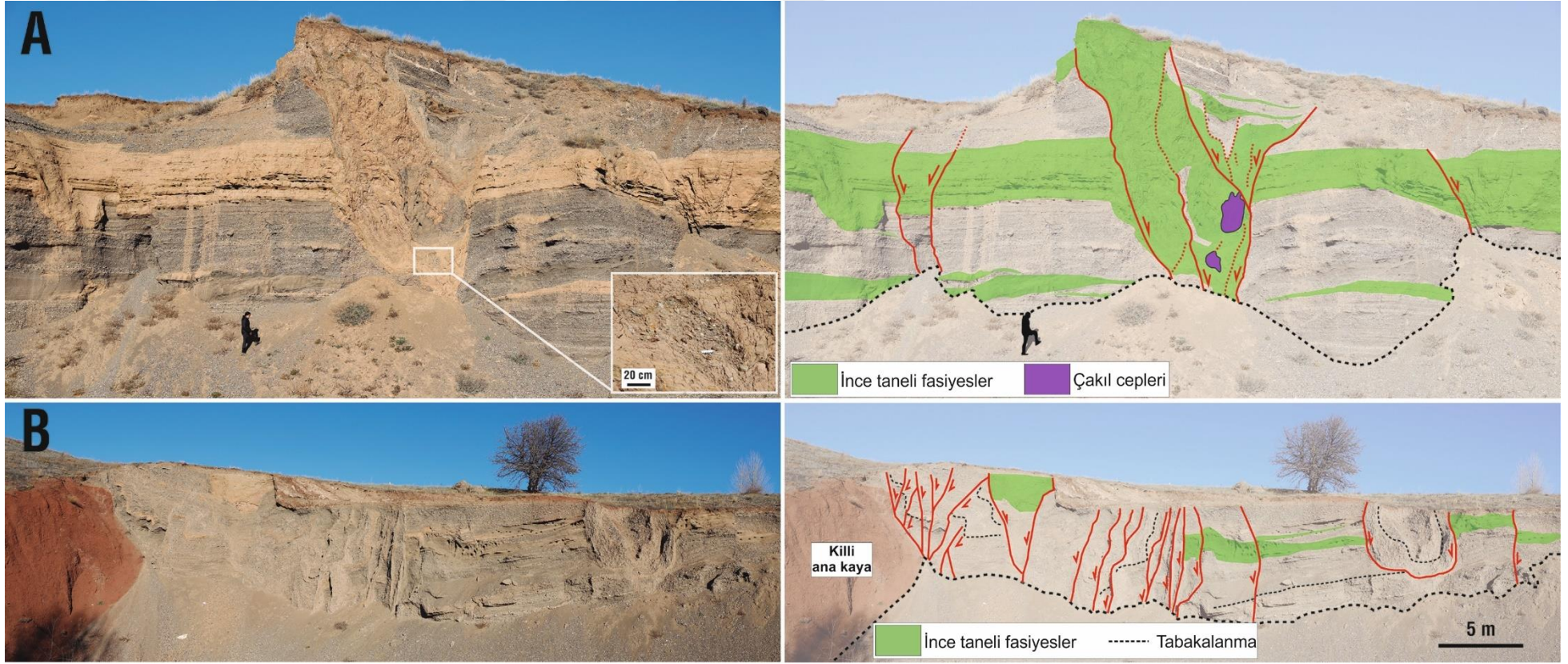
ocaklarda gözlenen akarsu çökelleri kesiti esas olarak, sübsidansla ilişkili deformasyonun karakterizasyonu için değerli işaretler oluşturan ince taneli fasiyeslere sahip düzlemsel tabakalarla çakıllardan oluşan ara katmanlardan oluşmaktadır. Çökme yapıları çoğunlukla iyi tanımlanmış çökme fayları ile sınırlandırılmış örtü çökmesi paleodolinleridir. Bazı durumlarda örtü çökmesi ve sarkma paleodolinleri olarak tanımlanabilirler. Aşağı düşen sedimentlerde, sandık benzeri ve kılıf kıvrımları da dahil olmak üzere aşağı doğru önemli miktarda bükülme görülmektedir (Şekil 36). Çökme fayları, yeniden yönlendirilmiş dokulara sahip ve ikincil karbonat birikimi ile sertleşmiş iyi tanımlanmış makaslama zonları ile kendini gösterir. Bu fay düzlemleri ile ilişkili yataklar tipik olarak yüksek genlikli sürüklenme kıvrımları sergiler, bu kıvrımlar büyük olasılıkla çökmelerinden kısa bir süre sonra yumuşak sediment içerisinde gelişmiştir. Çökme normal fayları; dikey, içe dalma ve dışa dalma yapıları şeklinde yalancı ters faylar şeklinde olabilmektedir. İçe doğru eğimli faylar, çöken tortulların giderek daha küçük bir kesite nüfuz ettiği huni şeklindeki çökmelere karşılık gelir. Bu alan sorunu, önemli iç deformasyona sahip kılıf kıvrımlarının ve/veya aşırı dikleşmiş normal fayların eşlenik sistemlerinin gelişmesine yol açar.

Huni şeklindeki bir çöküntüde aşağı düşen çökeller, onlarca santimetre genişliğinde çakıl cepleri olan masif yapısız siltler ve kumlar içerir (Şekil 36). Paleodolinlerle ilişkili bu tür yumuşak tortu deformasyon yapılarının gelişimi, suya doymuş yumuşak tortuları etkileyen ani çökmelerle ilişkilidir. Hızlı çökme ile ilişkili dinamik yükleme, gözenek sıvısı aşırı basınç koşullarına ve çökeltinin sıvılaşmasına neden olur. Bu sıvılaşma süreci, tortuların iç yapısının yok olmasına ve daha ağır çakılların aşağı doğru ayrışmasına, yıkanarak tasviyesine yol açarak ince taneli malzemenin içine gömülü cepler oluşturur (Gutiérrez, 1998, 2014; Guerrero vd., 2008). Yalpaze deltası, flüvyal,

piroklastik dalgalanma gibi diğ er tortul ortamlarda bulunan benzer yapılar, çeşitli yazarlar tarafından sıvılaşma-akışkanlaşma özellikleri olarak yorumlanmıştır (Postma, 1983; Johnson, 1986; Nocita, 1988).

Benzer şekilde normal faylar Gürsoy ve diğ erleri (1992) tarafından Sivas şehir bölgesinde jips ile  rt l  Kızılırmak Nehri teras çökellerinde belgelenmiştir. Bu yazarlar, bölgenin sıkışmal  bir tektonik rejime tabi olmasına rağmen, bunları aktif genişleme faylanmasına atfetmişlerdir. Ayrıca, ilişkili birkaç ters fayın oluşumunun farklı bir tektonik faz  kaydettiğini belirtmişlerdir. Poisson ve diğ erleri (2016), Sivas Bindirmesi'nin gerisinde aktif genişleme gerçekleşebileceğini  ne sürmüştür. Büyük olasılıkla bu yapılar da, evaporitik ana kayanın çözünmesiyle ilişkili paleodolinlere karşılık gelmektedir.

Bir dizi kriter, Dışkap  Polyesi civarında bulunan kum-çakıl ocaklarında gözlemlenen Kuvaterner deformasyonlarının yerçekimsel ve tektonik olmayan kökenini desteklemektedir (bu konuda ayrıntılı bilgi ve çeşitli örnekler için bkz. De Waele ve Guti rrez, 2022): (1) paleodolinler, çökme blokları boyunca önemli bir dikey kayma göstermemektedir. Stratigrafik işaretler her iki tarafta da benzer yüksekliktedir; (2) bazı mostralara, fay düzlemlerinin huni şeklinde veya silindirik bir geometriye sahip dairesel faylanma olduğ unu açıkça göstermektedir; (3) deformasyonlar yaygındır ve yerel bir kapsam göstermektedir ve jeomorfik yansımalı haritalanabilir faylarla ilişkilendirilemez; ve (4) gerilme esas olarak terasların depolanması sırasında ve hemen sonrasında, taban seviyesinin üzerinde tünemiş relikt morfo-stratigrafik birimler haline gelmeden önce meydana gelmiştir, bu da çözünme gibi hidrojeolojik koşulların deformasyonların zamanlamasını kontrol ettiğini göstermektedir.

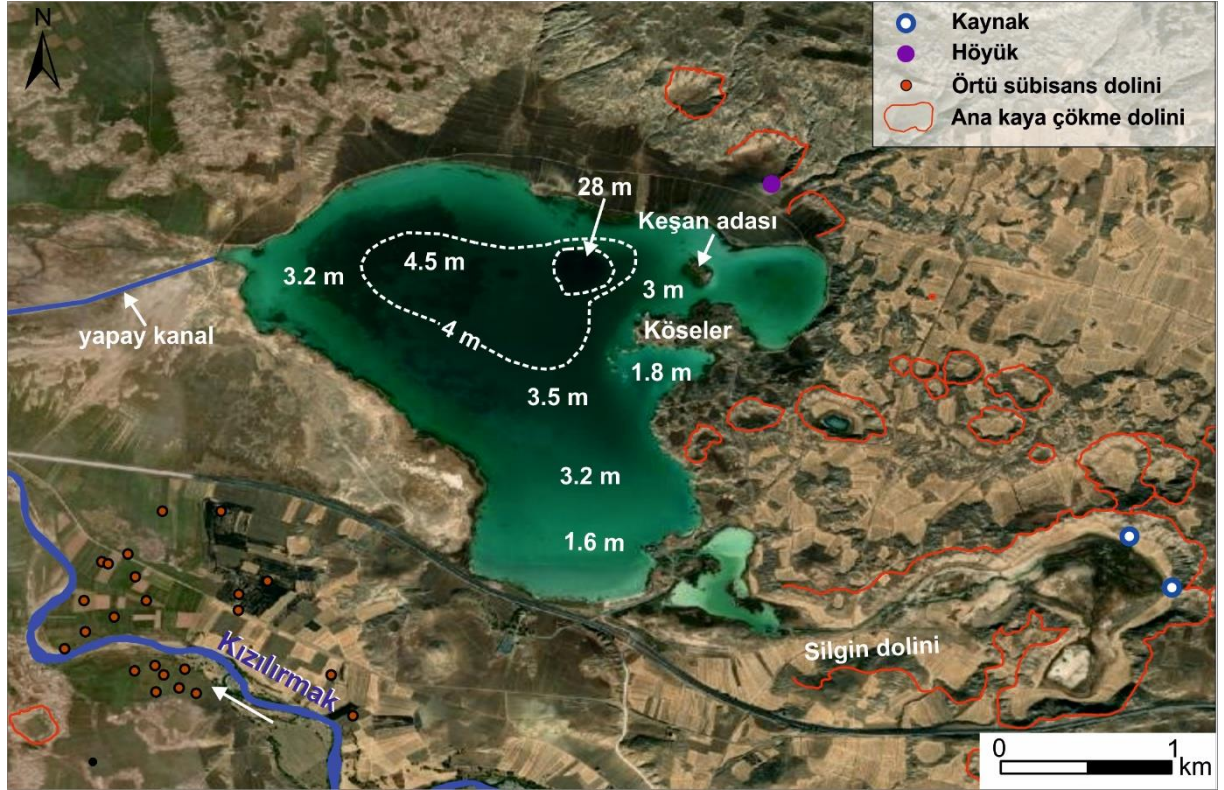


Şekil 35. Dışkapı Polyesi ile ilişkili Acısu Nehri'nin teras çökellerinde kazılan kum - çakıl ocaklarında görülen paleodolinler. **A:** İçe doğru eğimli faylarla sınırlanmış örtü çökmesi paleodolini. Çökmüş depolar, ani bir çökmenin neden olduğu sıvılaşmaya ve yıkanarak ayrılmasına atfedilebilecek gömülü çakıl cepleri (içteki resim) ile yapısız ince taneli fasiyesler içerir. **B:** Zıt yapısal özelliklere sahip iki çökme paleodolini. Soldaki, killi ana kayaya bitişik olan, sağdaki yoğun bir alt-ters fay düzlemi ağına sahip asimetrik bir geometri ve içe doğru eğimli faylar ile yayılan yalancı ters ikincil faylar göstermektedir. Dolinlerin asimetrisi muhtemelen geçirimsiz killi ana kaya (kontak karst) ile temas halinde alçıtaşının çözünmesiyle ilgilidir. Sağdaki küçük çöküntü, eğimli silindirik veya huni şeklindeki bir fay ile sınırlanan küçük bir çöküntü kesitine karşılık gelmektedir. Aşağı düşen sedimentler, büyük olasılıkla çökel yumuşak ve suya doymuş bir haldeyken gelişmiş bir kılıf kıvrımı sergilemektedir.

4.4. Dolin birleşmesi ile ilgili polyeler

Hafik ve Tödürge polyeleri Kızılırmak Nehri'nin kuzeyinde, antiformal jips sırtının arka yamacının eteklerinde yer almaktadır (Şekil 27). Her ikisi de sırasıyla 1,4 ve 1,8'lik yüksek sinüozite indeksleri (Tablo 1) ve önemli derinliklere sahip büyük kalıcı göllerin varlığı ile planda karmaşık bir geometri ile karakterize edilir. Tödürge Polyesi, 9,9 km² 'lik alanıyla en büyük polyedir ve 3,3 km² 'lik alanıyla Türkiye'nin en büyük karstik göllerinden biri olan Tödürge Gölü'ne ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 30A, 37). Bu su tablası gölü, polyeye bağlı uzun bir birleşik dolin olan ve en az dört ana kaya çökme dolininin birleşmesinden oluşan Silgin depresyonunun kenarlarındaki kaynaklar tarafından kalsiyum sülfatca zengin sular almaktadır (Şekil 14A). Tödürge Gölü eskiden doğuya doğru Kızılırmak Nehri'nin taşkın yatağının kenarında yer alan büyük bir bataklığa boşalıyordu, ancak şu anda 9 km uzunluğundaki yapay bir kanalla Yarhisar köyünde Kızılırmak Nehri'ne bağlanmaktadır. Polyenin doğu tarafında, polye ile bitişik eski ana kaya çökmelerinin birleşmesiyle ilgili birkaç körfez şeklinde girintiler bulunmaktadır. Bunlardan bazıları Tödürge Gölü tarafından su altında bırakılırken, diğerleri bağlantısız göller içermektedir. Alagöz (1967) tarafından sağlanan batimetrik veriler, gölün büyük kısmının 4 m'den daha az derinliğe sahip olduğunu, ancak nispeten düz tabanının Keşan Adası'nın batısında 28 m derinliğinde ve yaklaşık 220 m genişliğinde iç içe geçmiş bir çökme dolini tarafından kesintiye uğradığını göstermektedir. Hem göl tabanının geometrisi hem de birkaç yuvarlak bölümden oluşan polye kenarının morfolojisi, bu büyük karstik çöküntünün büyük ölçüde birden fazla ana kaya çökme dolininin birleşmesiyle ilgili olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde, 4,8 km² yüzölçümüne sahip Hafik Polyesi de 2-3 m derinliğinde (Alagöz 1967), dolin birleşmesine atfedilebilecek yonca benzeri (üç loblu) bir geometriye sahiptir ve içerisinde kalıcı bir göl bulunmaktadır. Hafik Gölü de kuzeydoğu kenarından başlayan yapay bir kanalla Kızılırmak Nehri'ne

bağlanmaktadır. Kızılırmak Nehri vadisinin kuzey kenarındaki Çetme polyesi de dolinlerin birleşmesiyle gelişmiştir. Bu polye, bozulmuş kenarlar ve muhtemelen olgunluğunu yansıtan 1.46'lık nispeten düşük sinüsellik indeksi gösterir ve geçici bir göle ev sahipliği yapmaktadır.

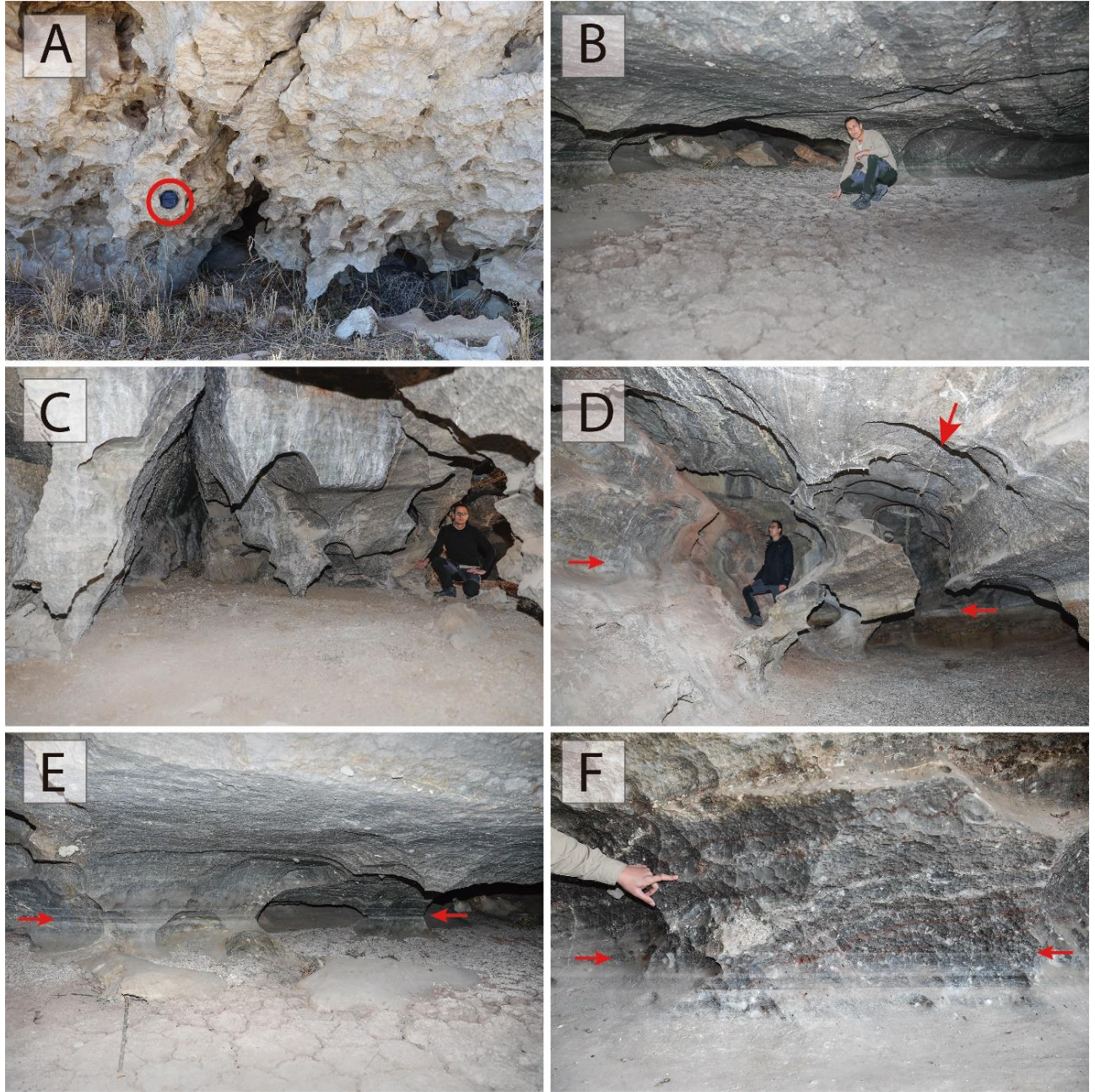


Şekil 36. Tödürge depresyonunun Alagöz'den (1967) alınan batimetrik verileri gösteren açıklamalı uydu görüntüsü ve 28 m derinliğinde iç içe geçmiş bir çökme dolinidir (Kaynaklar: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, i-cubed, USDA FSA, USGS, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo ve GIS Kullanıcı Topluluğu). Gölün doğu tarafındaki birden fazla girinti yer alır. Polye ile eski ana kaya çökme dolinlerinin birleşmesine bağlı olarak depresyon genişlemiştir.

4.5. Taşkın suyu etek mağaraları

Polyelerin taşkın suları ile (yani daimî ve geçici göllerle) temas eden kenarları tipik olarak alt kesimleri oyulmuş olan sarp jips yamaçları ile dikkati çeker. Sarplıkların alt kısımları, süreksizlik düzlemlerinin çözünerek genişlemesiyle ilişkili çatlaklar ve kanallar (Şekil 31C) ve yumrulu jipsin farklılık gösteren aşınmasından kaynaklanan karmaşık, süngerimsi yapılar (spongework) (Şekil 38A) gibi bol miktarda çözünme unsuru içerir.

Yerel olarak, epifreatik zon (su tablası salınım zonu) içinde meydana gelen çözünme, sınırlı ve mağara içerisine erişilebilir boyutta yatay mağaralar oluşturmuştur (örneğin, Mağara Polyesi'nin KD kenarı ve Dışkapı Polyesi'nin KB kenarı) (Şekil 33, 35). Bu taşkın suyu etek mağaralarının paternleri iki bileşen ve bunlar arasında bağlantılar gösterir. Bazı mağaralar ya da mağara kesimleri esasen çözünmeyle ilişkili düz tavanları ile geniş açıklıklardır ve Dışkapı Polyesi'ndeki Kamış Mağarası'nda görüldüğü gibi birden fazla giderek küçülen çıkmaz pasaja ayrılırlar (Şekil 38B). Diğer durumlarda mağaralar, büyük ölçüde eklemlerle kontrol edilen genişlemiş çatlaklar ve kanallardan oluşan küçük anastomotik labirentler ve araya giren mağara tavanında izole, seçici çözünme ile oluşan kalıntı kayalar grubu (rock pendants) ve duvarlardan ibarettir (örneğin, Mağara Polyesi'ndeki Mağara Gölü ve Türük mağaralarının bölümleri) (Şekil 38C, D). Yarı statik sel suları tarafından oluşturulan mağaraların tabanı, ince taneli çökellerden oluşan bir örtü ile kaplanmış düz bir yüzey ile karakterize edilir (Şekil 38B, C, D, E). Bu taban kalkanı aşağı doğru çözünmeyi engeller ve çözünme çentiklerinin gelişmesiyle mağara pasajlarının genişlemesini teşvik eder. Bu yatay su hattı çentikleri genellikle birden fazla yüksek su izi gösterir ve çözünme cepleri (solution pockets) tarafından oyulmuş olabilir (Şekil 38E). Yerel olarak, duvarlarda ve kaya kalıntılarında kesişen çözelti kanalları ve çözünme cepleri, genellikle ekinolit olarak bilinen keskin kenarlı karmaşık morfolojiler üretir (Şekil 38D). Mağara girişlerine yakın ve sık sık su altında kalan yükseklik aralığının üzerinde, jips yüzeyleri pürüzsüz bir yüzey göstermek yerine, yoğunlaşma çözeltisine (Lundberg, 2019) (Şekil 38F) veya çözünme ve yeniden çökelme süreçleriyle ayrışmaya bağlı olarak pullanma ve dökülme ayrışma kabuğuna atfedilebilen yoğun bir şekilde gelişmiş santimetre boyutunda oyuklar ve keskin uçlar sergileyebilmektedir.



Şekil 37. Dışkapı ve Mağara Polye'lerinin dik kenarları ile ilişkili çözünme yapıları ve mağaralar.

A: Dışkapı Polyesi'nde bir sarplığın eteğinde nodüler jips içinde gelişmiş karmaşık, süngerimsi yapı (spongework). Ölçek için 8 cm çapında daire içine alınmış lens kapağı. **B:** Kamış Mağarası'nda çözünmeyle ilişkili düz tavanlı ve doldurulmuş düz zemine sahip, sivrilmiş çıkmaz kanallara ayrılan geniş geçit. **C ve D:** Türük Mağarası ve Mağara Gölü Mağarası'nda kesişen çözelti cepleri tarafından girintilendirilmiş eklem kontrollü çatlaklar ile kanallar ve araya giren kalıntı kayalar grubu (rock pendants). Çamurlu tortular tarafından çözünmeden korunan zemin dikkat çekicidir. D'deki oklar tünemiş çözelti çentiğini (solda), eklemi (yukarıda) ve yüksek su işaretlerini (sağda) göstermektedir. **E:** Kamış Mağarası'ndaki çözünme cepleri tarafından oyulan çözünme çentiği. Ok yüksek su izini işaret etmektedir. **F:** Kamış Mağarası'nda yüksek su işareti (oklar) üzerindeki yoğunlaşma çözünmesine atfedilebilecek çözelti oyukları ve çukurları.

Polye kenarlarında gelişen mağaralardaki taşkın sularının yarı statik durumu, askıdaki yükün süzülmesiyle tabanlarında ince taneli tortuların birikmesini mümkün kılmaktadır. Bu hidrodinamik koşullar, yüksek akış hızlarına sahip diğer sel suyu mağaralarında tipik olarak bulunan akıntı izlerinin (scallops) eksikliğini açıklamaktadır (Palmer, 2007). Bu jips mağaraları polye kenarlarına doğru yüksek oranlarda genişleyebilir, ancak yamaç hareketleri ve mağara çatısı çökmesi ile giriş alanlarında eşzamanlı tahribat nedeniyle büyük boyutlara ulaşması beklenmemektedir. Sel suyu jips mağaralarının evriminde instabilite olaylarının oynadığı önemli rol, bir dizi mağara sisteminde ve yamaç hareketlerinde başka alanlarda belgelenmiştir (Andrejchuk ve Klimchouk, 2002; Sivinskih, 2009; Franz vd., 2013).

Dışkapı Polyesi, polye tabanı ile Kızılırmak Nehri arasında, yaklaşık 500 m aralıklarla konumlanmış iki mağara sistemine sahiptir. Kamış Mağarası'nın jips kayalığının eteğinde birbirine yakın iki girişi vardır ve ana geçit 40 m uzunluğunda ve polye kenarına yaklaşık olarak paraleldir (Mayer, 1973, 1974) (Şekil 38B). Waltham (2002) mağara geçitlerinin çok küçük kanallarla Kızılırmak Nehri'ne doğru devam etmesi gerektiğini belirtmiştir. Mağara Polyesi'ndeki Mağara Gölü Mağarası, polyeye doğru dik bir şekilde eğimli monoklinal kıvrımlı jips tabakalarına oyulmuş büyük bir girişe sahiptir (Şekil 32, 39). Yaklaşık 4 m'lik yüksek su işaretiyle ilişkili çözünme çentiği, farklı katmanların seçici çözünmesiyle ilgili çok sayıda girinti ve çıkıntı göstermektedir. Bu giriş alanı aynı zamanda sel sularının nüfuz edilebilir süreksizliklere doğru basınç yapması sonucu oluşan çok sayıda çözünme cebi içermektedir. Mağara tavanının çökmesi, 46 m uzunluğunda ve KD-GB yönlü bir ana kaya çökme dolini oluşturmuştur (Şekil 32). Mağara çatısının çökmeyen kısmı doğal bir köprü olarak kalmıştır. Farklı tarihlere ait hava fotoğraflarının karşılaştırılması, 1966'dan önce obruğun dairesel bir geometriye sahip

olduğunu ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, 1966 ve 2015 yılları arasında meydana gelen en az iki çökme olayı, depresyonu polyeye doğru genişletmiş ve uzatmıştır. Nihayetinde, daha fazla çökme süreci ve çöküntü çökeltileri üzerinde etkili olan çözünmenin, dolini polye ile bütünleşmesi ve onu bir körfeze dönüştürmesi beklenmektedir. Mağara Polyesi'ndeki Bezirci Düdeni büyük olasılıkla günümüzde polyeye dahil olmuş eski bir mağaraydı ve polye tarafında ana kaya kalıntılarıyla kısmen çevrili geçici bir göl içermektedir (Şekil 31D).



Şekil 38. Mağara Gölü mağarasının monoklinal kıvrımına açılan girişi. Mağara tavanından düşen jips blokları ve tabakaları mağaranın tabanında birikmiştir. Mağaranın tavanında şekil 32’de gösterilen ana kaya çökme dolini yer alır. Mağara kenarlarında ve tabandaki jips bloklarında yüksek su tablası işareti (mavi ok) ve çözünme çentiği (Ç) taşkın durumundaki su seviyesini işaret etmektedir. Ölçek için mağaranın içinde duran kişiye kırmızı ok ile gösterilmiştir.

4.6. Jips polyelerinin evrimi ve gelişimi

Jips polyeleri hakkındaki araştırmaların çok az olduğunu göz önünde bulundurursak (Sauro, 1996; Gutiérrez ve Cooper 2013), Sivas polyeleri bu nadir ve az bilinen jips karstik yer şekillerinin karakteristiklerini, mağaralar gibi ilişkili unsurlarını, kökenini ve gelişimlerini kontrol eden faktörleri öğrenmek için eşsiz bir fırsat sunmaktadır. Bu çalışmada belgelenen on üç polye, çoğu onlarca kilometre uzunluğa ulaşan karbonat arazilerindeki polyelerin tipik boyutlarıyla karşılaştırıldığında nispeten küçüktür (1,4-6 km uzunluk, 1-10 km² alan) (Şekil 27; Tablo 4). Doğan vd. (2022) herhangi bir arazi verisi sunmaksızın Sivas polyelerinin D-B, K-G, KB-GD, KD-GB gibi çok çeşitli uzanım yönlerine sahip olan; normal fay, sağ yanal doğrultu atımlı fay, sol yanal doğrultu atımlı fay, normal bileşenli sağ yanal fay, normal bileşenli sol yanal fay ve bindirme fayı gibi geniş yelpazede fay tipleri tarafından kontrol edildiğini ve polyelerin güncel kenarlarının faylarla sınırlandığını (yani neotektonik polye) öne sürmüştür. Önceki bölümlerde açıklandığı gibi (Bknz. Bölüm 2.2), K-G yönlü sıkışmalı tektonik rejimin egemen olduğu çalışma alanında bu denli farklı yönelimlere sahip ve farklı tiplerde fayların gelişmesi mümkün görünmemektedir. Polyeler küçük depresyonlardan büyük depresyonlara evrilmiştir ve günümüzde dahi aktif olarak genişlediği için depresyonlar fay ile kontrol edilmiş dahi olsalar, bu fayların polyelerin güncel kenarlarında değil depresyonların günümüzdeki merkezi kesiminde, paleoyamaçlarında olması gerekirdi. Sivas polyeleri kökenlerini aldıkları yer şekilleri ile (örn. terk edilmiş vadiler, relikt vadiler) ilişkili olarak çoğunlukla uzamış şekiller gösterse de ana eksenlerinin yönelimleri net bir yaygın eğilim göstermez (Şekil 27) ve kenarları herhangi bir fay belirtici göstermediği gibi, birçok kireçtaşı polyesinde (kenar polyeleri, neotektonik polyeler) ortak bir özellik olan aktif veya inaktif faylar tarafından kontrol edilen doğrusal geometriler göstermez

(Şekil 27). Bunun yerine, bazı polyeler yüksek sinüzite indekslerinin de gösterdiği gibi oldukça düzensiz kenarlar göstermektedir (Tablo 4).

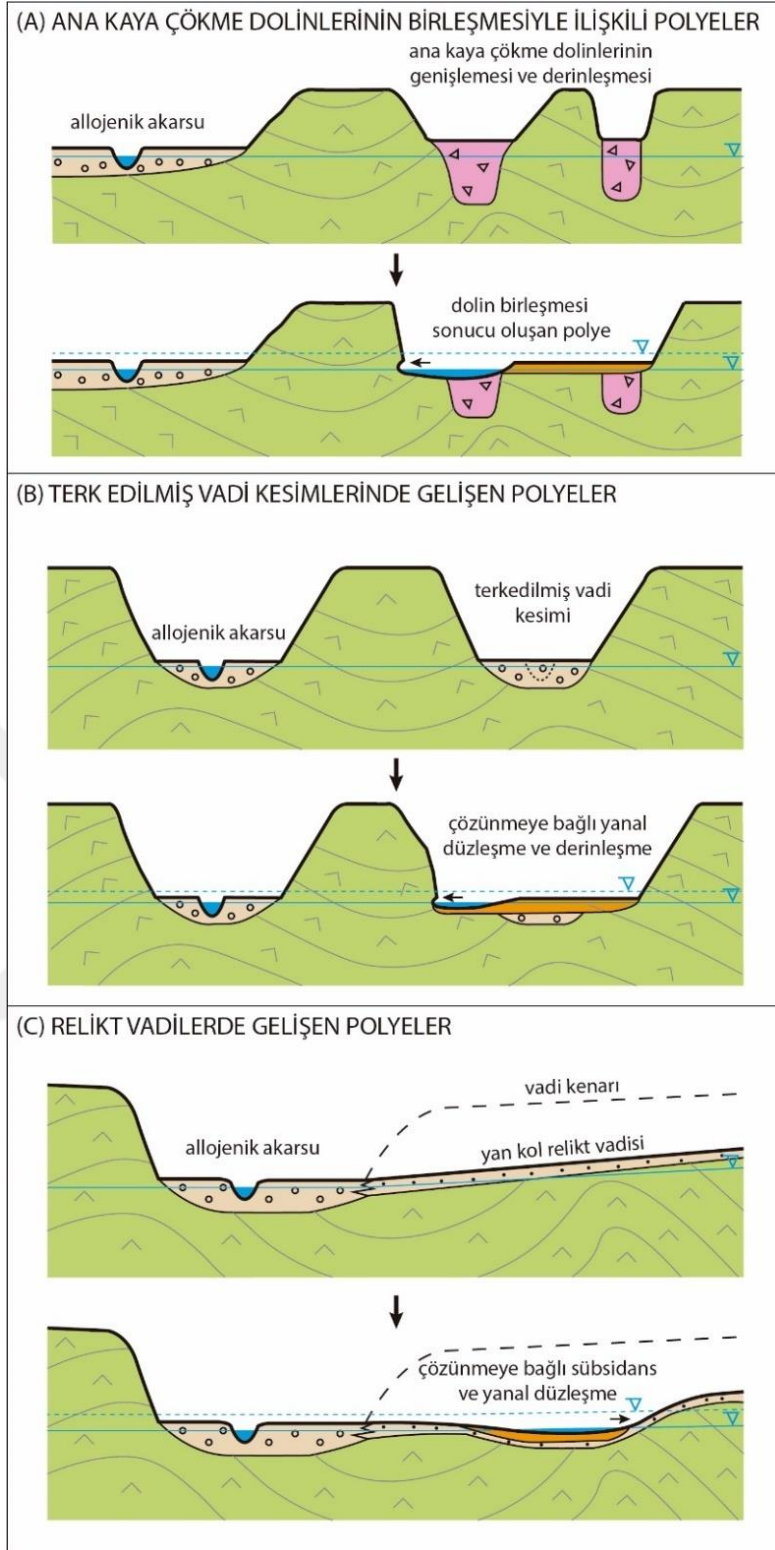
Depresyonlar, döküntü, çözünme kalıntılarında oluşan ince taneli çökellerden oluşan bir örtü ile kaplanmış son derece düz tabanlarla karakterize edilir (Şekil 30). Tabanları büyük ölçüde su tablası salınım zonu (epifreatik zon) içinde yer alır ve içlerinde yerel olarak büyük geçici veya kalıcı göller bulunmaktadır (Şekil 28). Sivas polyelerinin kendine özgü bir özelliği, çoğunun tabanının topoğrafik kenarlarındaki boşluklar aracılığıyla allojenik Kızılırmak ve/veya Acısu nehirlerinin taşkın yataklarına bağlanmasıdır. Bununla birlikte, polye tabanlarının daha derin kısımları, bitişik taşkın yataklarından daha düşük kotta yer almakta ve yarı kapalı hidrolojik havzalar olarak işlev görmektedir. Epifreatik zon içerisinde yer alan polye tabanları iki tür taşkından etkilenebilir: (1) su tablasının yükselmesine bağlı yeraltı suyu taşkını ve (2) Kızılırmak ve/veya Acısu nehirlerinin taşkın sularının bitişik ve daha alçak havzalara nüfuz etmesiyle oluşan yüzey suyu taşkını. Taşkın sularıyla ilişkili polye kenarları tipik olarak, çözünmeye bağlı aktif alttan kesilme kanıtı (yani, çözünme çentikleri, genellikle düden olarak işlev gören taşkın suyu etek mağaraları) ve asılı vadiler, yamaç hareketleri de dahil olmak üzere yanal çözünme düzleşmesiyle ilgili hızlı yamaç geri çekilme kanıtı ile sarp jips yamaçları sergiler (Şekil 31). Bu jeomorfik ve hidrolojik özellikler, Sivas jips polyelerinin genetik açıdan taban seviyesi polyeleri (polye genetik tipleri hakkında ayrıntılı bilgi için bkz., Ford ve Williams, 2007; De Waele ve Gutiérrez, 2022) olarak sınıflandırılabilirliğini göstermektedir.

Polyelerin hidro-jeomorfik özellikleri ve diğer yer şekilleriyle olan kartografik ilişkileri, kendine özgü evrimsel stillere (yani morfolojik yakınsama veya eşbiçimlilik) sahip üç tip taban seviyesi polyesinin ayırt edilmesine olanak tanımaktadır: (1) relikt

vadilerle ilişkili polyeler; (2) terk edilmiş vadi kesimlerinde gelişen polyeler; ve (3) ana kaya çökme dolinlerinin birleşmesiyle ilişkili polyeler (Şekil 40).

Haritalanan on üç polyeden sekizi geniş, düşük eğimli relikt vadilerin alt kesimlerinde gelişmiştir (Şekil 33, 40C). Bunlar çoğunlukla yaygın KB-GD yönlü, büyük olasılıkla geçmişte daha nemli koşullar altında oluşmuş ve polye oluşumuyla kesintiye uğramış Kızılırmak Nehri'nin eski yan kol vadileridir. Belirgin uzama ile karakterize olan ve vadilerin alt kesiminde içten drene edilmiş genişlikler olarak ifade edilen bu depresyonlar, çözünme kaynaklı sübsidans ve çözünme düzleşmesinin iki ana yönde ilerlediğini kaydetmektedir: (1) vadi tabanı boyunca yukarı akış; ve (2) vadi kenarlarında yanal olarak, ayrıca bitişik relikt vadilerde (örneğin, Büyükçayır Polyesi) gelişen polyelerin birleşmesine yol açmaktadır.

Teras haritalaması, Dışkapı ve Odunuk polyelerinin Acısu Nehri vadisinin artık kesilmiş bir açık kıvrım oluşturan terk edilmiş bir bölümünde oluştuğunu göstermektedir (Şekil 40B). Bu yorum, Dışkapı Polyesi'nin tabanında açılan bir sondaj kuyusunda karşılaşılan flüviyal çakıllarla da desteklenmektedir (Şekil 35). Terk edilmiş vadi uzantıları, çözünmeye bağlı olarak derinleşmeden etkilenerek içten drene edilmiş depresyonlar haline gelebilir, ayrıca depresyonun çözünmeyle yanal düzleşmesi polyelerin genişlemesine neden olmuştur. Bazı yazarlar (örn. Phillips, 2007) karbonat karstik alanlarda flüvyalden karsta (örn. kuru vadiler) ve karsttan flüvyale geçişlerin (örn. drenajlarla açılan dolinler) jeomorfik kanıtlarını belgelemektedir. Ancak bildiğimiz kadarıyla bu çalışma, flüviyal yeryüzü şekillerinin (yani kalıntı vadiler ve terk edilmiş vadi bölümleri) jips polyelerine dönüşümünü içeren evrimsel bir eğilimi belgeleyen ilk vaka çalışmasıdır (Şekil 41).



Şekil 39. Sivas jips karstındaki büyük allojenik nehirlerle ilişkili taban seviyesi polyelerinin gelişimiyle sonuçlanan farklı evrimsel yolları gösteren çizimler. **A:** Bitişik ana kaya çökme dolinlerinin yanal büyümesi ve derinleşmesi, bunların birleşmesiyle sonuçlanabilir. Nihayetinde, derinleşen birleşik dolinin tabanı epifreatik zona ulaşabilir ve yanal çözelti düzleşmesiyle genişleyen taban seviyesinde bir polye gibi davranmaya başlayabilir. **B:** Polyeler, epifreatik zon içinde kalan terk edilmiş vadi kesimlerinde oluşabilir. Toprak altı çözünmesi ve yanal çözünme düzleşmesine bağlı sübsidans, depresyonun derinleşmesine ve genişlemesine yol açar. **C:** Seçici çözünme kaynaklı sübsidans, relikt bir yan-kol vadisinde bir depresyon yaratır ve epifreatik zon içinde yerel olarak kör bir vadi haline gelir. Depresyonun tabanı, toprak altı çözünmesi ve yanal çözelti düzleşmesi ile akış yukarı ve yanal olarak genişler.



Şekil 40. Flüvyal yeryüzü şekillerinden geniş polyelere evrilen depresyonlar. **A:** Acısu Nehri'nin eski açık kıvrımında gelişen Odunluk ve Dışkapı polyeleri. Dışkapı polyesinin tabanını sınırlayan flüvyal teras seviyelerine dikkat ediniz. kç: kum-çakıl ocağı **B:** Relikt vadinin aşağı kesiminin geçici göl etrafında genişlemesi sonucu oluşan Avutmuş polyesi. Beyaz ok genel eğimi göstermektedir.

Hafik ve Tödürge polyeleri birkaç ana kaya çökme dolininin birleşmesi sonucu oluşmuştur. Bu polyeler, karmaşık bir plan geometrisine sahip olup, geniş körfezler (girintiler), yüksek sinüzite indeksleri ve iç içe geçmiş batık dolinlere sahip kalıcı göllerin varlığı ile karakterize edilirken (Şekil 37), daha olgun ve bozulmuş Çetme polyesi basit bir geometrik yapıya sahiptir. Tezin 3. bölümünde açıklandığı gibi, Sivas karstındaki ana kaya çökme dolinlerinin kartografik ve morfometrik analizine dayanarak, yüksek çözünürlüğe sahip jipsli ana kayadaki bu çöküntülerin, çözünme ile alttan oyulma, eğim hareketleri

ve akış suyunun kimyasal ve mekanik denüdasyonu dahil olmak üzere farklı erozyon biçimlerini içeren önemli bir genişleme yaşadığını belgelemiştir (Gökkaya vd. 2021). Ana kaya çökme dolinlerinin birleşmesiyle polye gelişiminin yorumlanması, eski zamanlarda Cvijić (1893, 1918) tarafından önerilen, dolinlerin uvalalara (birleşik dolinler) ve daha sonra polyelere dönüştüğü evrimsel modele uymaktadır, ancak bu yorum büyük ölçüde geçerliliğini yitirmiştir (örn. Sweeting, 1972).

Allojenik Kızılırmak ve Acısu nehirleri, Sivas jips karstı için bölgesel taban seviyesini oluşturmaktadır. Bu akarsu sistemlerinde, aktif bir sıkıştırma ortamı içinde bölgesel yükselmeye yanıt olarak, haritalanmış basamaklı akarsu terasları tarafından kaydedildiği üzere uzun süreli periyodik alçalma aşamaları söz konusu olmuştur. Tektonik olarak ters çevrilmiş Sivas Havzası'nın Kuzey Evaporitik Alanı'ndaki bu büyük drenaj alanların yolu, kuzeye doğru hareket eden Sivas Bindirmesi'nin cephesiyle ilişkili antiformal sırtın güneyinde, bir taban blok rampası ile yapısal bir oluk tarafından kontrol edilmektedir. Flüvyal kazılma ilişkili su tablasının daha aşağı seviyelere düşmesi, denüdasyon tarzının esas olarak vadoz zonda etkili olan çözünme yoluyla gerçekleşmesine ve yer yüzeyinin alçalmasının baskın olduğu karstik gençleşme aşamalarının meydana gelmesine yol açar. Topoğrafik yüzey su tablası salınım bölgesine (epifreatik zon) kadar aşındığında, erozyon esas olarak yanal çözünme düzleşmesi yoluyla yamaç geri çekilmesi ve polye tabanları gibi taban seviyesi düzlüklerinin aşamalı olarak genişlemesi ile devam eder. Sivas karstında, jips ana kayasının yüksek çözünürlüğü ve karst sistemine sürekli olarak bol miktarda agresif su sağlayan allojenik nehirlerin varlığı göz önüne alındığında, çözünmeyle ilişkili alçalma ve düzleşme süreçlerinin her ikisi de önemli ölçüde yüksek oranlarda işleyebilir. Örtünün altındaki jipsli ana kayanın çözünmesi (yani toprak altı çözünmesi), giderek daha kalın bir kalıntı toprak (çözünme

kalıntısı) ve zemin yüzeyinde kademeli alçalma meydana getirir; bu alçalma, son derece düz zeminlerle karakterize edilen bu sediment bakımından aç topografik havzalarda (sediment starved basin) depolanma ile zorlukla dengelenebilir. Karbonatlı arazilerin aksine, jipslerdeki toprak altı çözünmesi CO₂ bakımından zengin topraklardan süzülen suyun asitliğini arttırmasıyla değil (yani kriptokorrozyon; Nicod, 1975; Fabre ve Nicod, 1982; Gracia vd., 2003; Bruxelles, 2007), nemli toprakların altında meydana gelen mekânsal olarak sürekli ve uzun süreli su-kaya etkileşimiyle artar (De Waele ve Gutiérrez, 2022). Bununla birlikte, kaya başında etkili olan bu toprak altı çözünme süreci, agresif suyun yenilenmesini geciktiren kil bakımından zengin örtünün düşük geçirgenliği nedeniyle önemli ölçüde engellenebilir.

Polyeler ya su seviyesinin yükselmesiyle meydana gelen yeraltı suyu taşkını ya da yakındaki nehirlerden gelen sel sularının dahil olmasıyla yüzey suyu taşkını tarafından su altında kaldığında, büyük hacimlerde agresif su kenar jips yamaçlarıyla temas eder. Zeminlerin düşük geçirgenliğe sahip örtüsü suyun hızlı bir şekilde süzülmesini engellediğinden, çözünmenin büyük bir kısmı depresyonların kenarlarında oluşur. Sel sularının epifreatik zondaki yüksek çözünürlüklü jips ana kayasıyla uzun süre devam eden etkileşimi, ilerleyen bir çözünme cephesi gibi yaygın çözünmeye neden olarak taban çözünme alt oyulmasına yol açabilir. Taşkın suyu ayrıca eklemler ve tabaka düzlemleri gibi tüm nüfuz edilebilir açıklıklara girmeye zorlanır ve bu da sivrilen çıkmaz çatlaklar ve çözelti cepleri gibi "su enjeksiyonlu" çözünme yapılarının gelişmesine neden olur (Palmer, 1991, 2007; De Waele ve Gutiérrez, 2022). Erozyonel boşaltmadan etkilenen geri çekilen yamaçlara yakın olan bu süreksizlik düzlemleri tipik olarak bir miktar açılma geçirmiş, su akışını ve çözelti genişlemesini kolaylaştırmıştır. Nihayetinde, sarp yamacın eteklerinde etkili olan yaygın ve seçici gibi farklı çözünme modları

yamaçların taban çentiği oluşturmalarına ve sel suyu dip mağaralarının gelişmesine yol açmıştır (Şekil 38). Bu epifreatik mağaralar, sarp yamaca paralel önemli bir uzunlamasına gelişim ve kesişen süreksizliklerin genişlemesine bağlı anastomotik paternler sergileyebilir. Bu mağaraların çökmesi, polye kenarlarında ana kaya çökme dolinlerinin gelişmesine neden olabilir (Şekil 32) ve bu dolinler ilerleyen zamanlarda büyük körfezler oluşturarak polye ile bütünleşebilir (Şekil 30A, D). Alttan oyulmuş jips yamaçları, kütle hareketleri süreçleri ile geri çekilir ve bu da zamanla transgresif yüzeyler olan polye tabanlarının kenarlara doğru giderek daha genç olacak şekilde genişlemesine neden olur. Bu nedenle polye tabanları derinliklerine kıyasla oldukça geniş depresyonlardır. Yamaç hareketlerinden kaynaklanan, yüksek çözünürlüklü jipslerden oluşan tortular çözünme yoluyla kolayca uzaklaştırılır (Klimchouk vd., 1996; Klimchouk ve Askem, 2005; De Waele ve Gutiérrez, 2022). Pechorkin (1969), Rusya'daki Kama Nehri rezervuarında suyla sürekli temas halinde olan jips kayalarında ortalama yüzey gerileme oranlarını 79-190 mm yıl⁻¹ olarak hesap etmiştir. James vd., (1981), İngiltere'deki allojenik Ure Nehri ile temas halinde olan bir jips kayalığı için 80-100 mm yıl⁻¹ geri çekilme oranı hesaplamıştır. Yarılmış jips yamaçlarındaki çekilmenin hızı, dışbükey-dikey profillerin ve asılı vadilerin varlığıyla kanıtlanmaktadır (Şekil 7, 8).

Sivas karstındaki jips polye oluşumunun, bir kuşak boyunca yoğunlaşan mekânsal dağılımlarının (Şekil 27) ve kartografik ilişkilerinin de işaret ettiği gibi, bir dizi faktörle ilişkili olduğu görülmektedir: (1) Sivas Bindirmesi ile ilişkili cephe sırtının güneyinde yer alan morfo-yapısal oluk, polye oluşumu için uygun bir hidrolojik ve yapısal ortam sağlamaktadır. Diğer yandan, karstik sistemin taban seviyesi olarak işlev gören Kızılırmak ve Acısu nehirleri gibi ana drenajların yolunu yönlendirmektedir. Öte yandan, muhtemelen bir bindirme düzlüğü üzerinde yatay ötelenmenin hâkim olduğu bu yapısal

zondaki yükselme oranı, flüvyal sistem ve polye tabanlarının epifreatik zon içinde taban seviyesi düzlükleri olarak kalmasını sağlayacak kadar düşük olmalıdır. Bu durum, su seviyesinin oldukça üzerinde uzanan yoğun bir şekilde çözünme dolini gelişiminin oluşturduğu poligonal bir karstın hakim olduğu kuzey jips antiform sırtı için geçerli görünmemektedir. (2) Allojenik Kızılırmak ve Acısu nehirleri, polye gelişimi ve genişlemesi için sürekli olarak bol miktarda agresif su sağlamaktadır. Bu akarsu sistemleri, yüksek debili dönemlerde su tablasının yükselmesine neden olarak ve akarsu taşkınları sırasında yüzey suyu sağlayarak polye taşkınlarına katkıda bulunmaktadır. (3) Alan, polye oluşumunu teşvik eden kalıntı ve aktif flüvyal yeryüzü şekillerini içeren bir flüviyokarst alanıdır. On üç polyeden sekizi muhtemelen daha nemli paleohidrolojik koşullar altında oluşmuş relik vadilerde, ikisi ise Acısu Nehri'nin terk edilmiş bölümlerinde oluşmuştur. (4) Sivas jips karstı, birleşerek polyeye dönüşebilecek büyük ve kümelenmiş ana kaya çökme dolinlerinin yüksek sıklığını göstermektedir (Bknz. Bölüm 3; Gökaya vd., 2021).

5. SONUÇLAR

Sivas'ın jips karstı çarpıcı jeomorfik özellikler sergilemektedir: (1) Sivas Bindirmesinin kontrolünde farklı tektonik yükselim ile kontrol edilen deforme olmuş jipsli ana kayayı kesen geniş basamaklar; (2) iyi gelişmiş bir polygonal karst; (3) olağanüstü büyüklükte ana kaya çökme dolinlerinin yüksek yoğunlukta olduğu alanlar; (4) jips karstı alanlarında nadir görülen uzun ve derin jips kanyonları ve (5) dolinler tarafından bozulmuş nadir bir relikt vadi ağı. Sivas jips karstının dikkat çekici bir özelliği, polyelerin ve ana kaya çökme dolinlerinin genişleyerek büyük depresyonlara evrilmesidir.

5.1. Dolinler

Sivas jips karstında, iyi tanımlanmış mekânsal dağılıma sahip çeşitli dolin tipleri görülmektedir: (1) Yükselen blok antiformal sırtında yoğun ve sıkı bir şekilde gelişmiş ve geniş dağılımlı çözünme dolinleri; (2) Alçakta Uzanan Alanda kümelenmiş dağılıma sahip çok sayıda ana kaya çökme dolini (Şekil 12) ve (3) belirli alanlarda yüksek yoğunluğa ulaşan alüvyon ile örtülü vadi tabanlarında örtü sübsidans dolinleri.

Dolin tiplerinin bu şekilde zonlaşması, farklı tektonik yükselme nedeniyle otojenik beslenimin hâkim olduğu epijen karst sisteminin hidrojeolojik işleyişiyle ilişkilidir. Poligonal karst alanında, Sivas Bindirmesi ile ilişkili olarak görece daha fazla tektonik yükselme meydana geldiği için freatik zonun oldukça üstünde yer alır. Bu alanda esas olarak epikarsttaki vadoz süreçleri ile çözünme hakimdir. Poligonal karstın oluşumu büyük olasılıkla alanın bindirme tarafından yükseltilmesinden bir süre sonra başlamıştır. Jips kanyonlarının kazılması ve buna bağlı olarak su tablasının alçalmasına, yoğunlukla Alçakta Uzanan Alan yüzeyinin altına dağılmış mağara sistemlerinin gelişimine eşlik etmiştir. Bu keşfedilmemiş mağaralarda etkili olan çökme süreçleri, Alçakta Uzanan

Alan'da haritalanan çok sayıda ana kaya çökme dolinini oluşturmuştur. Ana kaya çökme dolinleri çoğunlukla, yeraltı suyu katkı alanının ve su tahliyesinin iyi gelişmiş mağaraların oluşumu için yeterince büyük olduğu tahliye alanlarına yakın yerlerde meydana gelir. Örtü çökmesi dolinleri, vadi tabanlarının örtülü karst alanlarıyla sınırlıdır ve muhtemelen büyük yeraltı suyu boşalım bölgelerinden güçlü bir şekilde etkilenmektedir.

Ana kaya çökme dolinleri, nispeten küçük silindirik dolinlerden büyük ve genellikle daha derin tronko-konik depresyonlara kadar değişen morfolojik çeşitlilik göstermektedir. Bu dolinlerin jeomorfik evrimini yansıtmaktadır ve yamaçların kütle kaybı ve erozyon süreçleriyle bozulmasını içermektedir. Bilinen en büyük jips mağarasının uzunluğu yüz metreden az olmasına rağmen, olgun dolinlerin çapı yüzlerce metreye ulaşmaktadır.

Dolinlerin sıradışı büyük boyutları ve çıkarsanan derinleşmeleri, yeraltı suyunu besleme rolü oynayan özelliği göstermeleri ve aşağı doğru vadoz akışlar tarafından büyük hacimlerde jipsin çözünerek giderimine bağlanmaktadır. Akış ve yeraltına süzülen su, yamaçlardaki ve çökme breşleri de dahil olmak üzere dolin tabanının altında yatan depolardaki jipsi çözmektedir. Çözünme ile denüasyon süreci, dolin alanı büyüdükçe jeomorfik çalışmasını artıran pozitif bir geri besleme mekanizması aracılığıyla ilerler. Bu evrimsel model, daha düşük çözünürlük ve aşınabilirlik ile karakterize edilen karbonat kayalardaki ana kaya çökme dolinleri için yaygın olarak tanımlanandan belirgin şekilde farklıdır. Karbonat ana kayalarda dolin kenarlarının bozulması, çözünme ile giderimden çok az etkilenen depoların birikmesine yol açarak depresyonların derinliğini azaltır ve yan yamaçların bozulmasını önler.

Çok zamanlı uzaktan algılama verileri, bazı bölgelerdeki yüksek yoğunluklarına rağmen ana kaya çökme dolinlerinin çok düşük bir oluşma olasılığına sahip olduğunu

ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, doğal koşullar çözünme ve çökme süreçlerini artırmaya yönelik insan faaliyetleri ile değiştirilirse bu tehlike önemli ölçüde artabilir. Örtü çökme dolinlerinin mekânsal-zamansal sıklığı en duyarlı bölgelerde nispeten yüksektir. Şehir yapıları için kullanılan örtülü dolinlerle (Şekil 26) ilişkili olarak yakın gelecekte büyük olasılıkla önemli sübsidans hasarları meydana gelecektir. Tarihi görüntüler kullanılarak üretilen ayrıntılı kartografik dolin envanterleri ve önleyici planlama uygulaması, uygun maliyetli bir risk azaltma önlemi olarak önerilmektedir.

5.2. Polyeler

Haritalanan ve karakterize edilen jips polyeleri dünya çapında istisnai bir örnektir, çünkü bu tür karstik depresyonlar çoğunlukla karbonat karstı arazilerinde görülmektedir. Sivas'taki polyeler, bölgesel taban seviyesi konumunda olan Kızılırmak ve Acısu nehirleri ve aktif Sivas Bindirmesi'nin ön antiformal sırtını takip eden morfo-yapısal oluk ile ilişkili bir kuşak boyunca yoğunlaşmıştır. Envanteri çıkarılan on üç polye, tabanı çoğunlukla su tablası salınım zonu (epifreatik zon) içinde yer aldığından, genetik açıdan taban seviyesi polyeleri olarak sınıflandırılmıştır. Sivas polyelerinin önemli bir özelliği, depresyonların büyük çoğunluğunun tabanının Kızılırmak ve Acısu Nehirlerinin taşkın yatağı ile bağlantılı olması, ancak daha düşük kotta yer almasıdır. Sonuç olarak, su tablasının yükselmesiyle oluşan yeraltı suyu taşkınlarından ve bitişindeki akarsu sistemlerinden kaynaklanan yüzey suyu taşkınlarından etkilenebilen yarı kapalı havzalar olarak işlev görürler. Karbonatlı karstik ortamlarda tanımlanan polyelerin çoğunun aksine, Sivas'taki jips polyeleri aktif bir sıkışma ortamında bulunmalarına rağmen net bir yapısal kontrol göstermemektedir.

Taban seviyesi polyeleri için, özellikleri ve diğer yeryüzü şekilleriyle olan kartografik ilişkileri temelinde üç tür evrimsel yol ayırt edilmiştir (Şekil 40): (1) kalıntı

vadilerden oluşmaya başlayan polyeler; (2) terk edilmiş vadi kesimlerinde gelişen polyeler; ve (3) ana kaya çökme dolinlerinin birleşmesinden kaynaklanan polyeler. On üç polyeden on tanesi relikt vadiler ve terk edilmiş vadi kesimlerinde daha önceki flüvyal yeryüzü şekillerinde oluşmuştur ve bu da gelişimlerinde kalıtımın, geçmiş hidrolojik koşulların ve flüvyal dinamiklerin oynadığı önemli rolü göstermektedir.

Tabanları epifreatik zon içinde yer alan polyelerin oluşumu ve genişlemesi, kenarlarda etkili olan göl ve sel sularının yanal çözünme düzleştirmesiyle ilişkilidir. Kenar yamaçlarla temas halindeki yarı statik sular, yamaçların eteklerinin çözünmeyle oyulmasına, çözünmeyle hızla ortadan kalkan kütle hareketlerine ve bunun sonucunda yamaçların geri çekilmesine neden olarak polye tabanlarında zamanla ilerleyen taban seviyesi çözünme düzlükleri oluşturur. Bu düzleşme süreci, jipsin yüksek çözünürlüğü göz önüne alındığında karbonatlı karstı arazilerle kıyasla çok daha yüksek hızlarda ilerleyebilir ve bu durum, sarp kenarlarda asılı vadilerin yaygın varlığıyla da desteklenmektedir.

Jips ile temas halinde olan sel suları hem yamaçların etekleri boyunca yaygın çözünmeyle ilişkili oyulmalara hem de eklemler, tabakalanmalar gibi süreksizliklere zorlanan su tarafından seçici çözünmeye neden olmaktadır ve sonuçta düden olarak işlev görebilecek yarı-yatay taşkın suyu etek mağaralarının gelişmesine yol açmaktadır. Mağara çatılarının çökmesiyle oluşan ana kaya çökme dolinleri polyelere dahil birleşerek kenarlarında girintiler meydana getirmektedir.

Sivas'ta jips polyelerinin gelişiminde rol oynayan ana faktörler şunlardır: (1) iki büyük drenajın yolunu kontrol eden nispeten düşük yükselme oranına sahip morfostrüktürel bir oluk tarafından sağlanan sıkışmalı tektonik rejim içerisinde elverişli yapısal ortam; (2) allojenik Kızılırmak ve Acısu nehirlerinden sürekli olarak bol miktarda

agresif su temini; (3) karstik depresyonlara dönüşebilen flüvyal yeryüzü şekillerine sahip bir flüviyokarst peyzajının varlığı; ve (4) hızlı genişleme ve nihayetinde birleşme yaşayan ana kaya çökme dolini kümeleri.



KAYNAKÇA

- Aiello, G., Ascione, A., Barra, D., Munno, R., Petrosino, P., Ermolli, E. R., Villani, F. (2007). Evolution of the late Quaternary San Gregorio Magno tectono-karstic basin (southern Italy) inferred from geomorphological, tephrostratigraphical and palaeoecological analyses: tectonic implications. *Journal of Quaternary Science*, 22(3), 233-245. doi:<https://doi.org/10.1002/jqs.1040>
- Akbulut, G. (2011). A suggested geopark site: gypsum karst topography between Sivas-Zara. In R. Efe & I. Atalay (Eds.), *Natural Environment and Culture in the Mediterranean Region-II*, Cambridge Scholars Publishing (pp. 137-148). UK.
- Alagöz, C. A. (1967). Sivas çevresi ve doğusunda jips karstı olayları: Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayını No: 175, Ankara.
- Andrejchuk, V., Klimchouk, A. (2002). Mechanisms of karst breakdown formation in the gypsum karst of the fore-Ural region, Russia (from observations in the Kungurskaja Cave). *International Journal of Speleology*, 31, 89-114. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.31.1.5>
- Ataol, M., Şimşek, M. (2022). Çankırı jips platosu üzerindeki çözünme dolinlerinin morfometrik özellikleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 8, 48-60. doi:<https://doi.org/10.46453/jader.1070171>
- Bayrakdar, C., Döker, M. F., Keserci, F. . (2020). Polyelerde Hatalı Arazi Kullanımların Sebep Olduğu Afetlere Bir Örnek: 31 Ocak 2019 Kayaköy Polyesi Taşkını. *Coğrafya Dergisi* (41), 109 - 128 doi:<https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-0046>
- Blatnik, M., Frantar, P., Kosec, D., Gabrovšek, F. (2017). Measurements of the outflow along the eastern border of Planinsko Polje, Slovenia. *Acta Carsologica*, 46(1), 83-93. doi:<https://doi.org/10.3986/ac.v46i1.4774>
- Bonacci, O. (1987). *Karst Hydrology with Special References to the Dinaric Karst*. Berlin: Springer.
- Bonacci, O. (2004). Poljes. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science* (pp. 599-600). New York: Fitzroy Dearborn.

- Bonacci, O. (2013). Poljes, Ponors and Their Catchments. In J. F. Shroder (Ed.), *Treatise on geomorphology* (pp. 112-120). San Diego: Academic Press. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00103-2>
- Bruxelles, L., Simon-Coignon, R., Guendon, J.-L., Ambert, P. (2007). Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses). *Karstologia*, 49, 1-14. doi:<https://doi.org/10.3406/karst.2007.2595>
- Calaforra, J. M., Pulido-Bosch, A. (1999). Gypsum karst features as evidence of diapiric processes in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geomorphology*, 29(3), 251-264. doi:[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00019-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00019-7)
- Calaforra, J. M., Pulido-Bosch, A. (2003). Evolution of the gypsum karst of Sorbas (SE Spain). *Geomorphology*, 50(1), 173-180. doi:[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00213-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00213-1)
- Chiba, T., Kaneta, S.-i., Suzuki, Y. (2008). Red relief image map: new visualization method for three dimensional data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(B2), 1071-1076.
- Cooper, A. H. (1998). Subsidence hazards caused by the dissolution of Permian gypsum in England: geology, investigation and remediation. Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, 15(1), 265-275. doi:<https://10.1144/gsl.Eng.1998.015.01.27>
- Cooper, A. H., Farrant, A. R., Price, S. J. (2011). The use of karst geomorphology for planning, hazard avoidance and development in Great Britain. *Geomorphology*, 134(1), 118-131. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.004>
- Cooper, A. H., Gutiérrez, F. (2013). Dealing with Gypsum Karst Problems: Hazards, Environmental Issues, and Planning. In J. F. Shroder (Ed.), *Treatise on geomorphology* (pp. 451-462). San Diego: Academic Press. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00106-8>
- Cvijić, J. (1893). *Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie.* (PhD). Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Penck, Wien.

- Cvijić, J. (1918). Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine, 6, 375-426.
- Darin, M. H., Umhoefer, P. J., Thomson, S. N. (2018). Rapid Late Eocene Exhumation of the Sivas Basin (Central Anatolia) Driven by Initial Arabia-Eurasia Collision. *Tectonics*, 37(10), 3805-3833. doi:<https://doi.org/10.1029/2017TC004954>
- De Waele, J., Gutiérrez, F. (2022). *Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- De Waele, J., Piccini, L., Columbu, A., Madonia, G., Vattano, M., Calligaris, C., D'Angeli, I. M., Parise, M., Chiesi, M., Sivelli, M. (2017). Evaporite karst in Italy: a review. *International Journal of Speleology*, 46(2), 137-168. doi:<https://doi.org/10.5038/1827-806X.46.2.2107>
- De Waele, J., Piccini, L., Columbu, A., Madonia, G., Vattano, M., Calligaris, C., D'Angeli, I. M., Parise, M., Chiesi, M., Sivelli, M., Vigna, B., Zini, L., Chiarini, V., Sauro, F., Drysdale, R., Forti, P. (2017). Evaporite karst in Italy: a review. *International Journal of Speleology*, 46(2), 137-168. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.46.2.2107>
- Değirmenci, M., Kaçaroglu, F., Cerit, O. (1995). Sivas Yakın Doğusu Jips Kartısı Hidrojeolojisi. *Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Jeoloji Mühendisliği Seksiyonu*, 8, 77-92.
- Desir, G., Sirvent, J., Gutierrez, M., Sancho, C. (1995). Sediment yield from gypsiferous degraded areas in the middle Ebro basin (NE, Spain). *Physics and Chemistry of the Earth*, 20(3), 385-393. doi:[https://doi.org/10.1016/0079-1946\(95\)00052-6](https://doi.org/10.1016/0079-1946(95)00052-6)
- Doğan, U., Koçyiğit, A., Gökkaya, E. (2017). Development of the Kembos and Eynif structural poljes: Morphotectonic evolution of the Upper Manavgat River basin, central Taurides, Turkey. *Geomorphology*, 278, 105-120. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.030>
- Doğan, U., Koçyiğit, A., Yeşilyurt, S. (2019). The relationship between Kestel Polje system and the Antalya Tufa Plateau: Their morphotectonic evolution in Isparta Angle, Antalya-Turkey. *Geomorphology*, 334, 112-125. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.003>

- Doğan, U., Özel, S. (2005). Gypsum karst and its evolution east of Hafik (Sivas, Turkey). *Geomorphology*, 71(3), 373-388.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.04.009>
- Doğan, U., Yeşilyurt, S. (2004). Gypsum karst south of İmranlı. *Cave and Karst Science*, 31(1), 7-14.
- Doğan, U., Yeşilyurt, S. (2019). Gypsum Karst Landscape in the Sivas Basin. In C. Kuzucuoğlu, A. Çiner, & N. Kazancı (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey* (pp. 197-206). Cham: Springer International Publishing.
doi:https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0_6
- Doğan, U., Yeşilyurt, S., Mutlu, G., Koçyiğit, A. (2022). Base-level poljes in the Sivas Gypsum Karst, Türkiye. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 9, 19-37.
doi:<https://doi.org/10.46453/jader.1125343>
- Drahor, M. G. (2019). Identification of gypsum karstification using an electrical resistivity tomography technique: The case-study of the Sivas gypsum karst area (Turkey). *Engineering Geology*, 252, 78-98.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.02.019>
- Fabre, G., Nicod, J. (1982). Modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 26, 209-224.
- Fidelibus, M. D., Gutiérrez, F., Spilotro, G. (2011). Human-induced hydrogeological changes and sinkholes in the coastal gypsum karst of Lesina Marina area (Foggia Province, Italy). *Engineering Geology*, 118(1), 1-19.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.12.003>
- Field, M. (Ed.) (2002) EPA National Center for Environmental Assessment. Washington, D.C.
- Ford, D., Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Franz, N., Sorokin, S., Alexeeva, A., Inshina, I., Novysh, O., Kazak, A. (2013). Field Measurements of Gypsum Denudation Rate in Kulogorskaya Cave System. In M.

- Filippi & P. Bosák (Eds.), Proceedings of the 16th International Congress of Speleology (Vol. 3, pp. 185-193). Czech Republic, Brno.
- Frumkin, A. (2013). Salt Karst. In J. F. Shroder (Ed.), Treatise on geomorphology (pp. 407-424). San Diego: Academic Press. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00113-5>
- Galve, J. P., Castañeda, C., Gutiérrez, F., Herrera, G. (2015). Assessing sinkhole activity in the Ebro Valley mantled evaporite karst using advanced DInSAR. *Geomorphology*, 229, 30-44. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.035>
- Galve, J. P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A. (2009). Probabilistic sinkhole modelling for hazard assessment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(3), 437-452. doi:<https://doi.org/10.1002/esp.1753>
- Gams, I. (1978). The polje: The problem of definition. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 22, 170-181.
- Gams, I. (1994). Types of the poljes in Slovenia, their inundations and land use. *Acta Carsologica*, 23, 285–302.
- Garay, P. (2001). El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico. (PhD Thesis). University of Valencia,
- Gombert, P., Orsat, J., Mathon, D., Alboresha, R., Al Heib, M., Deck, O. (2015). Role des effondrements karstiques sur les desordres survenus sur les digues de Loire dans le Val D'Orleans (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(1), 125-140. doi:<https://doi.org/10.1007/s10064-014-0594-8>
- Gökkaya, E. (2016). Manavgat Nehri Yukarı Havzasının Jeomorfolojik Evrimi: Kembo ve Eynif Polyelerinin Jeomorfolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi.
- Gökkaya, E., Gutiérrez, F. (2022). Poljes in the Sivas gypsum karst, Turkey. *Geomorphology*, 417, 108451. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108451>

- Gökkaya, E., Gutiérrez, F., Ferk, M., Görüm, T. (2021). Sinkhole development in the Sivas gypsum karst, Turkey. *Geomorphology*, 386, 107746. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107746>
- Gökkaya, E., Tunçel, E. (2019). Natural and human-induced subsidence due to gypsum dissolution: a case study from Inandik, central Anatolia, Turkey. *Journal of Cave and Karst Studies*, 81(4), 221-232. doi:<https://doi.org/10.4311/2019es0105>
- Gracia, F. J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (2002). Origin and evolution of the Gallocanta polje. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 46(2), 215–231. doi:<https://doi.org/10.1127/zfg/46/2002/245>.
- Gracia, F. J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52(3), 215-231. doi:<https://doi.org/10.1127/zfg/46/2002/245>
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Bonachea, J., Lucha, P. (2008). A sinkhole susceptibility zonation based on paleokarst analysis along a stretch of the Madrid–Barcelona high-speed railway built over gypsum- and salt-bearing evaporites (NE Spain). *Engineering Geology*, 102(1), 62-73. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.07.010>
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Galve, J. P. (2013). Large depressions, thickened terraces, and gravitational deformation in the Ebro River valley (Zaragoza area, NE Spain): Evidence of glauberite and halite interstratal karstification. *Geomorphology*, 196, 162-176. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.024>
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Lucha, P. (2008). Impact of halite dissolution subsidence on Quaternary fluvial terrace development: Case study of the Huerva River, Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, 100(1), 164-179. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.040>
- Gutiérrez, F. (1998). Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Calatayud y Teruel (Cordillera Ibérica). (PhD Thesis). University of Zaragoza,

- Gutiérrez, F. (2014). Evaporite Karst in Calatayud, Iberian Chain. In F. Gutiérrez & M. Gutiérrez (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain* (pp. 111-125). Dordrecht: Springer Netherlands. doi:https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_9
- Gutiérrez, F. (2016). Sinkhole Hazards. In S. L. Cutter (Ed.), *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science* (pp. 1-92): Oxford University Press. doi:<https://doi.org/10.1093/acrefore/9780199389407.013.40>
- Gutiérrez, F., Calaforra, J. M., Cardona, F., Ortí, F., Durán, J. J., Garay, P. (2008). Geological and environmental implications of the evaporite karst in Spain. *Environmental Geology*, 53(5), 951-965. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-007-0721-y>
- Gutiérrez, F., Cooper, A. H. (2002). Evaporite Dissolution Subsidence in the Historical City of Calatayud, Spain: Damage Appraisal and Prevention. *Natural Hazards*, 25(3), 259-288. doi:<https://doi.org/10.1023/A:1014807901461>
- Gutiérrez, F., Cooper, A. H. (2013). Surface Morphology of Gypsum Karst. In J. F. Shroder (Ed.), *Treatise on geomorphology* (pp. 425-437). San Diego: Academic Press. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00114-7>
- Gutiérrez, F., Cooper, A. H., Johnson, K. S. (2008). Identification, prediction, and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst areas. *Environmental Geology*, 53(5), 1007-1022. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-007-0728-4>
- Gutiérrez, F., Fabregat, I., Roqué, C., Carbonel, D., Guerrero, J., García-Hermoso, F., Zarroca, M., Linares, R. (2016). Sinkholes and caves related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. *Geomorphology*, 267, 76-97. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.018>
- Gutiérrez, F., Fabregat, I., Roqué, C., Carbonel, D., Zarroca, M., Linares, R., Yechieli, Y., García-Arnay, Á., Sevil, J. (2019). Sinkholes in hypogene versus epigene karst systems, illustrated with the hypogene gypsum karst of the Sant Miquel de Campmajor Valley, NE Spain. *Geomorphology*, 328, 57-78. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.003>

- Gutiérrez, F., Galve, J. P., Lucha, P., Castañeda, C., Bonachea, J., Guerrero, J. (2011). Integrating geomorphological mapping, trenching, InSAR and GPR for the identification and characterization of sinkholes: A review and application in the mantled evaporite karst of the Ebro Valley (NE Spain). *Geomorphology*, 134(1), 144-156. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.018>
- Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P. (2008). A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53(5), 993-1006. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-007-0727-5>
- Gutiérrez, F., Lizaga, I. (2016). Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology*, 254, 88-103. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.020>
- Gutiérrez, F., Mozafari, M., Carbonel, D., Gómez, R., Raeisi, E. (2015). Leakage problems in dams built on evaporites. The case of La Loteta Dam (NE Spain), a reservoir in a large karstic depression generated by interstratal salt dissolution. *Engineering Geology*, 185, 139-154. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.12.009>
- Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J., Jourde, H. (2014). A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews*, 138, 61-88. doi:<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.002>
- Günay, G. (2002). Gypsum karst, Sivas, Turkey. *Environmental Geology*, 42(4), 387-398. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-002-0532-0>
- Gündoğan, I., Önal, M., Depçi, T. (2005). Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(5), 791-803. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.08.002>
- Gürsoy, H., Temiz, H., Poisson, A. (1992). Recent faulting in the Sivas area (Sivas Basin, Central Anatolia—Turkey). *Bull. Faculty Eng. Cumhuriyet Univ.*, A, 9, 11-17.
- Jackson, M. P., Hudec, M. R. (2017). *Salt tectonics: Principles and practice*: Cambridge University Press.

- Jalali, L., Zarei, M., Gutiérrez, F. (2019). Salinization of reservoirs in regions with exposed evaporites. The unique case of Upper Gotvand Dam, Iran. *Water Research*, 157, 587-599. doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2019.04.015>
- James, A. N., Cooper, A. H., Holliday, D. W. (1981). Solution of the gypsum cliff (Permian, Middle Marl) by the River Ure at Ripon Parks, North Yorkshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 43(4), 433-450. doi:<https://doi.org/10.1144/pygs.43.4.433>
- Johnson, K. S. (2005). Subsidence hazards due to evaporite dissolution in the United States. *Environmental Geology*, 48(3), 395-409. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-005-1283-5>
- Johnson, K. S. (2008). Gypsum-karst problems in constructing dams in the USA. *Environmental Geology*, 53(5), 945-950. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-007-0720-z>
- Johnson, S. Y. (1986). Water-escape structures in coarse-grained, volcanoclastic, fluvial deposits of the Ellensburg Formation, south-central Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(6), 905-910. doi:<https://doi.org/10.1306/212F8A80-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Kaçaroğlu, F., Değirmenci, M., Cerit, O. (1997). Karstification in Miocene gypsum: an example from Sivas, Turkey. *Environmental Geology*, 30(1), 88-97. doi:<https://doi.org/10.1007/s002540050136>
- Kaçaroğlu, F., Değirmenci, M., Cerit, O. (2001). Water Quality Problems of a Gypsiferous Watershed: Upper Kizilirmak Basin, Sivas, Turkey. *Water, Air, and Soil Pollution*, 128, 161-180. doi:<https://doi.org/10.1023/A:1010333522184>
- Karadenizli, L. (2011). Oligocene to Pliocene palaeogeographic evolution of the Çankırı-Çorum Basin, central Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 237(1), 1-29. doi:<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.01.008>
- Kempe, S. (1996). Gypsum karst of Germany. *International Journal of Speleology*, 25(3), 209-224. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.16>

- Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C. (2017). Tectono-stratigraphic evolution of salt-controlled minibasins in a fold and thrust belt, the Oligo-Miocene central Sivas Basin. *Journal of Structural Geology*, 102, 75-97. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.07.007>
- Kergaravat, C., Ribes, C., Legeay, E., Callot, J.-P., Kavak, K. S., Ringenbach, J.-C. (2016). Minibasins and salt canopy in foreland fold-and-thrust belts: The central Sivas Basin, Turkey. *Tectonics*, 35(6), 1342-1366. doi:<https://doi.org/10.1002/2016TC004186>
- Klimchouk, A. (1996a). The dissolution and conversion of gypsum and anhydrite. *International Journal of Speleology*, 25(3), 21-36. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.2>
- Klimchouk, A. (1996b). The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. *International Journal of Speleology*, 25(3), 49-60. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.4>
- Klimchouk, A., Andrejchuk, V. (1996). Environmental problems in gypsum karst terrains. *International Journal of Speleology*, 25(3), 145-156. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.11>
- Klimchouk, A., Cucchi, F., Calaforra, J. M., Aksem, S., Finocchiaro, F., Forti, P. (1996). Dissolution of gypsum from field observations. *International Journal of Speleology*, 25(3), 37-48. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.3>
- Klimchouk, A., Forti, P., Cooper, A. (1996). Gypsum karst of the World: a brief overview. *International Journal of Speleology*, 25(3), 159-181. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.12>
- Klimchouk, A. B. (2013). Evolution of Intrastratal Karst and Caves in Gypsum. In J. F. Shroder (Ed.), *Treatise on geomorphology* (pp. 438-450). San Diego: Academic Press. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00123-8>
- Klimchouk, A. B., Aksem, S. D. (2005). Hydrochemistry and solution rates in gypsum karst: case study from the Western Ukraine. *Environmental Geology*, 48(3), 307-319. doi:<https://doi.org/10.1007/s00254-005-1277-3>

- Legeay, E., Pichat, A., Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J. P., Ringenbach, J. C., Bonnel, C., Hoareau, G., Poisson, A., Mohn, G., Crumeyrolle, P., Kavak, K. S., Temiz, H. (2019). Geology of the Central Sivas Basin (Turkey). *Journal of Maps*, 15(2), 406-417. doi:<https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1514539>
- Legeay, E., Ringenbach, J.-C., Kergaravat, C., Pichat, A., Mohn, G., Vergés, J., Kavak, K. S., Callot, J.-P. (2019). Structure and kinematics of the Central Sivas Basin (Turkey): salt deposition and tectonics in an evolving fold-and-thrust belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 490, 361-396. doi:<https://doi.org/10.1144/SP490-2019-92>.
- López-Chicano, M., Calvache, M. L., Martín-Rosales, W., Gisbert, J. (2002). Conditioning factors in flooding of karstic poljes—the case of the Zafarraya polje (South Spain). *CATENA*, 49(4), 331-352. doi:[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00053-X)
- Lundberg, J. (2019). Karren, cave. In W. B. White, D. C. Culver, & T. Pipan (Eds.), *Encyclopedia of Caves* (Third Edition) (s. 588-599): Academic Press. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814124-3.00070-4>
- Macaluso, T., Sauro, U. (1996). Weathering crust and karren on exposed gypsum surfaces. *International Journal of Speleology*, 25(3), 9. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.9>
- Mayer, D. V. (1973). All list some of the caves and swallow holes in the gypsum karst between Sivas and Zara, Turkey. Unpublished notes, BCRA Library.
- Mayer, D. V. (1974). Gypsum caves in Turkey. *BCRA Bulletin*, 3, 15-16.
- McQuarrie, N., Hinsbergen, D. J. J. (2013). Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41(3), 315-318. doi:<https://doi.org/10.1130/g33591.1>
- Mijatović, B. F. (1984). Karst poljes in the Dinarides. In B. F. Mijatović (Ed.), *Hydrogeology of the Dinaric Karst* (pp. 87-109). Hannover: International Association of Hydrogeologists.

- Milanovic, P. (2002). The environmental impacts of human activities and engineering constructions in karst regions. *International Union of Geological Sciences*, 25(1), 13-21. doi:<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2002/v25i1/002>
- Milanovic, P. (2018). *Engineering Karstology of Dams and Reservoirs*. Boca Raton: CRC Press.
- MTA. (2002). 1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası.
- Nicod, J. (1975). Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 428, 289-297.
- Nicod, J. (2006). Lakes in Gypsum Karst: Some Examples in Alpine and Mediterranean Countries. *Acta Carsologica*, 35(1), 69–78. doi:<https://doi.org/10.3986/ac.v35i1.244>
- Nocita, B. W. (1988). Soft-sediment deformation (fluid escape) features in a coarse-grained pyroclastic-surge deposit, north-central New Mexico. *Sedimentology*, 35(2), 275-285. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00949.x>
- Onal, K. M., Buyuksarac, A., Aydemir, A., Ates, A. (2008). Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods. *Tectonophysics*, 460 (1), 186-197. doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.006>
- Ödeker, B. (2022). Çankırı Çevresinde Jips Karstı. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi.
- Önal, M., Demir, O., Öztaş, Y. (1999). Uzunyayla baseninin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Yayınlanmamış Rapor No. 3984, 76.
- Özel, S., (2005). Hafik-Ekinli Arasında (Kızılırmak Çevresinde) Jips Karstı. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi.
- Özel, S., Darıcı, N. (2020). Environmental hazard analysis of a gypsum karst depression area with geophysical methods: a case study in Sivas (Turkey). *Environmental Earth Sciences*, 79(5), 115. doi:<https://doi.org/10.1007/s12665-020-8861-4>
- Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21. doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0001:Oamolc>2.3.Co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0001:Oamolc>2.3.Co;2)

- Palmer, A. N. (2007). *Cave Geology*. Dayton, Ohio: Cave Books.
- Panno, S. V., Luman, D. E. (2018). Characterization of cover-collapse sinkhole morphology on a groundwater basin-wide scale using lidar elevation data: A new conceptual model for sinkhole evolution. *Geomorphology*, 318, 1-17. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.013>
- Parenti, C., Gutiérrez, F., Baioni, D., García-Arnay, Á., Sevil, J., Erica, L. (2020). Closed depressions in Kotido crater, Arabia Terra, Mars. Possible evidence of evaporite dissolution-induced subsidence. *Icarus*, 341, 113680. doi:<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.113680>
- Paukštys, B., Cooper, A. H., Arustiene, J. (1999). Planning for gypsum geohazards in Lithuania and England. *Engineering Geology*, 52(1), 93-103. doi:[https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(98\)00061-1](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(98)00061-1)
- Pechorkin, I. A. (1969). *Geodynamic of Coasts of the Kama Reservoirs (Rusça)*.
- Phillips, J. D. (2017). Landform transitions in a fluviokarst landscape. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 61(2), 109-122. doi:<https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0452>
- Pichat, A. (2017). *Dynamique des systèmes évaporitiques d'un bassin d'avant-pays salifère et processus diagénétiques associés au contexte halocinétique: exemple du bassin de Sivas en Turquie*. Université de Pau et des Pays de l'Adour, France
- Pichat, A., Hoareau, G., Callot, J.-P., Legeay, E., Kavak, K. S., Révillon, S., Parat, C., Ringenbach, J.-C. (2018). Evidence of multiple evaporite recycling processes in a salt-tectonic context, Sivas Basin, Turkey. *Terra Nova*, 30(1), 40-49. doi:<https://doi.org/10.1111/ter.12306>
- Poisson, A., Guezou, J. C., Ozturk, A., Inan, S., Temiz, H., Gürsöy, H., Kavak, K. S., Özden, S. (1996). Tectonic Setting and Evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 38(9), 838-853. doi:<https://doi.org/10.1080/00206819709465366>
- Poisson, A., Orszag-sperber, F., Temiz, H., Vrielynck, B. (2011). Stratigraphic and polyphased tectonic evolution of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey). *Darius Annual Report 2011 - Proposal No WD 11-11*, pp. 1–29.

- Poisson, A., Vrielynck, B., Wernli, R., Negri, A., Bassetti, M.-A., Büyükmeriç, Y., Özer, S., Guillou, H., Kavak, K. S., Temiz, H., Orszag-Sperber, F. (2016). Miocene transgression in the central and eastern parts of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey) and the Cenozoic palaeogeographical evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 339-368. doi:<https://doi.org/10.1007/s00531-015-1248-1>
- Postma, G. (1983). Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30(1), 91-103. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00652.x>
- Poyraz, M. (2021). Yukarı kızılırmak havzası jips karstının morfometrik ve morfojenetik özellikleri. Doktora Tezi, Balıkesir Üniversitesi.
- Poyraz, M., Öztürk, M. Z., Soykan, A. (2021). Sivas jips karstında dolin yoğunluğunun CBS tabanlı analizi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 6, 67-80. doi:<https://doi.org/10.46453/jader.863090>
- Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Crumeyrolle, P., Callot, J.-P., Poisson, A., Temiz, H., Ringenbach, J.-C. (2015). Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey. *Sedimentology*, 62(6), 1513-1545. doi:<https://doi.org/10.1111/sed.12195>
- Ribes, C., Kergaravat, C., Crumeyrolle, P., Lopez, M., Bonnel, C., Poisson, A., Kavak, K. S., Callot, J.-P., Ringenbach, J.-C. (2017). Factors controlling stratal pattern and facies distribution of fluvio-lacustrine sedimentation in the Sivas mini-basins, Oligocene (Turkey). *Basin Research*, 29(S1), 596-621. doi:<https://doi.org/10.1111/bre.12171>
- Ribes, C., Lopez, M., Kergaravat, C., Crumeyrolle, P., Poisson, A., Callot, J.-P., Paquette, J.-L., Ringenbach, J.-C. (2018). Facies partitioning and stratal pattern in salt-controlled marine to continental mini-basins: Examples from the Late Oligocene to Early Miocene of the Sivas Basin, Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 468-496. doi:<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.018>

- Sanz de Galdeano, C. (2013). The Zafarraya Polje (Betic Cordillera, Granada, Spain), a basin open by lateral displacement and bending. *Journal of Geodynamics*, 64, 62-70. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.10.004>
- Sauro, U. (1996). Geomorphological aspects of gypsum karst areas with special emphasis on exposed karst. *International Journal of Speleology*, 25, 105-114. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.8>
- Shaw, M. G., Stafford, K. W., Tate, B. P. (2011). Surface denudation of the Gypsum Plain, West Texas and Southeastern New Mexico. In E. L. Kuniansky (Ed.), U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Fayetteville, Arkansas, April 26–29, 2011, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5031 (pp. 104-112).
- Sivinskih, P. (2009). Features of geological conditions of the Ordinskaya underwater cave, fore-Urals, Russia. In A. Klimchouk & F. Derek (Eds.), *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins* (pp. 267-269). Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology.
- Stafford, K. W., Nance, R., Rosales-Lagarde, L., Boston, P. J. (2008). Epigene and hypogene gypsum karst manifestations of the Castile Formation: Eddy County, New Mexico and Culberson County, Texas, USA. *International Journal of Speleology*, 37(2), 83-98. doi:<http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.37.2.1>
- Stepišnik, U., Ferk, M., Gostinčar, P., Černuta, L. (2012). Holocene high floods on the Planina Polje, Classical Dinaric Karst, Slovenia. *Acta Carsologica*, 41(1). doi:<https://doi.org/10.3986/ac.v41i1.44>
- Sümengen, M., Ünay, E., Sarac, G., de Bruijn, H., Terlemez, I., Gürbüz, M. (1990). New Neogene Rodent Assemblages from Anatolia (Turkey). In E. H. Lindsay, V. Fahlbusch, & P. Mein (Eds.), *European Neogene Mammal Chronology* (pp. 515-525). New York: Plenum Press. doi:https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2513-8_5
- Sweeting, M. M. (1972). *Karst landforms*. London: McMillan Press.
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z., Doğan, U., Utlu, M. (2021). Toros polyelerinin morfometrik özellikleri. *Coğrafya Dergisi*(42), 101-119.

doi:<https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-834461>

- Taheri, K., Gutiérrez, F., Mohseni, H., Raeisi, E., Taheri, M. (2015). Sinkhole susceptibility mapping using the analytical hierarchy process (AHP) and magnitude–frequency relationships: A case study in Hamadan province, Iran. *Geomorphology*, 234, 64-79. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.005>
- Temiz, H. (1996). Tectonostratigraphy and thrust tectonics of the Central and Eastern parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey. *International Geology Review*, 38(10), 957-971. doi:<https://doi.org/10.1080/00206819709465374>
- Waltham, T. (2002). Gypsum karst near Sivas, Turkey. *Cave and Karst Science*, 29(1), 39-44.
- Waltham, T. (2004). Mulu, Sarawak. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science* (pp. 1134-1140). New York: Fitzroy Dearborn.
- Waltham, T. (2008). Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 41(3), 291-300. doi:<https://doi.org/10.1144/1470-9236/07-211>
- Waltham, T., Bell, F. G., Culshaw, M. (2005). *Sinkholes and subsidence*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Warren, J. K. (2016). *Evaporites: A geological compendium*: Springer.
- Williams, P. W. (1972). Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea. *GSA Bulletin*, 83(3), 761-796. doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[761:MAOPKI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2)
- Williams, P. W. (2011). Karst in UNESCO World Heritage Sites. In P. E. van Beynen (Ed.), *Karst Management* (pp. 459-480). Dordrecht: Springer Netherlands. doi:https://doi.org/10.1007/978-94-007-1207-2_21
- Yılmaz, A., Yılmaz, H. (2006). Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: The Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), 164-176. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.02.006>

- Yılmaz, I. (2007). GIS based susceptibility mapping of karst depression in gypsum: A case study from Sivas basin (Turkey). *Engineering Geology*, 90(1), 89-103. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.12.004>
- Yılmaz, I. (2012). On the value of dolines in gypsum terrains as a “Geological Heritage”: an example from Sivas basin, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 65(3), 805-812. doi:<https://doi.org/10.1007/s12665-011-1125-6>
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., Pike, R. (2002). Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 68(3), 257-265.
- Youssef, A. M., Al-Harbi, H. M., Gutiérrez, F., Zabramwi, Y. A., Bulkhi, A. B., Zahrani, S. A., Bahamil, A. M., Zahrani, A. J., Otaibi, Z. A., El-Haddad, B. A. (2016). Natural and human-induced sinkhole hazards in Saudi Arabia: distribution, investigation, causes and impacts. *Hydrogeology Journal*, 24(3), 625-644. doi:<https://doi.org/10.1007/s10040-015-1336-0>
- Zini, L., Calligaris, C., Forte, E., Petronio, L., Zavagno, E., Boccali, C., Cucchi, F. (2015). A multidisciplinary approach in sinkhole analysis: The Quinis village case study (NE-Italy). *Engineering Geology*, 197, 132-144. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.07.004>

ÖZET

Doktora Tezi

Ergin Gökkaya

Sivas Jips Karstının Jeomorfolojik Evrimi

Sivas'ın geniş jips karstı, çıplak jips karstının dünyadaki en çarpıcı örneklerinden biridir. Jeomorfolojik yapısı esas olarak yükselen blok antiformal sırtı ve nispeten düşük yükselme oranına sahip morfo-yapısal bir oluk oluşturan Sivas Bindirmesinin geometrisi tarafından kontrol edilmektedir. Bu tezde analiz edilen birkaç çarpıcı jeomorfik özellik gösterir: (1) esas olarak antiformal sırtta gelişmiş iyi gelişmiş poligonal karst; (2) relikt vadiler; (3) çoğunlukla alçak uzanan alanda gelişmiş 300 ana kaya çökme dolini (AKÇD); ve (4) 310 örtü sübsidans dolini. (5) olağandışı jips kanyonları; (6) polyeler. Küçük silindirik depresyonlardan yumuşak eğimli büyük ve derin tranko-konik depresyonlara kadar değişen AKÇD morfolojisi, hektometre ölçeğinde çaplara ulaşan bu dolinlerin jeomorfik evrimini yansıtmaktadır. Önemli ölçüde genişleme ve derinleşmeyi içeren evrimleri, aşağı doğru vadoz akışla büyük hacimlerde jipsin çözünen yük olarak çözelti halinde uzaklaştırılmasına bağlanmaktadır. Bu tür morfolojik evrim ile çökme sonrası çözeltisel denüdasyon, karbonat kayalarda gözlenenden farklıdır. Kartografik ilişkilere dayanarak ve evrimsel yollarına dikkat ederek üç tip taban seviyesi polye ayırt edilmiştir: relikt vadilerle ilişkili polyeler; terk edilmiş vadi bölümlerinde gelişen polyeler, AKÇD'nin birleşmesiyle ilgili polyeler. Polye, kenar yamaçların geri çekilmesini ve bunların su tablası tarafından kontrol edilen bir polye tabanı ile değiştirilmesini içeren yanal çözünme düzleşmesi vasıtasıyla genişler. Yamaçların geri çekilmesi esas olarak taşkınlar sırasındaki çözünme ile oyulma, kütle hareketleri ve jipsli heyelan depolarının hızla ortadan kaldırılması ile sağlanır.

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

Ergin Gökkaya

Geomorphological Evolution of the Sivas Gypsum Karst

The extensive gypsum karst of Sivas is one of the most outstanding examples of bare gypsum karst in the world. Its geomorphological landscapes mainly controlled by the geometry of Sivas Thrust which create hanging wall antiformal ridge and a morpho-structural trough with relatively low uplift rate. It displays several remarkable geomorphic features analysed in this thesis, including: (1) a well-developed polygonal karst mainly developed in the antiformal ridge; (2) relict valleys; (3) 300 bedrock collapse sinkholes (BCS) mainly in the low-lying area; and (4) 310 cover subsidence sinkholes. (5) unusual gypsum canyons; (6) poljes. The morphology of the BCS, varying from small cylindrical holes to large and deep tronco-conical depressions with gentle slopes reflect to geomorphic evolution of these sinkholes that reach hectometre-scale diameters. Their evolution, involving substantial enlargement and deepening, is attributed to the solutional removal as solute load of large volumes of gypsum by downward vadose flow. This type of morphological evolution with significant post-collapse solutional denudation differs from that observed in carbonate rocks. Three types of base-level poljes are differentiated based on cartographic relationships and attending to their evolutionary path: poljes associated with relict valleys; poljes developed in abandoned valley sections, poljes related to the coalescence of BCS. The poljes expand by lateral solution planation, involving the retreat of the marginal slopes and their replacement by a polje floor controlled by the water table. The retreat of the slopes is mainly achieved by solutional undercutting during floods, mass movements, and the rapid removal of the gypsiferous landslide deposits.