

Tektonizma ve İklim Denetimli Süreçlerin Volkanik Yapıların Morfolojisine Etkisi: Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'nda Kraterlerin Jeomorfik Özellikleri (Doğu Anadolu)

The Impact of Tectonism and Climate Controlled Processes on the Morphology of Volcanic Structures: Geomorphic Characteristics of Craters in the Aras Mountains Volcanic Mountain Belt (Eastern Anatolia)

Yahya ÖZTÜRK¹



¹Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Van, Türkiye

Halil ZORER²



²Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Van, Türkiye



Bu makale, Yahya ÖZTÜRK tarafından Halil ZORER danışmanlığında yürütülmekte olan doktora tez çalışmasının bulgularından faydalanılarak üretilmiştir.

This article was produced by benefiting from the findings of the thesis study carried out by Yahya ÖZTÜRK under the supervision of Halil ZORER.

Geliş Tarihi/Received 13.08.2024
Kabul Tarihi/Accepted 08.12.2024
Yayın Tarihi/Publication Date 30.12.2024

Sorumlu Yazar/Corresponding author:
Yahya ÖZTÜRK

E-mail: yhztrk@hotmail.com

Cite this article as:

Öztürk, Y., & Zorer, H. (2024). The impact of tectonism and climate controlled processes on the morphology of volcanic structures: Geomorphic characteristics of craters in the Aras Mountains volcanic mountain belt (Eastern Anatolia). *Eastern Geographical Review*, 29(52), 118-136.

ÖZ

Aras Dağları Iğdır, Doğubayazıt ve Balıkgöl fay zonları tarafından denetlenen Pliyo-Kuvaterner Pamuk ve Durak dağları arasında 50 km uzunluğundaki volkanik rölyefi kapsamaktadır. BKB-DGD eksenli dağ kuşağının orografik çatısı stratovolkanlardan oluşan bir silsileden oluşur. Aras Dağları'nın kuzeyinde Tuzluca-Iğdır çek-ayır havzaları; güneyinde ise Ombulak Havzası, Balıkgöl Havzası, Balıkgöl Deresi flüvyo-tektonik oluğu ve Doğubayazıt Havzası gibi depresyonların sıralandığı tektonik kuşak bulunmaktadır. Bu depresyonlar paleo-Ağrı Havzası'nın kalıntılarıdır ve Aras Dağları, bu depresyon sisteminde açılma çatlaklarına bağlı volkanizmayla gelişmiştir. Açılma çatlağının morfojenezi, KB-GD eksenli Serdarabat-Nahcivan fayı ile Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fayları arasındaki aralı-aşmalı sekmelerle denetlenmiştir. Bu bölgesel deformasyon sistemi dahilinde birbirinden bağımsız merkezi püskürmeler ve kanat erüpsiyonları şeklinde gelişen parazit koniler, Aras Dağları'nda tipik kraterlerin gelişimiyle sonuçlanmıştır. Silsile üzerinde büyüklük ve morfolojik olarak farklı on dört belirgin krater yapısı belirlenmiş ve bunların ortaç/asidik lav erüpsiyonlarının ya da bazaltik piroklastik çıkışların topoğrafik sonuçları oldukları tespit edilmiştir. Bu çalışmada, krater yapılarının morfolojik tanımlanmasını/sınıflandırmasını yapmak ve krater morfolojisi üzerinde etkili olan krater içi ikincil volkanizma, tektonizma, paleorüzgarlar, akarsu ve buzullaşma gibi süreçlerin etkisini ortaya koymak amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda krater sistemleri tek tek ele alınmış, sayısal yükseklik modelleri kullanılarak kraterlerin 3D görünümü, swath profilleri, kırmızı rölyef haritaları üretilmiştir. Çalışmada derlenen veriler tüm kraterlerin morfolojileri üzerinde flüvyal süreçlerin etkili olduğunu gösterirken, paleo-rüzgarların iki, glasyal süreçlerin üç, tektonizmanın (faylanma) yedi, krater içi ikincil volkanizmanın ise üç kraterin jeomorfik dokusuna etki ettiği anlaşılmıştır. Morfolojik yapıyı etkileyen bu süreçlerden dolayı tüm kraterler kapalı çanak özelliğinden yoksundur. Bu parametreler, deforme olmuş krater yapılarının değişken doğal ortam koşullarını anlamada önemli jeomorfik referans kaynaklarından biri olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Krater morfolojisi, volkanizma, Aras Dağları

ABSTRACT

The Aras Mountains cover about 50 km of the volcanic relief between the Pamuk and Durak Mountains, controlled by the Iğdır, Doğubayazıt and Balıkgöl fault zones. The orographic roof of the NW-SE axis volcanic mountain belt consists of a series of stratovolcanoes. To the north of the Aras Mountains are the Tuzluca and Iğdır pull-apart basins and to the south is a belt of tectonic depressions including the Ombulak Basin, Balıkgöl Basin, Balıkgöl Creek fluvio-tectonic trough and the Doğubayazıt Basin. All of these depressions are the remnants of the palaeo-Ağrı Basin and the Aras Mountains have evolved geomorphically by volcanism due to opening cracks in this depression system. Within this regional deformation system, parasitic cones, which formed as independent central eruptions and flank eruptions, resulted in the development of typical craters in the Aras Mountains. Fourteen distinctive crater structures have been identified on the mountain range and they are largely the topographical results of acidic lava eruptions or basaltic pyroclastic outflows. In this study, it was aimed to make a morphological description/classification of the crater structures and to reveal the effect of different geologic-geomorphologic processes on crater morphology. For this purpose, crater systems were handled individually, and 3D views, swath profiles and red relief maps of the craters were produced using digital elevation models. While the results show that fluvial processes are effective on the morphology of all craters, palaeowinds affect the geomorphic texture of two craters, glacial processes affect three craters, tectonism affects seven craters and in-crater secondary volcanism affects three craters. Thus, due to these processes all craters lack the closed bowl feature. These parameters show that deformed crater structures are among the substantial geomorphic sources in understanding the changing natural environment conditions.

Keywords: Crater geomorphology, volcanism, Aras Mountains

Giriş

Kraterler, volkan jeomorfolojisinde magmatik erüpsiyonun meydana geldiği dairesel/yarı dairesel çöküntü alanları ya da erüptik faaliyetten sonra geriye kalan; lavların, gazların veya piroklastiklerin çeşitli geometrilerde olabilen çıkış bacaları olarak tanımlanmaktadır (Ardos, 1987; Branney & Acocella, 2015; Hugget, 2017; Sür, 1976).



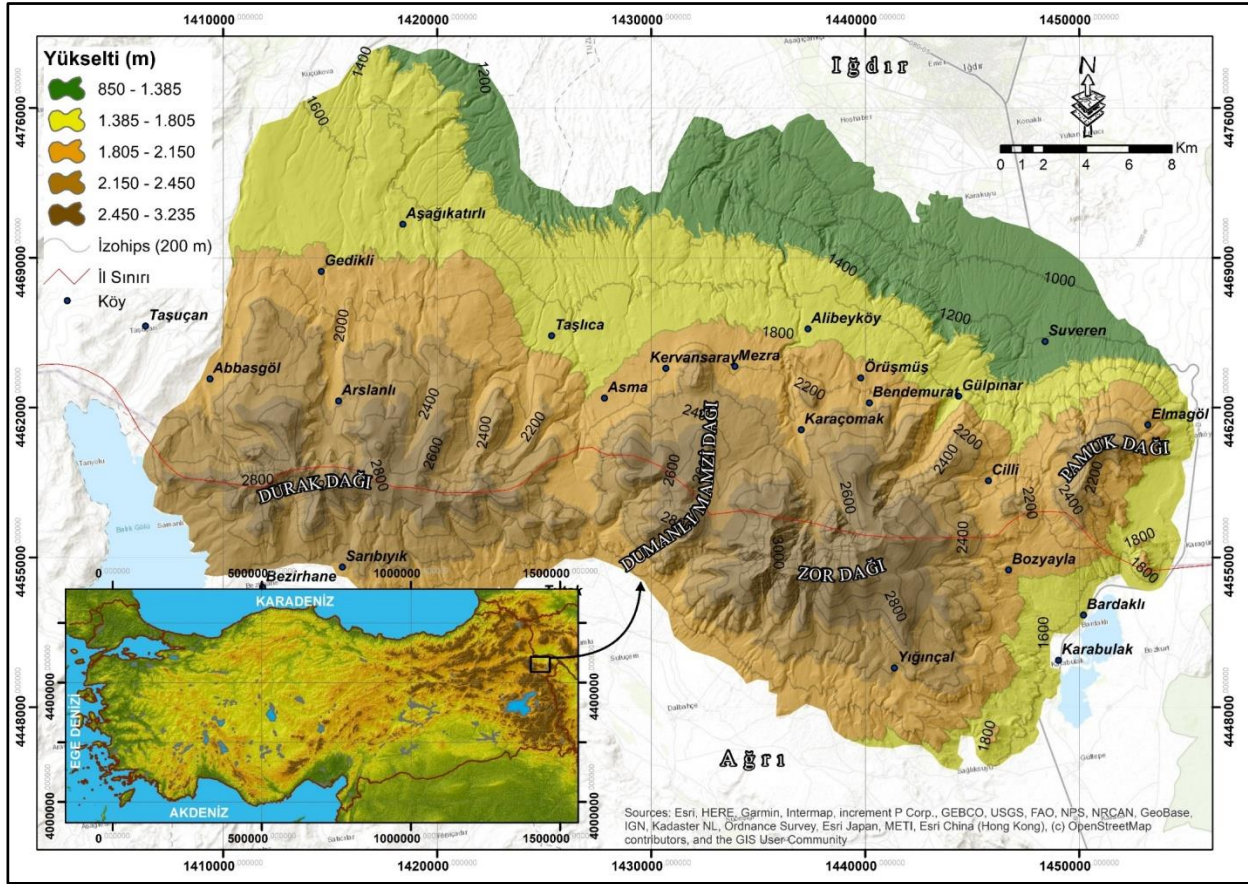
Stratovulkan, kalkan volkan, cüruf konisi, tuf konisi hatta egzojen volkanik dom yapılarında dahi gelişebilen kraterlerin çapları oldukça değişkendir (Acocella, 2007). Ancak literatürdeki genel kabule göre çapları 2 km'den fazla olan kraterler, kaldera olarak tanımlanmaktadır ve dolayısıyla kalderalar kraterlerden büyük volkanik çanakları temsil etmektedir (Erinç, 2001; Turoğlu, 2022; Yiğitbaşıoğlu, 2000). Kaldera-krater morfolojisindeki bir diğer ayırım ise genetik köken üzerinden yapılmaktadır. Mağmatik erüpsiyon sonucu magma haznesinde geniş hacimli piroklastik boşalım ya da erüpsiyonu takip eden jeolojik evrede meydana gelen tektonik faaliyetler kraterlerde çökmelere yol açarak bunların kalderalara evrilmesine neden olmaktadır (Cole ve ark., 2005; Guillou Frottier ve ark., 2000; Lipman, 1997). Dolayısıyla kalderalar hem büyüklük hem de genetik köken itibarıyla kraterlerden ayrılırlar da volkanizmada taşıdıkları anlam magmatik faaliyetlerin geliştiği alanlar şeklindedir. Volkan topoğrafyasının makro elemanlarından biri olan kraterler çok farklı jeomorfik dokuda olabilirlerken, bu dokusal çeşitlilik krater oluşumunu yönlendiren ya da etkileyen süreçlerdeki farklılıklardan kaynaklıdır. Literatürde dairesel, yarı dairesel, at nalı, hilal, amfiteyater şeklinde farklı krater paternleri tanımlanmış ve bunların çeşitli süreçlerin denetiminde geliştiği belirtilmiştir (Holohan ve ark., 2005; Marliyani ve ark., 2020). Aras Dağları da volkanik evriminden dolayı Doğu Anadolu Bölgesi'nde farklı krater morfolojilerinin görüldüğü örneklem alanlarından birini oluşturmaktadır.

Aras Dağları, tektono-volkanik bir yükselime karşılık gelen Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun (Keskin, 2007; Şengör ve ark., 1979) doğusunda Küçük Kafkaslar'ın güneyinde yer alan volkanik bir dağ kuşağıdır. Pliyo-Kuvaterner boyunca açılan paleo Ağrı Havzası'nı KB-GD ekseninde ikiye ayıran (Gürbüz & Şaroğlu, 2019; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Yılmaz, 1986) dağlık kuşağın morfojenetik evrimi, bölgedeki tektonizma kökenli yapısal deformasyon sistemlerinin denetiminde sağlanmıştır. Kuzeyinde Tuzluca ve İğdir-çek ayır havzaları, güneyinde ise Balıkgöl, Balıkgöl Deresi ve Doğubeyazıt-Gürbulak havzaları gibi tektonik çöküntü alanları bulunan Aras Dağları, aynı zamanda kuzeyindeki İğdir İli ile güneyindeki Ağrı İli arasında idari sınırın geçtiği orografik bir kuşağa karşılık gelmektedir (Şekil 1). Pliyo-Kuvaterner volkanizmasına bağlı gelişen Aras Dağları çok sayıda volkanik depresyona sahiptir ve dağlık silsile dahilinde 14 adet krater belirlenmiştir. İçsel (tektonizma, magma cebi boşalımı, ikincil volkanizma) ve dışsal (buzullaşma, flüvyal erozyon, paleorüzgârlar) süreçlerin etkisi altında jeomorfik dokuları büyük oranda bozulan bu kraterler, asimetrik ve dairesel görünümü deforme olmuş yapılardır. Mağmatik faaliyetlerin yeryüzündeki karşılığı olan bu alanlar, zengin bir jeomorfik peyzaj zenginliği sunmanın yanı sıra morfolojilerindeki izlerden dolayı jeomorfik paternlerini denetleyen süreçleri aydınlatmada önemli referans kaynaklar özelliğindedirler. Nitekim Anadolu'da krater / kaldera morfolojisine yönelik yapılan birçok çalışmada (Altın, 2017; Canpolat & Turoğlu, 2015; Çiçek, 1992; Dönmez ve ark., 2017; Güner, 1984; Karaoğlu, 2020; Polat, 2016; Saraçoğlu, 1989; Tonbul & Kıranşan, 2017; Yalçınlar, 1958; Yalçınlar, 1973; Yalçınlar, 1993; Yıldırım & Koçan, 2008; Yıldırım & Karadoğan, 2010) bu durum dile getirilmiş; kraterlerdeki asimetrik doku,

yamaçlarda tek yönlü piroklastik yığılım, kraterlerde lav çıkışlarının büyük oranda aynı yönden yayılması, kraterin drenaja açık yamacının fay gibi dislokasyon sistemleriyle genetik ilişkisi, krater içi ve dışı volkanitlerin lito-fasiyes özellikleri, krater morfolojisi gibi hususlar irdelenmiştir. Bu bağlamda birçok parametrenin (faylanma, flüvyal erozyon, ikincil volkanik faaliyetler, buzullaşma, paleorüzgâr sistemleri) karşılıklı ve ardışık etkisi altında gelişen krater morfolojisinin Aras Dağları özelinde açıklanması ve jeomorfik doku üzerinde etkili olan süreçlerin aydınlatılması bu çalışmanın temel amacını oluşturmaktadır. Literatürde Aras Dağları'na ya da yakın çevresine yönelik yapılan sınırlı sayıda yerbilimi temelli çalışma olsa da (Çakar, 2023; Mutlu, 2022; Nar, 2023; Şaroğlu, 1986; Öztürk, 2020; Utlu & Ghasemlounia, 2021) Aras Dağları'nda Pliyo-Kuvaterner volkanitlerinin çıkış kanallarına karşılık gelen kraterlere yönelik bir çalışmanın olmadığı görülmektedir. Bu bağlamda çalışmanın bir diğer amacı da literatürdeki bu boşluğu doldurmak ve volkan topoğrafyasının makro elemanlarından biri olan kraterleri Doğu Anadolu'dan örneklenilerek volkan jeomorfolojisi alan yazınına katkı sağlamaktır.

Yöntem

Çalışmada kullanılan temel veri kaynakları arazi çalışması bulgularıdır. Bunun yanında bölgeye dair yapılan jeolojik/jeomorfolojik çalışmalar (Karakhanian ve ark., 2002; Karakhanian ve ark., 2004; Koçyiğit, 2023; Öztürk, 2020; Şaroğlu, 1986) da başvurulan diğer referans kaynaklarını oluşturmaktadır. Litoloji, topoğrafya ve fayların tanım ve yorumunda 1/25.000 ölçekli HGM topoğrafya haritaları ve 1/100.000 ölçekli jeoloji paftalarından (İ51, İ52) ve uydu görüntülerinden yararlanılmıştır. Elde edilen jeomorfik ve tektonik bulgular CBS ortamında çeşitli programlar aracılığıyla amaca yönelik görsellere dönüştürülmüştür. Aras Dağları'nı denetleyen fayların, kraterlerin açık oldukları yönlerin ve genç erüpsiyon ürünü olan lav akıntılarının kuzeyle yaptıkları açıya göre gül diyagramları çizilmiş, kraterlerden alınan yatay eksenli (400 m – 750 m arası hatlarla) hatlardan hareketle Swath profilleri çıkarılmıştır. Profiller, Arcmap programına eklenen Swath Profiler araç kutusuyla çizilmiştir. Bunun yanında krater morfolojilerinin daha iyi tanımlanması ve yorumlanması amacıyla kırmızı rölyef görüntüleri çıkarılmıştır. Topoğrafik açıklık ve kapallık oranlarına göre üretilen bu görüntüleme işlemi Arcmap 10.5 ve Saga 6.4.0 programı birlikte kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Çalışmada elde edilen kartografik argümanları desteklemek için kraterlerin 3 boyutlu görünümü Surfer 13 programı kullanılarak üretilmiştir. Ayrıca yapılan jeolojik çalışmalar ışığında Aras Dağları volkanizmasının gelişim aşamaları blok diyagramlar üzerinden gösterilmiş ve krater yapılarına ait sayısal değerler arasındaki ilişkiyi korele etmek amacıyla regresyon analizi kullanılmıştır. Regresyon analizinde krater sistemlerinin çevre uzunluğu, alan, derinlik, genişlik gibi metrik parametreleri, sayısallaştırılmış topoğrafya haritaları ve uydu görüntüleri üzerinden derlenmiştir.



Şekil 1.
Aras Dağları'nın Konumu ve Topoğrafya Haritası.

Bölgesel Tektonik Çatı

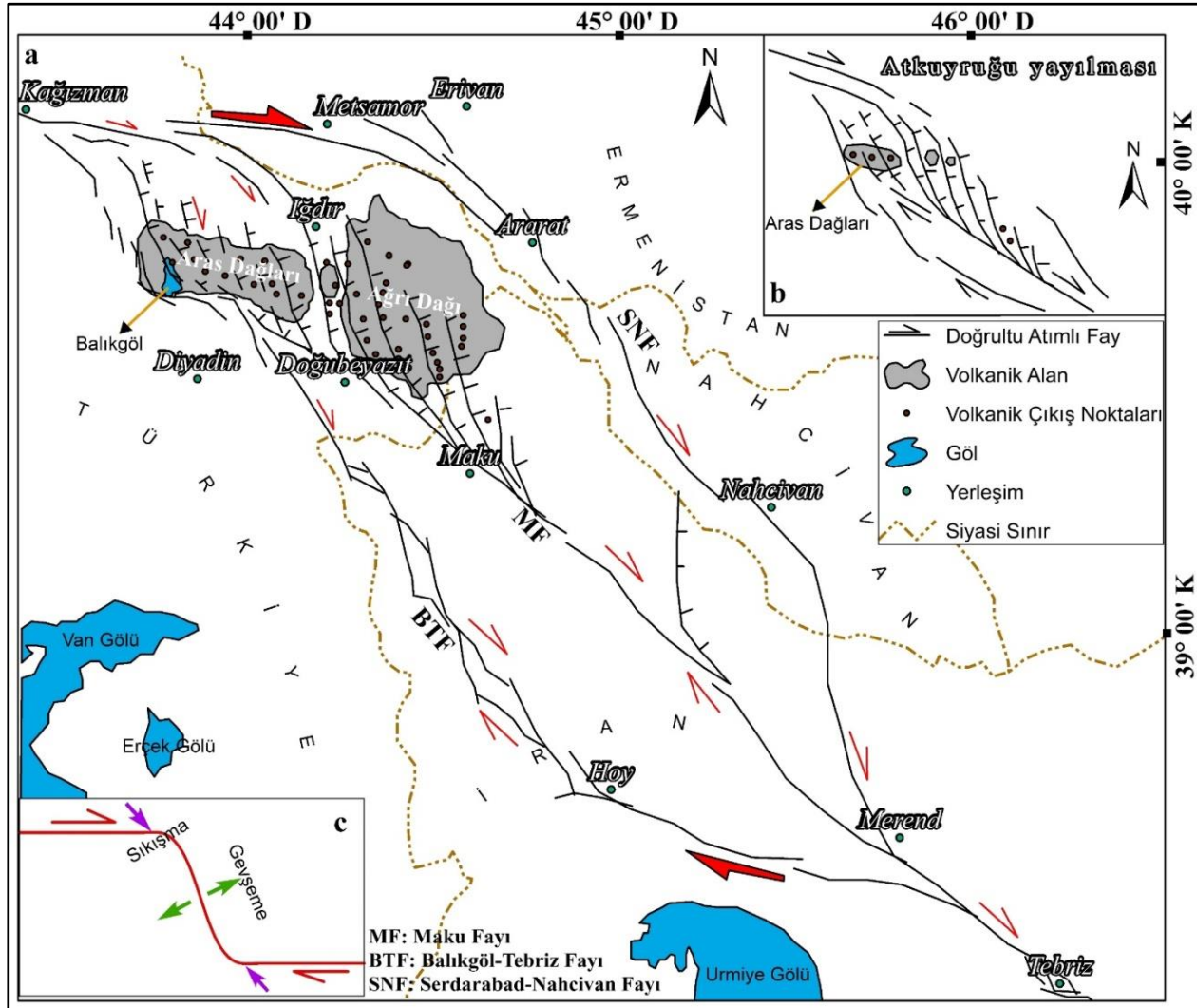
Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nu denetleyen Neotektonik dönemin başlangıç tarihi Orta-Üst Miyosen'e (Arpat, 1977; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Yılmaz, 1984), Üst Miyosen-Alt Pliyosen'e (Koçyiğit, 1985) atfedilmektedir. Bununla birlikte kıta-kıta yaklaşmasının Üst Kretase'den bu yana geliştiği belirtilmektedir (McKenzie, 1972; Morelli, 1978; Koçyiğit ve ark., 1985). Bölgede gerçekleştirilen yeni araştırmalarda ise kıtasal yakınsamanın Oligosen'de sağlandığı (soft collision), sert çarpışmanın (hard collision) Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de gerçekleştiği belirtilmektedir (Oyan ve ark., 2023; Rolland, 2017; Schleiffarth ve ark., 2018). Neotektonik dönem öncesinde geniş bir penenpl görünümünde olan Doğu Anadolu (Eriñç, 1953; Erol, 1983; Şaroğlu & Güler, 2020; Şaroğlu & Yılmaz, 1984) neotektonikle birlikte güneyden Arap levhası, kuzeyden ise Avrasya levhası denetiminde sıkışmaya başlamış ve bölge yeni bir morfolojik görünüme sahip olmuştur (Şaroğlu & Yılmaz, 1984). Bitlis Zagros Kenet Kuşağı'nca meydana gelen kıtasal yakınsama kuşak boyunca geniş bir bindirme sistemi geliştirmiştir (Okay ve ark., 2010; Şaroğlu, 1986). Bu kıta-kıta yakınsaması Anadolu Levhası'nın kuzeye doğru ilerlemesinden dolayı daha kuzeyde Kafkas Bindirme Sistemi'nin gelişmesine yol açarken (Ataman ve ark., 1975; Avagyan ve ark., 2010), bu bindirme yapıları arasında

sıkışan Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda volkanizmaya da kaynaklık eden yeni tektonik sistemler gelişmiştir.

K-G eksenli kıta-kıta yaklaşması enerjisi, yaklaşık olarak Orta-Üst Miyosen'de D-B uzanımlı kıvrım yapıları (antiklinal, senklinal sistemleri), K-G uzanımlı açılma çatlakları, bindirme özelliği sunabilen ters fay ve normal fayların oluşmasına yol açmıştır (Bozkuş ve Yılmaz, 1993; Koçyiğit, 1983). Bununla birlikte sıkışma kökenli enerji bu söz konusu ilk tektonik oluşumlarla karşılaşamayınca DAF ve KAF gibi transform fay sistemleri gelişmiştir (Arpat & Şaroğlu, 1972; Ketin, 1969; Ketin, 1976). Bunun bir sonucu olarak Doğu Anadolu Yüksek Platosu, DAF/KAF hatları tarafından Anadolu Levhacığı'ndan (Şaroğlu & Güler, 2020) kopmuş ve bağımsız bir bloğa dönüşmüştür. Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda, neotektonikte gelişen en yaygın fayların yanal atımlı faylar olduğu belirtilmektedir. Serdarabat, Kağızman, Balıkgöl, Tebriz, Doğubeyazıt, Çobandede, Çaldıran, Tutak, Iğdır, Spitak, Hasantimur Gölü, Süphan, Nahcivan, Erciş, Garni, Zilan, Maku, Malazgirt vb. fayları bölgede gelişen başlıca doğrultu atımlı faylara örnektir (Arpat ve ark., 1977; Avagyan ve ark., 2018; Emre ve ark., 2013; Karakhanian ve ark., 2002; Karakhanian ve ark., 2004; Koçyiğit, 1985; Mutlu ve ark., 2023; Sağlam Selçuk, 2022; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Güner, 1979).

Aras Dağları yukarıda ifade edilen bölgesel deformasyon zonları dahilinde yüzeylenen yaygın karasal volkanizma denetiminde gelişmiş dağlık bir silsiledir. Dağlık kuşağın morfojenezi, bölgesel tektonik yapılardan olan Serdarabat-Nahcivan fay sistemiyle Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fay sistemleri arasında (Mutlu, 2022)

sıkışma enerjisinin transfer edilmesiyle gelişen açılma çatlığına bağlıdır (Karakhanian ve ark., 2002; Karakhanian ve ark., 2004; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986) (Şekil 2). Bu alan at kuyruğu yayılması fayı şeklinde gelişen tektonik bir sisteme karşılık gelmektedir (Karakhanian ve ark., 2002) (Şekil 2b).

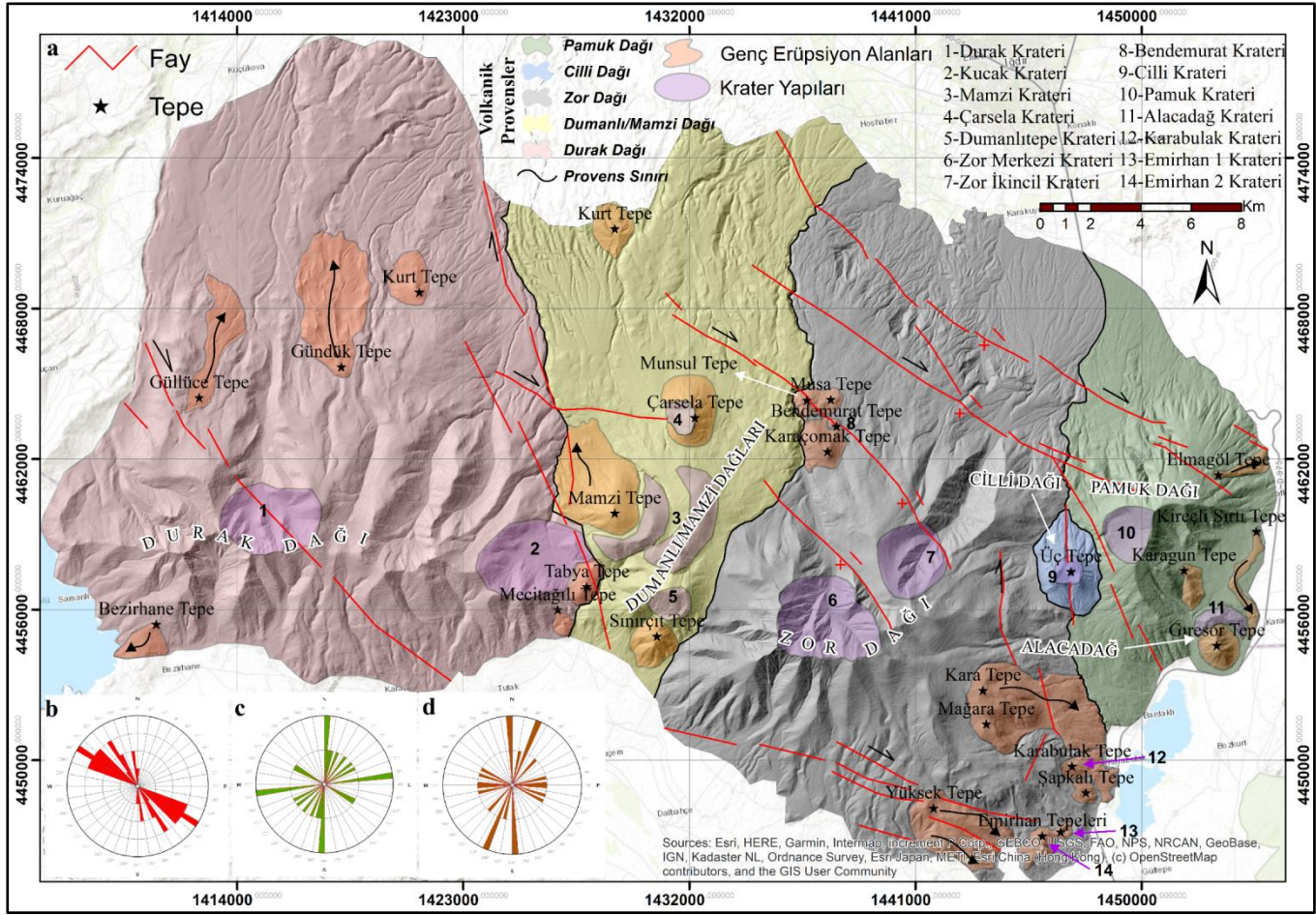


Bulgular

Aras Dağları'nda Krater Yapıları ve Jeomorfik Özellikleri

Aras Dağları'nda arazi çalışmaları, topoğrafya haritaları ve uydu görüntüleri incelemeleri sonucunda Pliyo-Kuvaterner volkanizmasıyla gelişmiş 14 krater yapısı tespit edilmiştir. Söz konusu kraterlerin morfolojik büyüklükleri farklılık göstermekle birlikte bazıları sonraki erozyonel süreçlerle oldukça deforme olmuştur. Aras Dağları'nı oluşturan stratovolkanik yükselimler lav örtülerinin yayılış alanlarına ve morfolojik yapılarına göre 5 temel üniteye ayrılmıştır. Kabaca batıdan doğuya doğru Durak,

Dumanlı-Mamzi, Zor, Cilli ve Pamuk dağları volkanik provensleri şeklinde yapılan sınıflandırmaya göre (Şekil 3a), Durak Dağı provensinde 2, Dumanlı-Mamzi provensinde 3, Zor Dağı provensinde 6, Cilli provensinde 1 ve Pamuk Dağı provensinde ise 2 krater tespit edilmiştir (Şekil 3a). Kraterlerin hepsi kapalı çanak morfolojisinden yoksundur. Bu karakterin gelişmesinde volkanizmanın gelişim seyri etkili olsa da kraterlerin dışa açık yönlerinin (Şekil 3c) fayların egemen uzanımlarından (Şekil 3b) farklı olması tektonizma ve mağmatizma dışındaki süreçleri kanıtlamaktadır.

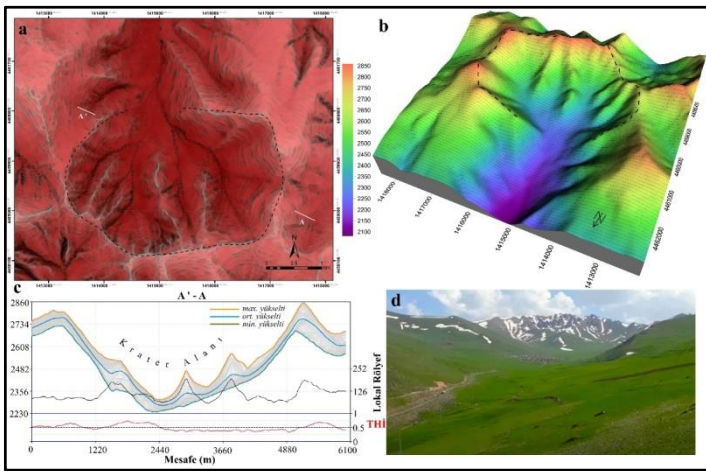


Şekil 3. *a: Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'nın Morfografik Üniteleri, Genç Erüpsiyon Merkezleri, Krater Alanları; b: Bölgedeki Fayların Egemen Uzunımlarının Gül Diyagramı; c: Krater Yapılarının Açık Oldukları Yöne Göre Çizilmiş Gül Diyagramları; d: Bölgedeki Genç Lav Akışlarının Egemen Uzunımlarının Gül Diyagramı (Faylar, Emre ve ark., 2013; Emre ve ark., 2016; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Yılmaz, 1986 ve Arazi Çalışmaları Bulgularına Göre Çizilmiştir).*

Durak Krateri:

Aras Dağları'nın çalışma sınırları içindeki en batı sınırını oluşturan Durak Dağı, geniş bir stratovolkan yükselimi özelliğindedir. Zirvesi yaklaşık olarak 2891 metre yükseltisi sunan dağın geniş bir krateri vardır. Kuzeye açık hilal geometrisi sunan krater, yaklaşık merkezinden geçen fay tarafından KB-GD ekseninde kesilmektedir (Şekil 3, Şekil 4). Kraterin morfojenезinden birinci dereceden sorumlu tektonik sistemlerin deformatif

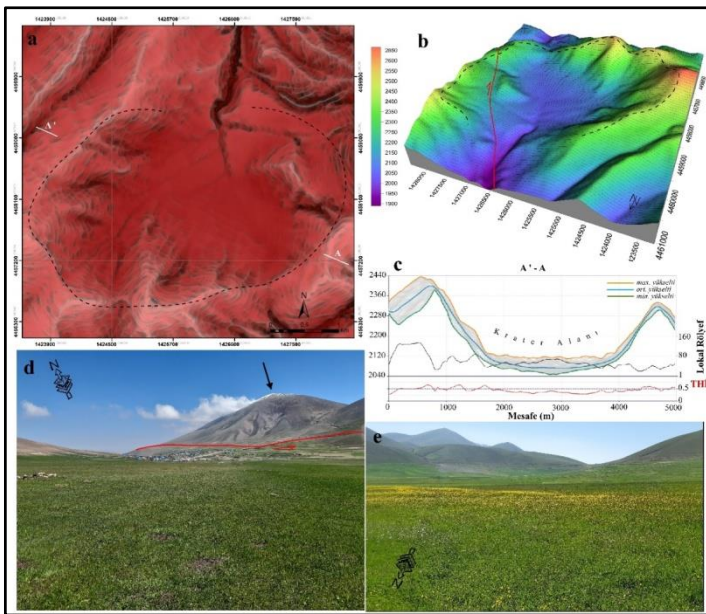
hareketlerinden dolayı bozulmuş krater görünümü baskındır. Çevre uzunluğu yaklaşık 11 km olan kraterin kapladığı alan yaklaşık 8600 m²'dir. Genişliği 4150 m, derinliği ise yaklaşık 556 m'dir (Tablo 1). Kraterin jeomorfik dokusunun şekillenmesinde bölgede etkili olan buzullaşma süreçlerinin de etkili olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4. **a:** Durak Krateri'nin Kırmızı Rölyef Görüntüsü, **b:** Kraterin 3D Görünümü, **c:** Kraterin Swath Profili, **d:** Kraterin Güneyden Görünümü.

Kucak Krateri

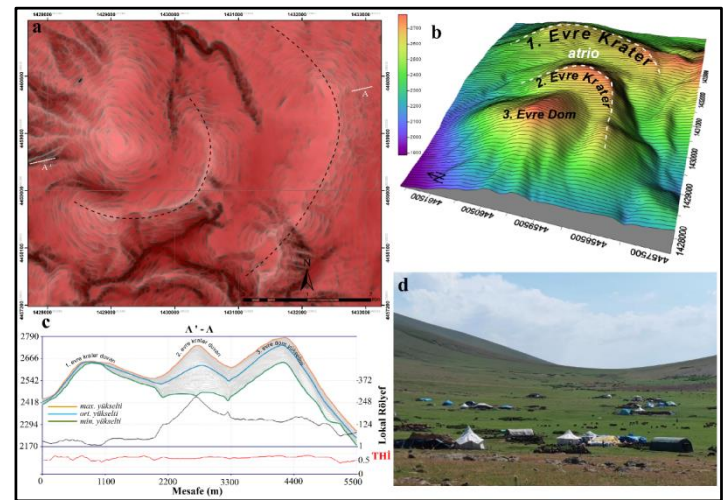
Durak Dağı'nın yaklaşık olarak 8 km doğusunda bulunan krater, morfolojik görünümü ile yüksek bir ova görüntüsü sunmaktadır (Şekil 3). Tabanı yamaç erozyonu çökelleriyle dolan krater ayrıca aktüel bir sedimentasyon havzasıdır. Dağ içi ovalarına benzer taban morfolojisi, silikleşmiş yamaç profilleri ve kuzeyden güneye doğru ilerleyen geriye aşınım döngüsüyle gelişen havza boşalması gibi süreçler kraterin nispeten yaşlı bir oluşum olduğunu yansıtmaktadır. Durak Krateri gibi fay tarafından denetlenen kraterin özellikle doğu yamaçlarında fayın morfolojik izi belirgindir (Şekil 5b, 5d). Krater kuzeye açık hilal biçimli formuyla yaklaşık 14 km çevre uzunluğuna, 13.000 m² alana, 600 m derinliğe ve 4.200 m genişliğe sahiptir (Tablo 1, Şekil 5).



Şekil 5. **a:** Kucak Krateri'nin Kırmızı Rölyef Görüntüsü, **b:** Kraterin 3D Görünümü ve Deformasyondan Sorumlu Fay, **c:** Krater Dair Swath Profili, **d:** Krater Tabanı ve Doğusunda İzi Belirgin Fay (Siyah Okla Gösterilen Yükselim Mamzi Tepe Domudur), **e:** Kraterin Ova Görümlü Tabanı.

Mamzi Kraterleri

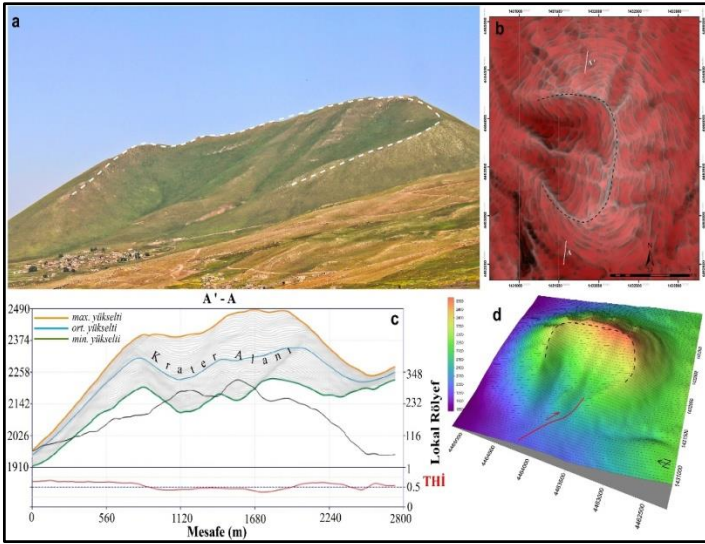
Kucak kraterinin yaklaşık olarak 4 km kuzeydoğusunda bulunan volkanik depresyon sistemi iç içe püskürme alanları ve ürünleriyle karakteristiktir (Şekil 3, Şekil 6). Eski kraterine ait duvar, sistemin doğusunda konumlanmıştır ve hemen batısında yeni bir kraterine ait iç bükey topoğrafik yapı krater içi son püskürüm ürünü olan dom yükselimini çevrelemiştir. Mamzi Tepe domu olarak adlandırdığımız bu doma (Şekil 5d) ait volkanitler kraterin batı yamacını örterek maskelemiştir. Dumanlı-Mamzi Dağları'nın merkezine ve zirve yükseltisine karşılık gelen volkanik depresyon sistemi temsil ettiği morfolojik yapısıyla Somma tipi volkanik faaliyete (Sür, 1989) dair izler taşır. Nitekim sistemin batısındaki en eski kraterine ait yarım daire biçimli ve iç bükey kısmı batıya bakan krater duvarı morfolojik tanımlamada sommaya karşılık gelirken sommaya oranla yeni olan ve domu çevreleyen krater duvarı arasındaki geniş alan ise atrio şeklindedir (Şekil 6d). Bu haliyle volkanik depresyonun yapısal bozulumunda krater içi ikincil volkanizmanın etkili olduğu anlaşılmaktadır. Bununla birlikte bir bütün halde ele alındığında sistemin genişliği 3.550 m, derinliği 140 m, alanı 7.690 m² ve çevre uzunluğu ise 9.500 metredir (Tablo 1).



Şekil 6. **a:** Mamzi Krater Sisteminin Kırmızı Rölyef Görünümü, **b:** Krater Sisteminin 3D Görünümü, **c:** Krater Sisteminin Swath Profili, **d:** Solda Eski Kraterin (1. Evre) Duvarı (Somma), Sağda İkinci Evre Kraterin Yamacı (Göçerlerin Konakladığı Yer Atrio Düzlüğüne Karşılık Gelmektedir).

Çarsela Krateri

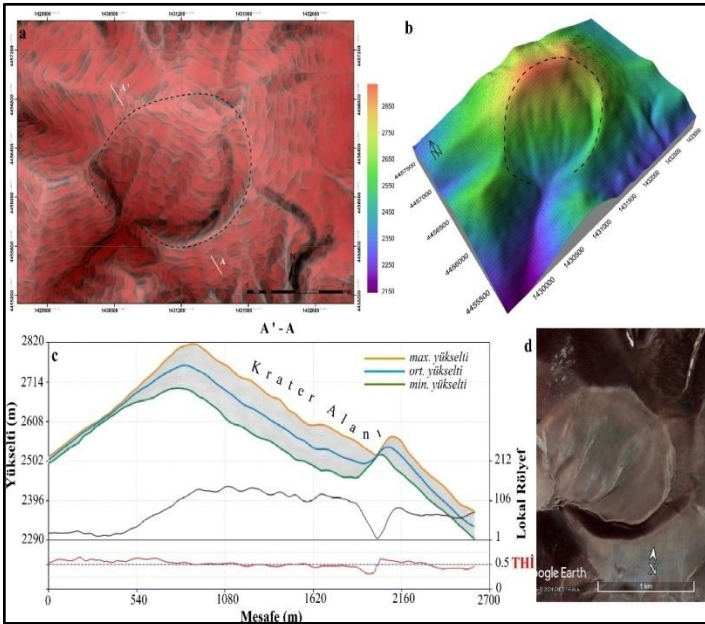
Çarsela Krateri, Mamzi krater sisteminin hemen kuzeydoğusunda yer alan tekil yapıdaki bir domal yükselimin at nalı şeklindeki krateridir (Şekil 3, Şekil 7). Çarsela Dağı olarak bilinen yükselim geniş lav platosu üzerinde Iğdır Fay Zonu (IFZ) ile ilişkili batıya açık krateri olan karnıyark tepede formunda bir yükseltidir. At nalı şeklindeki kraterin genişliği yaklaşık 1.300 m, derinliği 472 m, alanı 1.110 m², çevre uzunluğu ise 3.900 metredir (Tablo 1). Kraterin üzerinde konumlanmış olduğu Çarsela Dağı, güncel tektonik sistemlerle ilişkisinden dolayı IFZ'nin açılma bileşenli olduğunu doğrulamaktadır. Dağın jeomorfik görünümü ve topoğrafik pozisyonu Aras Dağları dahilinde genç jeolojik oluşumlardan biri olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 7. **a:** Çarsela Krateri, **b:** Kraterin Kırmızı Rölyef Görüntüsü, **c:** Kraterin K-G Eksenli Swath Profili, **d:** Kraterin 3D Görünümü.

Duman Krateri

Dumanlı-Mamzi provensinin güneyini oluşturan krater, morfolojik anlamda belirginliğini büyük oranda kaybetmiştir (Şekil 3, Şekil 8). Güneyinde Sınırçit Tepe domunun konumlandığı atnalı formundaki kraterin güneybatı yamaçtan dış drenaja açılması diğer birçok kraterle benzerlik gösterir. Genişliği yaklaşık olarak 1.650 m olan kraterin derinliği 563 m, alanı 1.400 m² ve çevre uzunluğu ise 4.380 m'dir (Tablo 1).



Şekil 8. **a:** Dumanlı Tepe Krateri'nin Kırmızı Rölyef Görünümü, **b:** Kraterin 3D Görünümü, **c:** Kraterin Swath Profili, **d:** Kraterin Google Earth Görüntüsü.

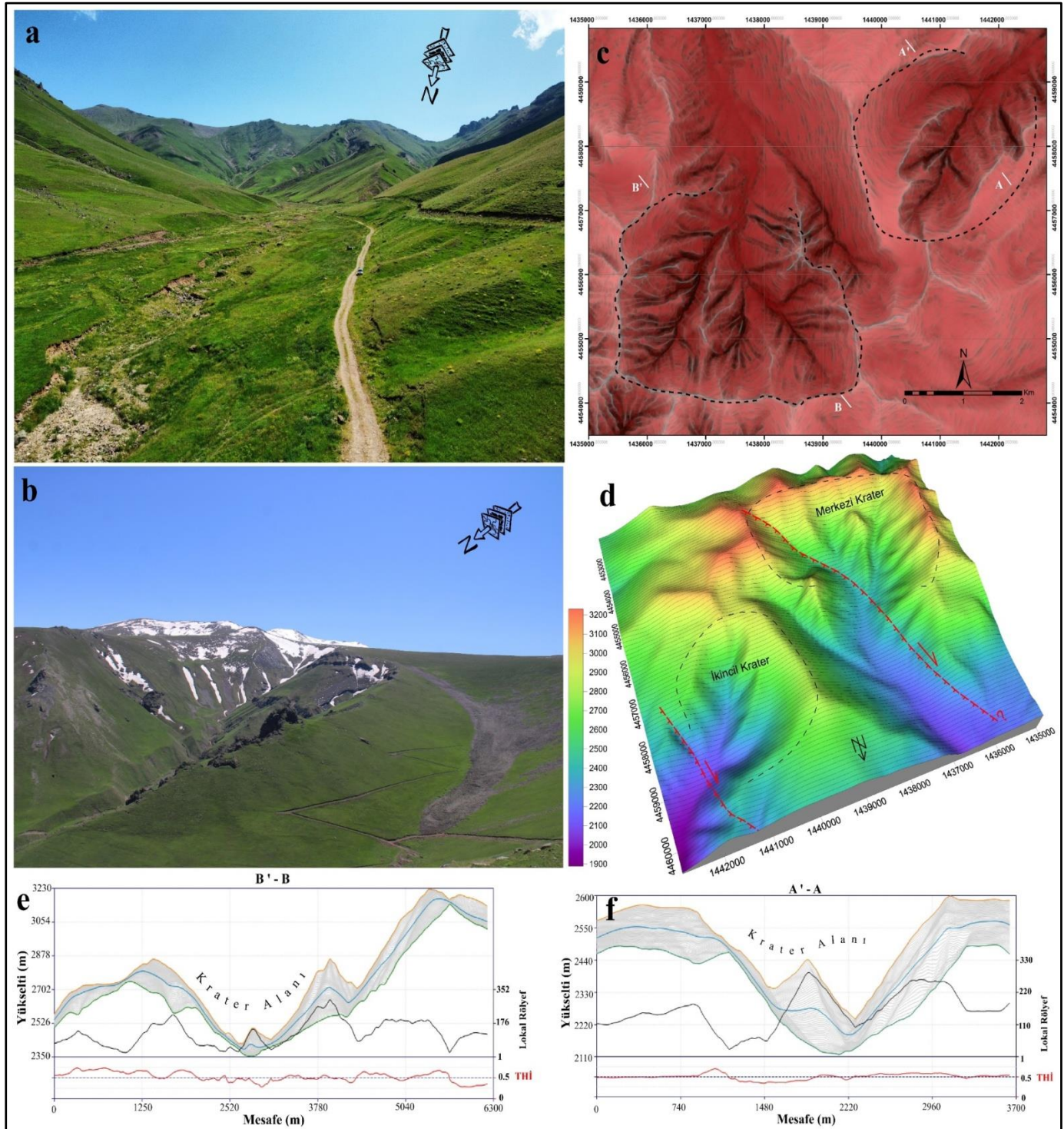
Zor Merkezi ve İkincil Krateri

Aras Dağları'nın önemli strato volkanlarından biri olan Zor Dağı (3.225 m) çift erüpsiyon merkezli bir yükselidir (Şaroğlu, 1986). Zirve erüpsiyon merkezlerinin ikisinde de krater yapısı belirgindir (Şekil 9). Yükselimin güneybatısında bulunan geniş merkezi krater ve kuzeydoğusunda yer alan ikincil kraterin jeomorfik dokusu ve gelişimi sismik hareketlerle ilişkilidir. Kraterlerin hemen kuzeyinden geçen fayların jeolojik geçmişte sağladığı sismik deformasyonlar bu yapılardan sorumlu muhtemel temel etmenddir. Merkezi kraterde fayın KD bloğu çöktüğü için krater kuzeye doğru açıktır ve hilal geometrisi formundadır. Kraterin kuzeye bakan iç yamaçlarına yerleşen buzullar (Öztürk & Zorer, 2025) krater içinde sirk ve vadi buzullaşmasına neden olmuş ve buzullaşma süreçleri volkan jeomorfolojisini deforme eden bir sürece dönüşmüştür. Kraterin genişliği 4.150 m, derinliği 914 m, alanı 11.600 m², çevre uzunluğu ise 11.500 m'dir (Tablo 1).

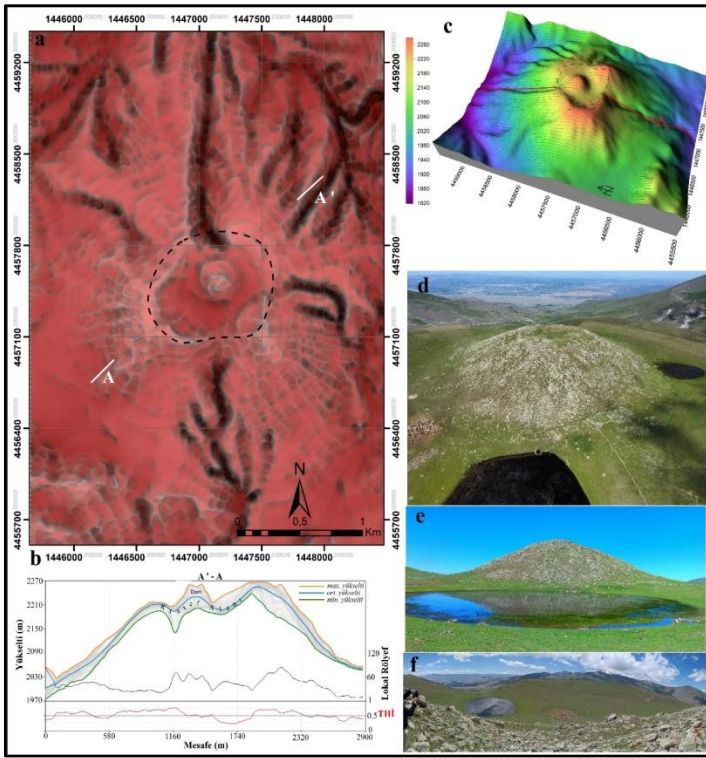
Merkezi kraterin hemen KD'sinde yer alan ikincil krater de ana kraterle aynı geometrik dokunun ve morfojenetik oluşumun izlerini taşımaktadır (Şekil 9). Kraterin yaklaşık kuzeyinden geçen fayın KD bloğu çöktüğü için krater bu yöne doğru deforme olarak glasyal ve flüvyal süreçlerin etkisine girmiştir. Bu kraterin de kuzeye bakan iç yamaçlarına yerleşen buzullar (Öztürk & Zorer, 2025) krateri deforme ederek geniş buzul vadisinin gelişimini sağlamıştır. Kraterin genişliği yaklaşık 3.000 m, derinliği 770 m, alanı 5.700 m², çevre uzunluğu ise 8.670 m'dir (Tablo 1).

Cilli Krateri

Zor Dağı ile Pamuk Dağı provensleri arasında dar bir alanda yüzeylenen ortaç bileşimli volkanitler, göreceli olarak genç bir yükselime olan Cilli Dağı'nı oluşturmuştur (Şekil 3). Morfojenetini denetleyen fayın uzanım yönüne uygun şekilde K-G eksenini sunan yükselime, iç içe volkanik erüpsiyonların görüldüğü bir alandır. Zirvesinde Üç Tepe olarak bilinen bir dom bulunan krater iç içe iki sistemden oluşur ve bunları muhtemelen daha eski bir volkanik depresyon alanı çevreler. Söz konusu eski depresyon yeni patlamalarla deforme olmuş ve kalıntılara Üç Tepe'nin güneybatısında yarım daire şeklinde bağımsız topoğrafik bir duvar ve düzlük şeklinde rastlanmaktadır. Zirve bölgesinde bulunan kraterin morfolojisi oldukça simetrik (Şekil 10). Krater ortasının biraz kuzeyindeki Üç Tepe, Aras Dağları'nda en karakteristik domlardan (kümülodom) birini örneklendirir. Oldukça dik yamaç morfolojisi bulunan domun zirvesinde önemli bir arkeolojik alan kalıntısı mevcuttur (Karataş, 2022). Zirve, domu besleyen mağmatizmanın ardından içe çökerek içe çökük bir dom zirvesinin gelişimi sağlanmıştır. Domun kenarlarında, kraterin güney ve doğusunda birer krater gölü bulunmaktadır (Şekil 10d, 10e, 10f). Aynı bölgede ayrıca Üç Tepe'nin güneybatısında paleokraterin içinde de sazlık niteliğinde bir göl yer almaktadır. Jeomorfik payzajdaki bu görünüm Cilli Dağı sisteminde Mamzi Dağı sisteminde olduğu gibi somma tipi bir erüptif karakterin baskın olduğunu düşündürmektedir. Bozulmuş dairesel formdaki Cilli Krateri'nin yaklaşık genişliği 1.000 m, derinliği 70 m, alanı 560 m² ve çevre uzunluğu 2.740 m'dir (Tablo 1).



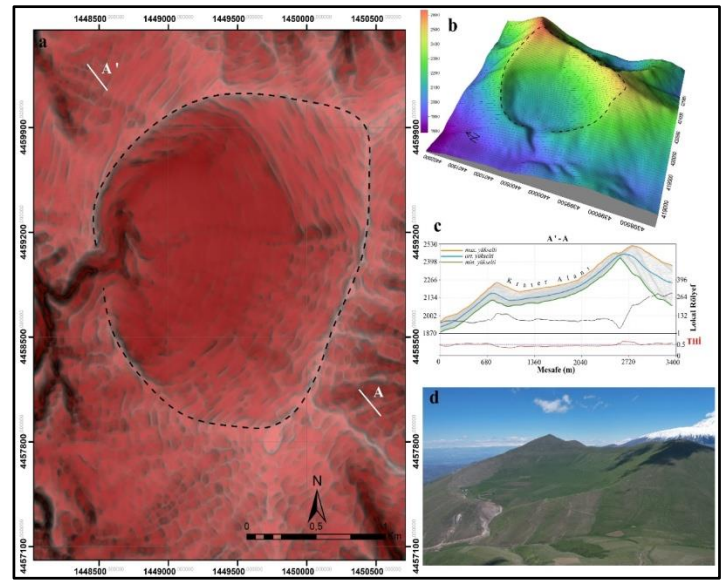
Şekil 9. **a:** Zor Dağı Merkezi Krateri, **b:** Zor Dağı İkincil Krateri, **c:** Zor Dağı Krater Sistemlerinin Kırmızı Rölyef Görüntüsü, **d:** Krater Sistemlerinin 3D Görünümleri, **e:** Zor Dağı Merkezi Kraterinin Swath Profili, **f:** Zor Dağı İkincil Kraterinin Swath Profili.



Şekil 10. **a:** Cilli Krateri'nin Kırmızı Rölyef Görünümü, **b:** Kraterin Swath Profili, **c:** Kraterin 3D Görünümü, **d:** Krater ve İçindeki Volkanik Dom Yükselimi, **e:** Kraterin Güneyindeki Krater Gölü ve Arka Planda Dom, **f:** Dom Yükseliminden Güneydeki Krater Gölüne Bakış.

Pamuk Krateri

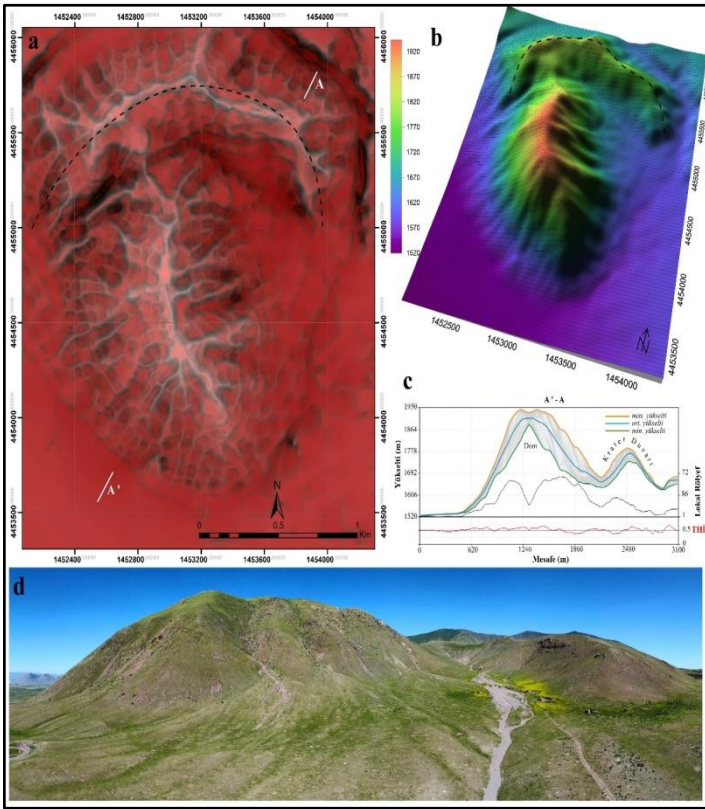
Aras Dağları'ndaki bir diğer asimetrik stratovolkan olan Pamuk Dağı, dağlık kuşak dahilindeki en tipik kraterlerden birine sahiptir (Şekil 3). Morfolojisi çok iyi şekilde korunmuş amfiteyater formundaki krater, batı yönünden dış drenaja açıktır (Şekil 11). Kraterin yapısal dokusunda etkili olan lokal süreçlerden dolayı yamaçlar arasında rölyef farkı oldukça barizdir. Nitekim kuzey ve doğu yamaçlar yüksekken batı yamaçlarda yükselti daha düşük seviyelerdedir. Kraterin yaklaşık genişliği 2.300 m, derinliği 557 m, alanı 3.390 m² ve çevre uzunluğu ise 6.810 m'dir (Tablo 1). Pamuk Dağı'nın tabakalı gövdesinde ve kraterinde görülen topoğrafik asimetri ve dağın gövdesine yamanmış piroklastiklerin tek yönlü yığılması sistemin evriminde batı sektörlü paleorüzgârların etkisini yansıtmaktadır.



Şekil 11. **a:** Pamuk Dağı Kraterinin Kırmızı Rölyef Görünümü, **b:** Kraterin 3D Görünümü, **c:** Kraterin Swath Profili, **d:** Pamuk Dağı Kraterinin Cilli Volkanik Yükseliminden Görünümü.

Alacadağ Krateri

Pamuk Dağı'nın güneydoğusunda Doğubeyazıt Ovası'nın kenarında yer alan Alacadağ, bölgedeki diğer volkanik sistemlerden biridir. Kuzeyde hilal şekilli eski bir krater duvarı ve duvarın çevrelediği daha güneydeki bir dom, bu volkanik yapının başlıca tanıttan şekilleridir (Şekil 3, Şekil 12). Jeomorfik dokudaki bu özellik, eski bir kraterin merkezinde domal bir yükselmenin geliştiğini dolayısıyla krater morfolojisinin bu son volkanizmayla deforme olduğunu yansıtır. Giresor Tepe olarak bilinen bu dom, alt ve üst seviyelerinde farklı kayalarla inşa edilmiş yamaç eğimleri yüksek bir gövdeye sahiptir. Alacadağ sisteminde kraterin genişliği 1.300 m, derinliği 200 m, alanı 1.920 m², çevre uzunluğu 5.000 metredir (Tablo 1).



Şekil 12.

a: Alacadağ Volkan Sistemi'nin Kirmızı Rölyef Görüntüsü, **b:** Sistemin 3D Görünümü, **c:** Sistemin KD-GB Ekseninde Alınmış Swath Profili, **d:** Sağda Kraterin Korunmuş Kuzey Duvarı, Solda Krater İçinde Yükselen Giresor Tepe Domu.

Bendemurat Krateri

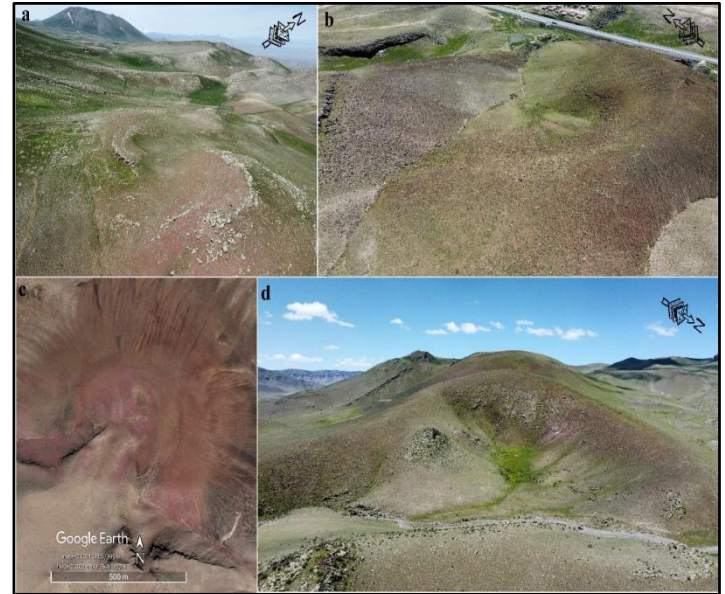
Zor Dağı Provensi'nin zirve nahiyesinin kuzeyinde, Karaçomak Tepe'nin hemen kuzeyinde gövdesi cüruf ve ortaç bileşimli kayalarla şekillenmiş tepe, Bendemurat Tepe olarak adlandırılmıştır (Şekil 3). Yüksek olmayan gövdenin üst kesiminde tipik bir krateri bulunan tepe, Iğdır Fay Zonu'nu tarafından deforme edilmiş ve kraterde sağ yanal ötelenme gelişmiştir (Şekil 13a). Ötelenmiş bir geometriye sahip olan kraterin genişliği yaklaşık 105 m, derinliği 1 m, alanı 100 m², çevre uzunluğu ise 398 metredir (Tablo 1).

Karabulak Krateri

Alacadağ'ın güneybatısında gövdesi cüruf dokulu volkanitlerden oluşan tepe Karabulak Tepe olarak adlandırılmıştır (Şekil 3). Tepenin kuzeydoğuya bakan açık bir krateri vardır (Şekil 13b). Bozulmuş dairesel formdaki kraterin deformasyonu mevsimlik akarsularla sağlanmıştır. Kraterin genişliği 300 m, derinliği 60 m, alanı 100 m² ve çevre uzunluğu ise 890 metredir.

Emirhan Tepeleri Kraterleri

Aras Dağları volkanik silsilesinin en güneydoğu ucunda yer alan iki tepe, cüruf malzemesiyle yapılandırılmış konilere ve kraterlere sahiptir (Şekil 3). Emirhan 1 ve 2 Krateri diye adlandırılan bu iki yapıdan Emirhan 1 krateri kuzeyde, Emirhan 2 krateri ise güneyde yer alır. Emirhan 1 krateri kuzeye açık yamaçlarla karakteristiktir ve içinde domal bir yükselim de bulunmaktadır. Emirhan 2 krateri ise Emirhan 1 kraterine bitişik şekilde güneyde yer alır ve kraterin ağzı güneye açıktır. Bu kraterden geniş alanları örten lav çıkışı da gerçekleşmiştir (Şekil 13c, 13d). Her iki kraterin morfolojik görünümü at nalı şeklindedir ve aynı volkanik sisteme ait çıkış merkezlerini temsil ederler. Emirhan 1 Krateri'nin yaklaşık genişliği 520 m, derinliği 117 m, alanı 180 m², çevre uzunluğu 1580 metredir. Emirhan 2 kraterinin ise yaklaşık genişliği 400 m, derinliği 40 m, alanı 100 m², çevre uzunluğu 1.130 metredir (Tablo 1).



Şekil 13.

a: Iğdır Fayı Tarafından Sağ Yanal Ötelenmiş Bendemurat Krateri (Arka Plandaki Yükselim Çarsela Tepe'dir), **b:** Karabulak Krateri, **c:** Merkezinden Lav Çıkışı Gerçekleşen Emirhan 2 Kraterinin Google Earth Görüntüsü, **d:** Emirhan 1 Krateri.

Tablo 1.
Aras Dağları'ndaki Krater Yapılarının Özellikleri ve Bazı Metrik Değerleri.

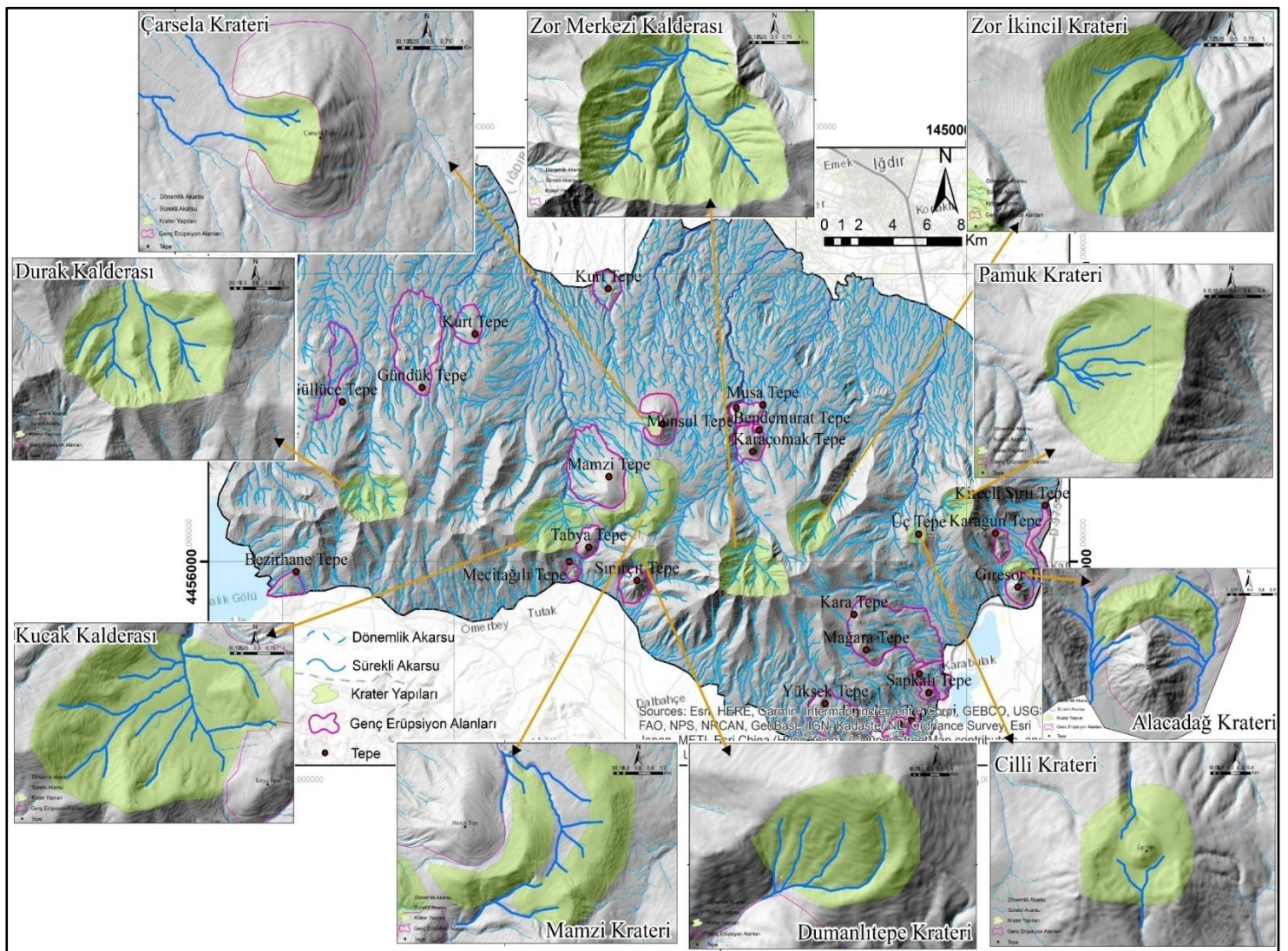
Adı	Koordinat	Topoğrafik Şekli	Deforme Eden Süreç	Açık Olduğu Yön	Koni Gelişim Karakteri	Oluşum Şekli	Genişlik (m)	Derinlik (m)	Alan (m ²)	Çevre Uzunluğu (m)
Durak	39° 48.034' K 43° 40.697' D	Hilal	Buzul, Fay	K	Stratovolkan	Patlama/ Çökme?	4.150	556	8.600	11.000
Kucak	39° 46.213' K 43° 48.226' D	Hilal	Fay	K	Stratovolkan	Patlama/ Çökme?	4.200	600	13.000	14.000
Mamzi	39° 46.473' K 43° 50.862' D	Hilal	İkincil volkanizma	B	Dom Merkezli Stratovolkan	Patlama	3.550	140	7.690	9.500
Çarsela	39° 48.05' K 43° 52.440' D	Atnalı	Fay	KB	Dom	Patlama	1.300	472	1.110	3.900
Dumanlitepe	39° 44.591' K 43° 51.390' D	Atnalı	Akarsu, Paleorüzgar	GB	Dom Merkezli Stratovolkan	Patlama	1.650	563	1.400	4.380
Zor (Merkezi)	39° 44.123' K 43° 55.820' D	Hilal	Buzul, Fay	K	Stratovolkan	Patlama/ Çökme?	4.150	914	11.600	11.500
Zor (ikincil)	39° 45.281' K 43° 58.903' D	Hilal	Buzul, Fay	K	Stratovolkan	Patlama	3.000	770	5.700	8.670
Bendemurat	39° 48.031' K 43° 56.576' D	Ötelenmiş	Faylanma	KB-GD	Cüruf Konisi	Patlama	105	1	1	398
Cilli	39° 44.245' K 44° 2.494' D	Bozulmuş Dairesel	Faylanma	K-G	Dom Merkezli Stratovolkan	Patlama	1.000	70	560	2.740
Karabulak	39° 39.516' K 44° 2.235' D	Bozulmuş Dairesel	Akarsu	D	Cüruf Konisi	Patlama	300	60	100	890
Emirhan 1	39° 38.788' K 44° 1.520' D	Atnalı	Akarsu	D	Cüruf Konisi	Patlama	520	117	180	1.580
Emirhan 2	39° 38.658' K 44° 0.787' D	Atnalı	İkincil Volkanizma	GB	Lav Çıkışlı Cüruf Konisi	Patlama	400	40	100	1.130
Alacadağ	39° 42.772' K 44° 6.379' D	Hilal	İkincil Volkanizma	G	Dom Merkezli Stratovolkan ?	Patlama	1.300	200	1.920	5.000
Pamuk	39° 44.998' K 44° 4.150' D	Amfiteatr	Paleorüzgar, Fay (?)	B	Stratovolkan	Patlama	2.300	557	3.390	6.810

Krater Yapılarının Jeomorfik Yapılarında Etkili Olan Süreçler

Flüvyal Süreçler

Yeryüzünde etki sahası en geniş olan ve topoğrafyayı en çok şekillendiren dış kuvvet olan flüvyal drenaj (Erinç, 2001; Hugget, 2017), Aras Dağları'nın da jeomorfik peyzajını en çok şekillendiren dış kuvvettir. Nitekim dağlık kuşaktaki yaygın yüzeysel drenaj (Utlı & Ghasemlounia, 2021) ve ilişkili morfolojik yapı bunun karakteristik göstergesidir. Sentripetal drenaj ağının baskın

olduğu dağlık kütlede tüm krater yapıları akarsular tarafından akaçlanmaktadır ve dış drenaja açılmışlardır (Şekil 14). Krater içi drenaj ağının dışa açılması bazı kraterlerde fayların denetiminde farklı yönlerde doğru gelişirken bazı kraterlerde buzullaşma süreçlerinin de etkisiyle kuzeye doğrudur. Bununla birlikte büyük kraterlerin dışa açık olduğu yön kuzeydir. Flüvyal drenaj tüm kraterlerin morfolojik yapısını deforme eden ortak süreçtir (Şekil 14).

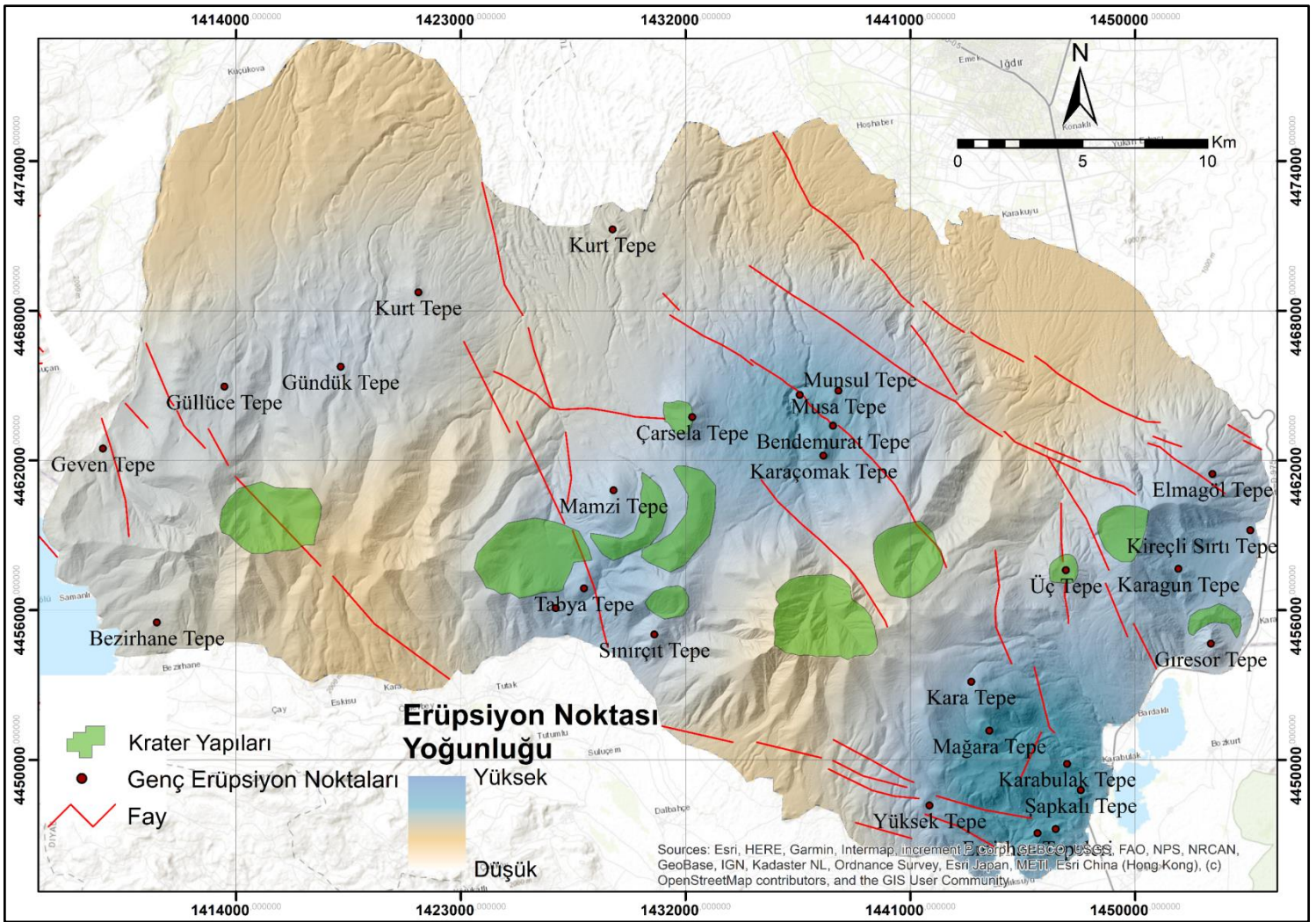


Şekil 14.
Aras Dağları'nda Krater Yapılarını Deforme Eden Flüvyal Drenaj Ağı.

Tektonizma

Krater morfolojisini şekillendiren süreçlerin başında tektonik hareketler, özellikle faylanma süreçleri gelmektedir. Faylanma tipi tektonik deformasyon kraterlerin morfojenizini sağlayan süreç olmakla birlikte krater yapılarını deforme eden bir süreç de dönüşebilmektedir. Aras Dağları'nda da 7 kraterin morfolojik gelişimi ve peyzajı faylar tarafından denetlenmiştir (Şekil 15). Örneğin Durak, Kucak ve Zor kraterlerinin jeomorfik görünüşleri bu yapıları kesen fayların sismik hareketliliğine bağlıdır. Bunun

yanında Bendemurat ve Emirhan kraterleri de lokal faylanma hareketlerine bağlı olarak deforme olmuşlardır. Dağlık silsiledeki genç erüptif alanların fayların geçtiği alanlarla büyük oranda örtüşmesi (Şekil 15) ve krater yapılarının faylar tarafından denetlenen zonlara yakınlığı bunu doğrulamaktadır.



Şekil 15.

Aras Dağları'nda Krater Yapılarıyla Fayların Dağılımı Arasındaki İlişki (Faylar, Emre ve ark., 2013; Emre ve ark., 2016; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986 ve Arazi Çalışmaları Bulgularına Göre Çizilmiştir).

Buzullaşma

Aras Dağları, birçok noktada yükselti koşulları bakımından buzullaşmaya uygun lokalitelere sahiptir. Bunların başında Durak Dağı ve Zor Dağı (Öztürk & Zorer, 2025) gelmektedir ve her iki stratovulkan Geç Kuvaterner buzullaşmalarından etkilenmiştir. Durak ve Zor dağının kraterlerinin kuzeye bakan iç yamaçlarına yerleşen buzulların geliştirdiği sirkler bu yapıları deforme ederek kraterlerin geniş tekne vadilerle kuzeye açılmasına neden olmuşlardır. Dolayısıyla krater morfolojisinin sağladığı uygun topoğrafik koşullar buzullaşmanın gelişimi açısından avantajlı sahalara dönüşmüştür. Nitekim topoğrafik süreçlerin buzul gelişimi açısından uygun morfolojik üniteler şeklinde karakter sergiledikleri literatürde de sıklıkla ifade edilmiştir. Örneğin Toros Dağları silsilesinde birçok sirkli buzul dönemi öncesindeki dolin, uvala gibi paleo-karstik sistemlere yerleşen buzullar tarafından geliştiği belirtilmiştir. Bu bağlamda, Durak ve Zor dağı buzullaşmalarının da söz konusu krater sistemlerini şekillendiren önemli bir dış kuvvet olduğu görülmektedir.

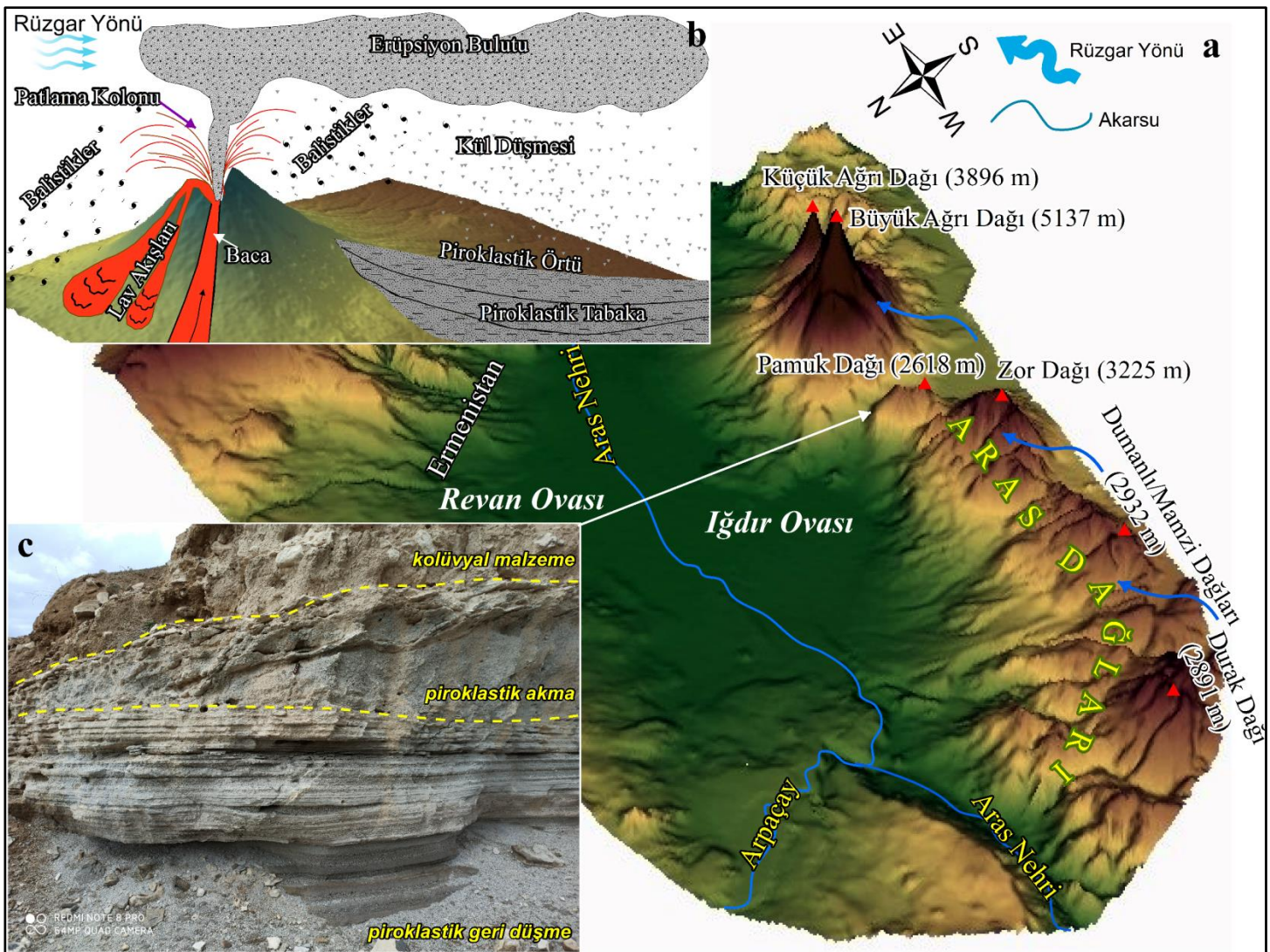
İkincil Volkanizma

Krater ya da kalderaların morfojenезini sağlayan volkanik faaliyet, sürecin devamıyla bu yapıların deformasyonuna da neden olabilmektedir. Nitekim ilksel ya da ana volkanik evreyi takiben gelişen ikincil volkanik hareketlilik krater sistemlerinin deformasyonunu sağlayabilen bir sürece dönüşmektedir. Özellikle kraterin merkezinde ya da herhangi bir yamacında gerçekleşen erüpsiyon, lav yayılımlarıyla veya dom gelişimiyle krater morfolojisini örten ya da deforme eden bir parametredir. Aras Dağları'nda Mamzi Dağı ve Alacadağ ile Emirhan Tepe 2'de bu durumun tipik örnekleri görülmektedir. Mamzi ve Alacadağ yükseltilerinde volkanik faaliyetlerin sonuna tekabül eden dom gelişimleri krater duvarlarını deforme etmiş (Şekil 6, Şekil 12) ve iç içe volkanik bir rölyefin gelişimini sağlamıştır. Emirhan Tepe 2 kraterinde ise krater içinde gelişen lav akışı krater yamaç deformasyonuna neden olan morfolojik bir yapıya dönüşmüştür (Şekil 13d). Söz konusu bu ikincil volkanik faaliyet sonucunda hem kraterlerin hem de volkanik yükseltilerin morfolojik görünümünde asimetrik dokular gelişmiştir.

Paleorüzgarlar

Jeolojik süreç içerisinde volkanizmanın hareketliliği esnasında etkili olan güçlü rüzgâr sistemleri, çıkış merkezleri boyunca yüzeylenen tüf, cüruf gibi piroklastiklerin taşınım ve yığılımı yönünde belirleyici bir parametredir (Şekil 16). Bu mekanizmanın etkisiyle gelişen tek yönlü piroklastik çökelim koninin yapılandırılmasında asimetrik bir doku geliştirirken krater duvarlarında da belirgin bir asimetriye neden olabilmektedir. Nitekim literatürde yapılan bazı çalışmalarda Anadolu'daki volkanik koni ve kraterlerin asimetrisinde, erüpsiyon esnasındaki hâkim rüzgârın etkisine dolaylı ya da doğrudan değinilmiştir (Güner, 1984; Saraçoğlu, 1989; Turoğlu, 2022; Yalçınlar, 1958; Yalçınlar, 1973; Yalçınlar, 1993). Bu çalışmalarda, yüzey volkanizmasının gerçekleştiği dönemlerde B/GB sektörlü rüzgarların piroklastik materyalleri doğu sektörlü yamaçlara

yığıldığı ve bundan dolayı kraterlerin doğu yamaçlarının daha yüksek batı yamaçlarının ise daha alçak topoğrafyaya sahip olduğu belirtilmektedir. Aras Dağları'nda da özellikle dışa açık krater sistemlerinden olan Pamuk ve Dumanlı kraterlerinin batı/güneybatıya açık olmasında bu sistemin etkili olduğu değerlendirilmektedir (Şekil 16). Zira bu iki kraterin konumlanmış olduğu koni gövdeleri D/KD yamaçları daha düşük eğimli olacak şekilde piroklastiklerden inşa edilmiştir. Piroklastik çökelimdeki bu tek yönlü yığılım, stratovolkanların gövdesini asimetrik yapıyla şekillendirirken Pamuk Dağı krateri batıya (Şekil 11), Dumanlı Tepe krateri ise güneybatıya açık bir form kazanmıştır (Şekil 8). Ayrıca Büyük Ağrı Dağı ve Zor Dağı'nın özellikle doğu ve kuzeydoğu yamaçlarında kalın tabakalar oluşturan piroklastiklerin bu yönlerde tabakalanması da bölgedeki bu sistemi doğrulamaktadır.

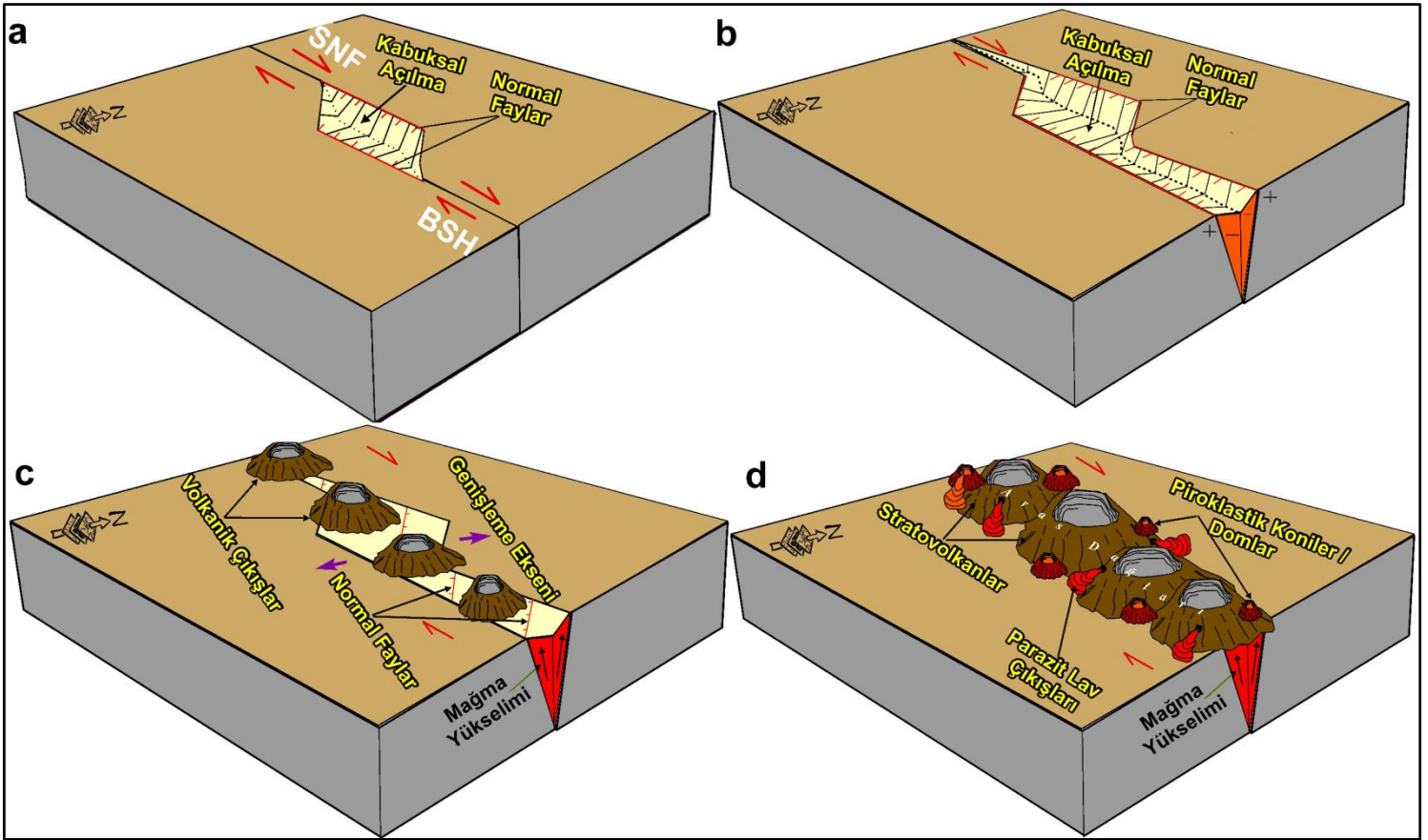


Şekil 16. **a:** Aras Dağları'nın Bölgesel Rüzgâr Sistemleri İçindeki Topoğrafik Konumu, **b:** Rüzgâr Sistemlerine Bağlı Olarak Tek Yönlü Piroklastik Yığılımın Şematik Gösterimi (Çeşitli Kaynaklara Göre Çizilmiştir) **c:** Pamuk Dağı'nın KD Eteklerinde İstiflenen Kalın Piroklastik Depolar ve Üstünde Piroklastik Akma Yapısı.

Tartışma ve Sonuç

Aras Dağları'nda Pliyo-Kuvaterner boyunca bölgesel tektonik yapıların denetiminde gelişen açılma sistemleri bölgedeki K-G yönlü açılma çatlaklarından farklı şekilde davranım sergileyerek uzun eksenli KB-GD olan açılmalar üretmiştir (Şekil 2, Şekil 17). Kabuksal açılmanın ilerlemesiyle yaygın karasal volkanizma gelişmiş ve sürecin ilerlemesiyle çizgisel volkanik bir silsilenin orografik çatısı şekillenmiştir. Muhtemelen Pliyo-Kuvaterner boyunca püskürme alanları merkezileşmiş ve lav yükselmelerinin tek bir çıkış merkezine kanalize olmasıyla silsile dahilinde

birbirinden bağımsız püskürüm noktaları oluşmuştur. Günümüzde stratovolkanik yükselimler şeklinde tanımlanan bu yükselimler zirvelerinde karakteristik krater yapılarına sahiptir. Bunun yanında kanat erüpsiyonu şeklinde, ilksel çıkış merkezlerinin yamaçlarında gelişen farklı karakterdeki erüpsiyonlar da genç lav çıkışlarının veya kraterlerin gelişimini denetlemiştir (Şekil 3, Şekil 17). Dağlık kuşağın krater yapıları açısından zengin olması yukarıda belirtilen tektonik sistemde farklı mağmatik süreçlerin kısa mesafelerde görülmesinden dolayıdır.



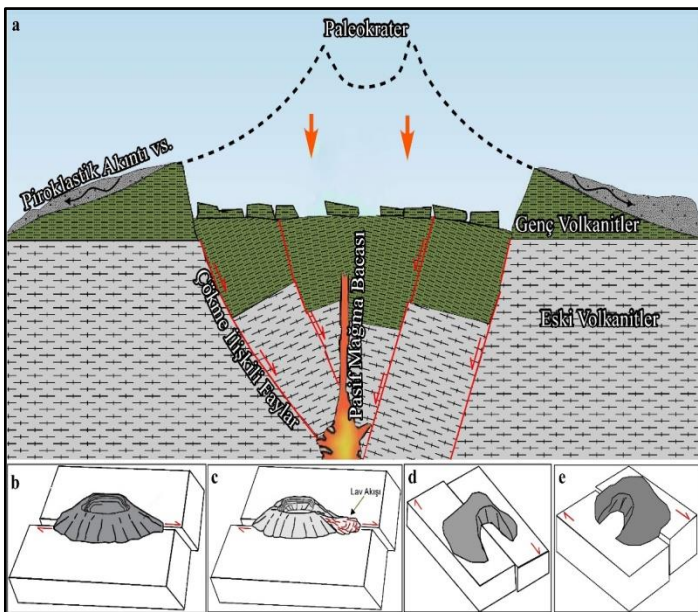
Şekil 17.

Aras Dağları'nın Bölgesel Tektonik Sistemler Dahilinde Gelişim Aşamaları **a:** Serdarabat-Nahçıvan Fayı ile Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy Fayı Arasında KB-GD Eksenli Gelişen Açılma Çatlağı Gelişimi, **b:** Açılma Çatlağının Genişlemesiyle Kabuksal Deformasyonun Derinlere İnmesi, **c:** Mağmatizmanın Açılma Çatlağı Boyunca Yüzeylemesi ve Volkanik Yükselmelerin Gelişmesi, **d:** Sürecin Sonunda Stratovolkanik Yükselmelerin Yamaçları Boyunca Gelişen Kanat Erüpsiyonları (Şaroğlu, 1986 ve Karakhanian ve ark., 2002'deki İfadeler Dikkate Alınarak, URL-1 Adresinden Düzenlenerek Çizilmiştir).

Aras Dağlarının tektono-volkanik evriminin gelişimine bakıldığında kronolojik olarak sistemin batıdan doğuya doğru göreceli olarak gençleştiği görülmektedir. Nitekim Şaroğlu (1986), Şaroğlu ve Yılmaz (1986), gibi araştırmacılar bölgesel volkanizmanın Aras Dağları'nda batıdan başlayarak doğuya doğru devam ettiğini sürecin sonunda ise Ağrı Dağı'nın geliştiğini ifade etmişlerdir. Bölgedeki volkanitlere dair detaylı yaş verisi olmamasına rağmen morfolojik gözlemlere dayanarak yapılan bu yorum, arazi çalışmalarından derlediğimiz verilerle uyumluluk göstermektedir ki bunun en büyük kanıtı doğuya gittikçe

kraterlerin ve cüruf konilerinin şekil yapılarının tazeliğini korumuş olmasıdır. Nitekim Aras Dağları'nın çalışma sahasının batısında kalan kesimine karşılık gelen Durak Dağı'nda 2 büyük krater olmasına rağmen bunlar oldukça yıpranmış, morfolojik olarak yaşlı yapılar görünümündedirler. Ancak Zor Dağı ve daha doğudaki Pamuk Dağı provenzlerinde görülen krater sistemleri morfolojik olarak daha genç jeomorfik birimlerdir. Bu göreceli morfolojik kıyas Aras Dağları volkanik sisteminin doğuya doğru gençleşen bir volkanizma ile temsil edilebileceğini göstermektedir.

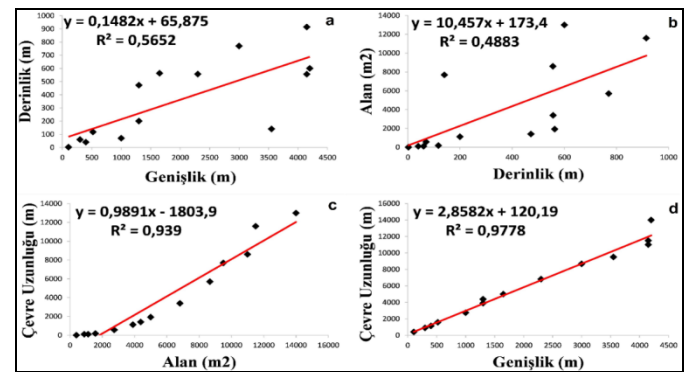
Aras Dağları'nda tipik örneklerine rastlanan kraterlerin morfojenetik evriminde etki olan lokal tektonik süreçler birbirinden farklı özellikler sunmaktadır. Örneğin Durak, Kucak ve Zor kraterlerinin bölgedeki sismik faaliyetlerin etkisiyle çöküntü sürecinin morfolojik gelişimine eşlik ettiği volkanik yapıları temsil ettiği düşünülmektedir (Şekil 18a). Bu bağlamda söz konusu krater yapılarının kaldera olarak değerlendirilebileceği düşünülse de yetersiz arazi verisinden dolayı bu tanımlamada çekimser kalınmıştır. Bu sürecin yanı sıra silsile dahilindeki kraterlerin jeomorfik gelişimlerinde farklı tektonik stillerin etkili olduğu görülmektedir. Örneğin Cilli ve Pamuk gibi volkanik kraterlerin gelişimi, morfojenenezlerini sağlayan fayların uzanım yönüne uygun şekilde bir yönelime sahiptir (Şekil 18b). Burada özellikle Cilli Krateri'nin uzun eksenini K-G yönelimi sunarken, bu özelliğiyle gelişimini denetleyen fayın doğrultusuna uygunluk göstermektedir. Bunun yanında Emirhan Tepe 2 krateri kendisini yapısal anlamda denetleyen fayın uzanım eksenine uygun yönelime sahiptir ve bu yönelimde lav çıkışıyla karakteristiktir (Şekil, 18c). Bir diğer krater gelişimi ise karniyarık (atnalı, hilal geometrisi vs.) tepe şeklindeki kraterlerin tektonik sistemlerle olan ilişkisinden kaynaklıdır. Örneğin Çarsela Tepe, Bendemurat Tepe ve Emirhan Tepe 1 kraterleri, açık yönü morfojenenezini denetleyen fayın uzanım yönüne uygun uzanan kraterlere örnektir (Şekil 18d). Ancak Mamzi ve Karabalak kraterleri ise gelişimlerini ilksel olarak denetleyen fayların uzanımlarına zıt yönelim sunmaktadır (Şekil 18e).



Şekil 18.

A: Kraterlerin Bölgesel Sismik Etkinlik Sonucu Deforme Olmasının Şematik Gösterimi (URL-2 Adresinden Düzenlenerek Çizilmiştir), **b:** Yanal Atımlı Fay Üzerinde Gelişen, Uzun Eksenli Faya Paralel Krater Yapısı, **c:** Yanal Atımlı Fay Üzerinde Gelişen, Uzun Eksenli Faya Paralel Lav Çıkışlı Krater Yapısı, **d:** Yanal Atımlı Fay Üzerinde Gelişen Karniyarık Tepe Formunda, Açık Yönü Faya Paralel Krater Yapısı, **e:** Yanal Atımlı Fay Üzerinde Gelişen Karniyarık Tepe Formunda, Açık Yönü Fay Uzanımına Zıt Krater Yapısı. (b, c, d ve e Lagmay ve ark., 2010; Marliyani ve ark., 2020'den Düzenlenerek Çizilmiştir.)

Kraterlerin genişlik, çevre uzunluğu, derinlik ve alanları (m²) arasındaki ilişki değerlendirildiğinde regresyon analizi (Şekil 19) sonuçlarına göre derinlik ile genişlik arasında (Şekil 19a) orta seviye bağımlı olduğu görülmektedir. Bu sonuç bazı kraterlerde derinliğin artmasına paralel genişliğin artmadığını, dolayısıyla iki değişken arasında anlamlı ilişkinin gelişmediğini göstermektedir. Özellikle Zor ve Durak dağı kraterlerindeki şiddetli buzullaşma süreçleri ve güncel flüvyal sistemin erozif kuvvet olarak krater morfolojisini derine doğru deforme etmesi bunun nedenleri arasında sayılabilir. Bu süreç krater derinliğiyle krater alanı (m²) arasındaki ilişkiye de yansımış ve iki değişken arasında kuvvetli olmayan sonuçlar ortaya çıkmıştır (Şekil 19b). Bununla birlikte krater yapılarının en üst izohips seviyelerine göre çizilen çevre uzunlukları ile kapladıkları alan (m²) arasında kuvvetli ilişkinin olduğu görülür (Şekil 19c). Ayrıca krater yapılarının çevre uzunluklarıyla en uzun eksenleri arasındaki ilişkiye göre de kuvvetli bir bağımlı olduğu (Şekil 19d) görülmektedir. Tüm bunlar krater sistemlerindeki alansal metrik değerlerin derinlik değerleriyle zayıf bağlantı sergilediğini gösterirken bu parametre bölgedeki şiddetli erozyonel süreçlerin (buzullaşma, akarsu, çığ, yamaç süreçleri vs.) etkisiyle yorumlanabilmektedir.



Şekil 19.

Krater Yapılarına Ait Regresyon Analizleri **a:** Derinlik-Genişlik, **b:** Alan-Derinlik, **c:** Çevre Uzunluğu- Alan, **d:** Çevre Uzunluğu-Genişlik.

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda volkanların krater ve kalderalarında asimetrik doku olsa da bu durum tektonizmanın ve flüvyal süreçlerin tahrip edici etkisine bağlanmıştır (Şaroğlu, 1986; Tonbul, 1996; Tonbul & Kıranşan, 2017). Bunun yanında bölgedeki diğer bazı volkanların asimetrik konilerinin gelişiminde Pliyo-Kuvaterner boyunca etkili olan şiddetli rüzgarların etkisi de ifade edilmiştir. Nitekim Aras Dağları'nda özellikle Zor ve Pamuk dağlarının gövdelerinde çoğunlukla aynı yöndeki piroklastik çökeltim ve asimetrik yapı, magmatik hareketlilik esnasındaki güçlü batı sektörlü rüzgâr sistemleriyle ilişkilidir. Aynı gelişimin Aras Dağları'nın doğu uzantısı olan ve batıya açık krateri (Atalay, 2017) kalın buzullarla kaplı (Türkunal, 1980) Ağrı Dağı'nda da görüldüğü ifade edilmektedir (Saraçoğlu, 1989). Bu bağlamda paleo-rüzgâr kaynaklı bu parametre krater yapılarındaki asimetriden de sorumlu bir fenomen olarak görülebilir. Çünkü piroklastik malzemenin yığılmasında görülen tek yönlülük sonraki süreçte krater dokusunu da denetleyen bir sürece dönüşebilmektedir (Yalçınlar, 1973).

Aras Dağları'nda bulunan tüm kraterler, Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda farklı jeomorfik dokularıyla krater morfolojisinin görülebildiği alanlardan biridir. Atnalı, hilal, amfiteyater, ötelenmiş ve dairesel formlarda olabilen kraterler, jeomorfik peyzajlarında iz bırakan süreçlerden dolayı bölgesel morfolodinamik etmenlerin aydınlatılmasında anahtar veriler sunabilmektedir.

Hakem Değerlendirmesi: Dış bağımsız.

Yazar Katkıları: Fikir-Y.Ö.; Tasarım- Y.Ö.; Denetleme- H.Z.; Kaynaklar-Y.Ö.; Veri Toplanması ve/veya İşlemesi-Y.Ö.; Analiz ve/ veya Yorum-Y.Ö., H.Z.; Literatür Taraması- Y.Ö.; Yazıyı Yazan- Y.Ö.; Eleştirel İnceleme- H.Z.

Çıkar Çatışması: Yazarlar, çıkar çatışması olmadığını beyan etmiştir.

Finansal Destek: Yazarlar, bu çalışma için finansal destek almadığını beyan etmiştir.

Peer-review: Externally peer-reviewed.

Author Contributions: Concept-Y.Ö.; Design-Y.Ö.; Supervision-H.Z.; Resources-Y.Ö.; Data Collection and/or Processing-Y.Ö.; Analysis and/or Interpretation-Y.Ö., H.Z.; Literature Search-Y.Ö.; Writing Manuscript-Y.Ö.; Critical Review-H.Z.

Conflict of Interest: The authors have no conflicts of interest to declare.

Financial Disclosure: The authors declared that this study has received no financial support.

Kaynaklar

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 8, (3-4), 125-160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Altın, B. N. (2017, Ekim). Orta Anadolu volkanik çukurları. *5. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu*. Fırat Üniversitesi, Elâzığ.
- Ardos, M. (1987). *Volkan Coğrafyası*. Türkiyat Matbaacılık.
- Arpat, E. (1977). 1975 Lice depremi. *Yeryuvarı ve İnsan, Şubat*, 15-27. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/e102afb17431644_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1972). Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. *MTA Dergisi*, 78, 44-50. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/bulletinofmre/issue/3904/52066>
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H. (1977). 1976 Çaldıran Depremi. *Yeryuvarı ve İnsan, Şubat*, 29-41. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/dd7120ae51f270b_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN
- Atalay, İ. (2017). *Türkiye Jeomorfolojisi*. Meta Basım Matbaacılık.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.S. (1975). Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Benioff Zonu olabilir mi? *MTA Dergisi*, 84, 112-118. <https://dergipark.org.tr/en/pub/bulletinofmre/issue/3910/52123>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R. ve Davtyan, V. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. Starostenko, V. (Eds.). In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (p. 393-408). Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>

- Avagyan, A., Sosson, M., Sahakyan, L., Sheremet, L., Vardanyan, S., Martirosyan, M. ve Muller, C. (2018). Tectonic evolution of the northern margin of the Cenozoic Ararat Basin, Lesser Caucasus, Armenia. *Journal of Petrologic Geology*, 41 (4), 495-512. <https://doi.org/10.1111/jpg.12718>
- Dönmez, M., Akçay, A. E. ve Türkecan, A. (2017). Batı Anadolu'da yeni bir kaldera: Foça Kalderası, *Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni* 24: 13-20.
- Bozkuş, C. ve Yılmaz, Ö. (1993). Tercan (Erzincan)-Aşkale (Erzurum) arasının tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36, 189 – 201. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/78d5691c824ee2a_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOLJ%DD%20B%DCLTEN%DD
- Branney, M., ve Acocella, V. (2015). Calderas. H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, and J. Stix (Eds.) In *the Encyclopaedia of Volcanoes*. Cambridge, Academic Press.
- Çakar, S. (2023). *Doğubayazıt fayı'nın (Ağrı) segmentasyonu ve tektonik jeomorfolojisi* [Yüksek lisans tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi]. Ulusal Tez Merkezi Açık Erişim Sistemi.
- Canpolat, E., ve Turoğlu, H. (2015, Ekim). Gölcük Kalderası jeomorfolojisi, Isparta/Türkiye. *4. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu*. Samsun Ondokuz Mayıs Üniversitesi, Samsun.
- Çiçek, İ. (1992). Gölcük Kalderası. *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 1, 137-150.
- Cole, J.W, Milner, D.M. ve Spinks, K.D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69 (1-2) 1-26, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>.
- Corazzato, C. ve Tibaldi, A. (2006). Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158 (1-2), 177-194, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.018>.
- E.P. Holohan, V.R. Troll, T.R. Walter, S. Münn, S. McDonnell ve Z.K. Shipton (2005). Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144 (1-4), 119-136. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.020>.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Elmacı, H., Olgun, S. ve Şaroğlu, F. (2013). *Active Fault Map of Turkey with an explanatory text 1: 1.250.000 scale*. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 30.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Şaroğlu, F., Olgun Ş., Elmacı, H. ve Çan, T. (2016). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3229-3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- Eriç, S. (1953). *Doğu Anadolu coğrafyası*. Sucuoğlu Matbaası.
- Eriç, S. (2001). *Jeomorfoloji 2* (Güncelleştirilenler: Ertek, A., Güneysu, C.). Der Yayıncılık.
- Erol, O. (1983). Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 1-22.
- Guillou-Frottier, L., Burov, E.B. ve Milési, J.-P. (2000). Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 339-361. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00246-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00246-8)
- Güner, Y. (1984). Nemrut Yanardağı'nın jeolojisi, jeomorfolojisi ve volkanizmasının evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 12, 23-65.
- Gürbüz, A. ve Şaroğlu, F. (2019). Right-lateral strike-slip faulting and related basin formations in the Turkish-Iranian Plateau. Ali Farzipour Saein (Ed.) In *Developments in Structural Geology and Tectonics* (p. 101-130) Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X>

- Karakhanian, A., Djrashian, R., Trifonov, V., Philie, H., Arakelion, S. ve Avagian, A. (2002). Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 319-344. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00264-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00264-5)
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. ve Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189–219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.020>
- Karaoğlu, Ö. (2020). Varto Kalderası (Bingöl, Doğu Anadolu) patlamalı püskürüm ürünleri ve kaldera oluşumu. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 20 (3), 528-542. <https://doi.org/10.35414/akufemubid.695256>
- Karataş, A. (2022). Erken Demir Çağı'nda coğrafi bilginin mekânsal organizasyonda kullanımı: Orta Aras Havzası örneği. *Amisos, Özel Sayı*, 37-55. <https://doi.org/10.48122/amisos.1051755>.
- Keskin, M. (2007). Eastern Anatolia: A hot spot in a collision zone without a mantle plume. *GSA, Special Paper*, 430, 695-722. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(32\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(32))
- Ketin, İ. (1969). Kuzey Anadolu Fayı hakkında. *MTA Dergisi*, 72, 1-27. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/599633>
- Ketin, İ. (1976). San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 149-154. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/0fcf351df4eb678_ek.pdf
- Koçyiğit, A. (1983). Doğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği ve gerekli çalışmalar. *Yeryuvarı ve İnsan, Kasım*, 25-29. https://eski.jmo.org.tr/resimler/ekler/73926ac3639e024_ek.pdf?de rgi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN
- Koçyiğit, A. (1985). Muratbaşı-Balabantas (Horasan) arasında Çobandede Fay kuşağının jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 2, 17-33.
- Koçyiğit, A. (2023). Neotectonics and geothermal potential of the East Anatolian Tectonic Block: A case study in Diyardin (Ağrı) geothermal field, NE Türkiye. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 171, 33-68. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1248712>
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S. ve Gürsoy, H. (1985). Karasu Havzası'nın tektonomorfolojisi ve mekanik yorumu. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 2 (1), 3-16.
- Lagmay, A.M.F., De Vries, B.V.W., Kerle, N. ve Pyle, D.M. (2000). Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bull. Volcanol.* 62 (4–5), 331–346.
- Lipman, P. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol* 59, 198–218. <https://doi.org/10.1007/s004450050186>
- Marliyani, G. I., Helmi, H., Arrowsmith, J. R. ve Clarke, A. (2020). Volcano morphology as an indicator of stress orientation in the Java Volcanic Arc, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 400. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106912>.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30 (2), 109-185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- Morelli, C. (1978). Eastern Mediterranean, geophysical results and implications. *Tectonophysics*, 46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90211-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90211-1)
- Mutlu S., Kul A. Ö. ve Sağlam Selçuk A. (2023, Eylül). Tectonic Geomorphology of The Maku Fault. *Ases International Van Scientific Research Conference*, Van.
- Mutlu, S. (2022). *Balık gölü fay zonu'nun paleoisomolojik özellikleri ve segmentasyonu* [Doktora Tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi]. Ulusal Tez Merkezi Açık Erişim Sistemi.
- Nar, A. (2023). *Doğu Anadolu Tektonik Bloğu'nun içsel deformasyon evrimi: Balık Gölü Fay Zonu'nun (Ağrı) morfotektonik özellikleri ve uzun dönem kayma hızının belirlenmesi* [Doktora Tezi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi]. Ulusal Tez Merkezi Açık Erişim Sistemi.
- Okay, A. I., Zattin, M. ve Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia–Eurasia collision. *Geology*, 38, 35–38. <https://doi.org/10.1130/G30234.1>
- Oyan, E., Oyan, V., Özdemir, Y. ve Güleç, N. (2023). Origin and petrogenesis of magmatism in collision - related environments: evidence from the Melikler Volcanics on the Kars Plateau – Turkey in the Turkish-Iranian High Plateau. *Journal of Petrology*, 64, 1–26. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad018>
- Öztürk, Y. (2020) Aktif fayların tanımlanmasında jeomorfik belirteçlerin rolü: Balıkgölü Fay Zonu Örneği. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (5), 101-117. <https://doi.org/10.46453/jader.771204>
- Öztürk, Y. & Zorer, H. (2025). Aras Dağları'nın buzul jeomorfolojisi: yeni bir buzullaşma alanı Zor Dağı'ndan jeomorfik bulgular (Doğu Anadolu/Iğdır-Ağrı). *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (14), 1-28. <https://doi.org/10.46453/jader.1572885>
- Polat, S. (2016). Tepegöl maarları (Ulaş-Sivas). *Marmara Coğrafya Dergisi*, 33, 348-367.
- Hugget, R. J. (2017). Jeomorfolojinin Temelleri (Çev. Ed.: Doğan, U., 3. basımdan çeviri). Nobel Akademi Yayıncılık.
- Rolland, Y. (2017). Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Research*, 49, 130-146. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.005>.
- Sağlam Selçuk, A. (2022). Zilan jeotermal alanının (Erciş-Van) jeolojisi ve aktif tektonik özellikleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 27 (2), 416-435. <https://doi.org/10.53433/yyufbed.1084633>
- Saraçoğlu, H. (1989). *Doğu Anadolu Bölgesi*. Milli Eğitim Basımevi.
- Saroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1984, Şubat). Doğu Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili magmatizması. *Ketin Sempozyumu*. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Saroğlu, F. (1986). *Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi.
- Saroğlu, F. ve Güler, B. (2020). Batı Anadolu tektonik kamasının güncel deformasyonu: Batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63, 161-194. <https://doi.org/10.25288/tjb.593423>
- Saroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 107, 73-94. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/2_0150624104936_488_227e49c9.pdf
- Saroğlu, F., ve Güner, Y. (1979). Tutak diri fayı, özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi. *Yeryuvarı ve İnsan, Şubat*, 11-14.
- Sengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F. (1979). Post – collisional tectonics of the Turkish – Iranian plateau and a comparison with tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90184-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90184-7)
- Schleiffarth, W K., Darin, M. H. Reid, M. R. ve Umhoefer, P. J. (2018). Dynamics of episodic late cretaceous-Cenozoic magmatism across central to eastern Anatolia: new insights from an extensive geochronology compilation. *Geosphere*, 14, 1990-2008. <https://doi.org/10.1130/GES01647>.
- Sür, (1989). *Volkanoloji*. Ankara Üniversitesi Dil-Tarih ve Coğrafya Fakültesi Yayını.
- Sür, Ö. (1976). *Yanardağlar, oluşumları ve faaliyetleri*. Ankara Üniversitesi, Dil-Tarih ve Coğrafya Fakültesi Yayınları.
- Tonbul, S. (1996). Bingöl Volkanı jeomorfolojisi ve volkanizma-tektonik ilişkileri. *Firat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 8 (1), 311-340.

- Tonbul, S. ve Kıranşan, K. (2017, Ekim). Doğu Anadolu neojen kalderaları. 5. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu. Fırat Üniversitesi, Elazığ.
- Türkünel, S. (1980). *Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi*. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Turoğlu, H. (2022). *Mağmatik jeomorfoloji* (Genel esaslar ve Türkiye'den örnekler). Filiz Kitabevi.
- Utlu, M. ve Ghasemlounia, R. (2021). Flood prioritization watersheds of the Aras River, based on geomorphometric properties: Case study Iğdır Province. *Journal of Geomorphological Researches*, 6, 21-40. <https://doi.org/10.46453/jader.781152>
- Yalçınlar, İ. (1958). Türkiye'deki yeni volkanik arazinin bazı morfolojik hususiyetleri. *Türk Coğrafya Dergisi* (18-19), 118-136. <https://doi.org/10.17211/tcd.68639>
- Yalçınlar, İ. (1973). Nemrut sönmüş volkanı ve kalderası. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 10 (18-19), 253-270.
- Yalçınlar, İ. (1993). Ege kıyı kuşağında krater ve kalderalar. *Türk Coğrafya Dergisi* (28), 17-27. <https://doi.org/10.17211/tcd.84245>
- Yiğitbaşıoğlu, H. (2000). *Volkanlar (oluşumları, jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ile dünyadaki dağılışları)*. Bilim Yayıncılık.
- Yıldırım, A. ve Karadoğan, S. (2010). Derik (Mardin) güneyinde korunması gereken jeolojik-jeomorfolojik bir doğal miras: Kuşçu Krateri. *Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi*, 14, 119-133.
- Yıldırım, T. ve Koçan, N. (2008). Nevşehir Acıgöl Kalderası Kalecetepe ve Acıgöl maarlarının jeoturizm kapsamında değerlendirilmesi. *Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi*, 45 (2), 135-143.

URL-1:https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-5378_presentation.pdf

URL-2:<https://www.nps.gov/subjects/geology/plate-tectonics-oceanic-hotspots.htm>