

AKÜ FEMÜBİD 20 (2020) 035803 (528-542)

AKU J. Sci. Eng. 20 (2020) 035803 (528-542)

DOI: 10.35414/akufemubid.695256

Araştırma Makalesi / Research Article

## Varto Kalderası (Bingöl, Doğu Anadolu) Patlamalı Püskürüm Ürünleri ve Kaldera Oluşumu

Özgür KARAOĞLU<sup>1</sup><sup>1</sup> Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir.e-posta: ozgur.karaoglu@ogu.edu.tr, ORCID ID: <http://orcid.org/0000-0003-2627-4686>

Geliş Tarihi: 26.02.2020

Kabul Tarihi: 11.06.2020

### Öz

Varto Kaldera volkanı, Kuvaterner döneminde oluşumunu tamamlamasının ardından, Varto Fay Zonu tarafından deforme edilerek günümüzde yarım Kaldera morfolojisi ile sonuçlanmıştır. Varto Kaldera'sının oluşumu patlamalı püskürümler sonucu açığa çıkan piroklastik yoğunluk akıntı çökelleriyle yakından ilişkilidir. Bu çalışmada Kaldera çökmesine sebep olan püskürüm ürünlerinin fasiyes analizleri yapılarak bu ürünler detaylı olarak tanıtılmıştır. Kaldera çökmesiyle ilişkili beş farklı ignimbirit tanımlanmıştır. Kaldera çökmesinin ardından patlamalı püskürümlerin devam ettiği ve Kaldera içinde depolandığı tespit edilmiştir. Ayrıca bu ignimbiritler ile eş yaşlı çökelen sedimanter kırıntılar arasında fasiyes ilişkileri de tespit edilmiştir. Volcano-sedimanter istifler içinde çeşitli yumuşak deformasyon yapıları ile kırılğan deformasyon yapıları tespit edilmiştir. Bu deformasyon yapılarının volkanik patlamalar sırasında volkano-sismik aktiviteler sonucu oluştuğu sonucuna ulaşılmıştır.

### Anahtar kelimeler

Kaldera; Volkan; Varto;  
İgnimbirit; Volkanik  
Püskürümler; Fasiyes

## The Varto Caldera (Bingöl, Eastern Anatolia) Explosive Eruption Products and Caldera Formation

### Abstract

The Varto Caldera volcano has been deformed by the Varto Fault Zone after completing its formation through the Quaternary period, resulting in the recent morphology of the half caldera. The formation of the Varto Caldera is closely related to the pyroclastic density current deposits that were erupted as a result of explosive eruptions. In this study, facies analysis of the erupted materials that cause caldera collapse has been carried out, and these products have been introduced in detail. Five different ignimbrites related to the caldera collapse have been identified. After the collapse of the caldera, it was determined that the explosive eruptions continue their volcanic activities and are deposited in the caldera. In addition, facies relations were determined between these coeval ignimbrites and sedimentary deposits. Various soft deformation structures and brittle deformation structures have been identified through volcano-sedimentary sequences. It is concluded that these deformation structures were formed as a result of volcano-seismic activities during volcanic eruptions.

### Keywords

Caldera; Volcano;  
Varto; Ignimbrite;  
Volcanic Eruptions;  
Facies

## 1. Giriş

Türkiye; Batı Anadolu'dan başlayarak Doğu Anadolu'ya kadar uzanan oldukça geniş bir kuşak içinde post-orojenik volkanizma yayılımları ile karakteristiktir. Doğu Anadolu, Arabistan ve Anadolu Plakaları arasındaki dalma batmaya bağlı olarak Miyosen'den itibaren, K-G yönlü sıkışma ile meydana gelmiş yüksek bir platodur (Şengör vd. 1985). Bu sıkışmanın sonucu olarak D-B uzanımlı kıvrımlar, ters faylar ve doğrultu atımlı iki grup fay sistemi gelişmiştir (Yılmaz et al. 1987, Şengör et al. 1985).

Avrasya ve Arap plakalarının birbirlerine doğru hareketleri ve aralarındaki okyanusun kapanmasına bağlı olarak, Orta Miyosen'den itibaren Bitlis Kenet Kuşağı boyunca bu plakalar çarpışmaya başlamıştır. Bu çarpışma, Doğu Anadolu bölgesinin yükselmesine neden olmuş ve günümüzde de bu yükselim halen devam etmektedir (Karaoğlu et al. 2017).

Karlıova eklemi üç ana fay sisteminden oluşmaktadır: (i) Kuzey Doğu Anadolu Fayı (KAF); (ii) Varto Fayı ve (iii) Doğu Anadolu Fayı (DAF). Kuzey Doğu Anadolu Fayı ise dört ana fay segmentinden oluşmaktadır. Üçlü eklemin doğusunda yer alan Varto Fay sistemi 50 km uzunluğundadır. Ana deformasyon Varto Fayı üzerinde yer almakta olup aynı zamanda KAF'a ait dördüncü segmentin devamı niteliğindedir. Bu faya ait ana fay kolu Bingöl Dağı Krater yapısını kesmekte olup doğrultu atım fay özelliği göstermektedir. 1966 yılı Mw=6.8 büyüklüğündeki deprem (Wallace 1968, Ambraseys and Zatopek 1968) bindirme mekanizmasına sahip artçı şoklarla doğu kesimini kırdığı literatürden bilinmektedir (Karaoğlu et al. 2017). Güney tarafa doğru deformasyonun giderek azaldığı ana Varto Fayı'nın güneyinde baskın olarak doğrultu atımlı ve normal fay deformasyonları gözlenmektedir.

Varto fay sisteminin fisür tip lav akımlarını ve birtakım intrüzyonları yapısal anlamda kontrol ettiği ifade edilmektedir. En büyük intrüzyon yapıları

volkanik domlar şeklinde bölgede yer almakta olup bunlar yapısal olarak çeşitli uzama yapıları göstermektedir. Varto ilçesinin güneyindeki fisür tip volkanizma daha yaşlı Bingöl volkanik kraterine ait volkanik ürünleri kestiği ifa edilmektedir (Buket ve Görmüş 1986, Buket and Temel 1998). Ayrıca Göynük yakınlarından geçen DAF, linyit çökelleriyle birliktelik sunan Turna Dağı volkanına ait lavlar ve gölsel kireçtaşları ile giriklik ilişkisi sunduğu iddia edilmektedir.

Arap-Avrasya plakalarının birbirlerine yaklaşmaları sonucu Neotetis Okyanusu'nun kapanması ile birlikte, Anadolu plakasının Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca batıya kaçmasını tetiklemiştir (Barka 1992, Okay and Tüysüz 1999, Bozkurt 2001). KAFZ'in oluşumu yaklaşık 12 Milyon yıl önce başlamış olup litosferik ölçekte gerilmeli deformasyonlara sebep olmuştur (Barka 1992, Şengör et al. 2004).

Dünyada çok az yer Karlıova üçlü eklemi bölgesi gibi tektonik olarak aktiftir. Üçlü eklemler genelde yaygın sismik aktivite, volkanik faaliyetler, kabuk deformasyonu ve tektonik terslenme gibi litosferde meydana gelen kinematik ve mekanik etkileşimlere sebep olmaktadır (Furlong and Schwartz 2004 Şengör 2014, Karaoğlu et al. 2017).

Karlıova Üçlü Ekleminin yitim sürecine uğramamış kıtasal kabuk içeren karasal bir üçlü eklem olarak kısaca tanımlanabilir (Şengör 2014). Karlıova'dan itibaren Anadolu plakasının batıya kaçması bölgesel ölçekte yoğun sismik aktivitelere sebep olmaktadır (Barka 1992, Okay and Tüysüz 1999, Bozkurt 2001). GPS verileri Anadolu plakasının doğu kesiminin Avrasya plakasına göre 20 mm/yıl oranında hareket ettiğine işaret etmektedir (Reilinger et al. 2006). KAFZ boyunca son 6 milyon yıldır toplam atım miktarının yaklaşık 85 km civarında olduğu iddia edilmektedir (Barka 1992, Şengör et al. 2004, Karaoğlu et al. 2017). KAFZ'in aktivitesine 12 My; DAFZ'in aktivitesine ise 6 My önce başladığı ifade edilmektedir.

Karlıova üçlü eklemi yitime uğramamış kıtasal kabuk içeren karasal bir üçlü eklemdir (Şengör 2014). Karlıova'dan itibaren Anadolu plakasının batıya kaçması bölgesel ölçekte yoğun sismik aktivitelere sebep olmaktadır (Barka 1992, Okay and Tüysüz 1999, Bozkurt 2001). GPS verileri Anadolu plakasının doğu kesiminin Avrasya plakasına göre 20 mm/yıl oranında hareket ettiğine işaret etmektedir (Reilinger et al. 2006). KAFZ boyunca son 6 milyon yıldır toplam atım miktarının yaklaşık 85 km civarında olduğu iddia edilmektedir (Barka 1992, Şengör et al. 2004, Karaoğlu et al. 2017). KAFZ'in aktivitesine 12 My; DAFZ'in aktivitesine ise 6 My önce başladığı ifade edilmektedir (Şengör et al. 2004, Karaoğlu et al. 2017). KAFZ'in ardından DAFZ'in gelişimi ile birlikte, Anadolu plakasının batıya kaçması sürecinin başlaması, Karlıova üçlü eklemi çevresinde doğrultu atımlı tektonik deformasyonları artırmıştır. Yaklaşık 6 My önce Karlıova civarında başlayan tektonik terslenme ve kabuk yükselimi gibi oldukça kompleks litosferik deformasyonlar, bölgede volkanik faaliyetleri, termal su dolaşımını, dayk yerleşimlerini tetiklemiş ve bölge de yoğun bir volkanik faaliyetin gelişimine de sebep olmuştur (Karaoğlu et al. 2016, 2017). Bu ilk volkanizmanın ardından yaklaşık 2 My'lık bir suskunluk döneminin ardından, 3 My önce, Karlıovanın doğu ve batısında ilk stratovolkanları oluşturacak volkanik faaliyetler meydana gelmiştir. Ayrıca D-B doğrultulu dayk yerleşimleri de bu dönemde izlenmektedir (Karaoğlu et al. 2017). Karlıova'dan itibaren Anadolu plakasının batıya kaçışı Karlıova ve çevresinde, kabuk içerisinde yüksek bir stres birikimine, bu aşırı stres yükü ise magmanın yüzeylemesi için elverişli kırık sistemlerinin gelişimiyle sonuçlanmıştır. Bu kama tipi batıya kaçış ve sebep olduğu kabuk genişmesi, özellikle son 3 My'dır Karlıova ve yakın çevresindeki volkanik kütleleri kontrol eden ana yapısal öğelerden biri olmuştur (Hubert-Ferrari et al. 2009, Karaoğlu et al. 2017).

Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda, Karlıova'nın doğu kesiminde Varto Fay Zonu olarak isimlendirilen, yapısal olarak sağ yanal çalışan, K70°B

doğrultulu ve sismik olarak oldukça aktif bir fay zonu'nun bu bölgedeki ana deformasyonları belirlenmiş durumdadır (Sançar et al. 2015, Karaoğlu et al. 2017). Bu fay zonu, Varto Kalderası'nın güney yarısını yapısal olarak biçerek bu Kaldera yapısının günümüzde yalnızca yarısının korunmasına sebep olmuştur. Ayrıca bu fay üzerinde oldukça büyük sismik aktiviteler ve 1966 yılında ölümcül depremlerde meydana gelmiştir (Mw = 6.8) (Wallace 1968, Ambraseys and Zatopek 1968).

Varto Kalderası'nın patlamalı ürünlerinin dinamiklerini ortaya koyabilmek için oldukça yoğun bir arazi çalışması yürütülmüş olup burada bu arazi çalışmalarının sonuçları paylaşılacaktır. Bu çalışma, güney yarısı korunan Varto Kaldera volkanının (Şekil 1) patlamalı püskürme dinamiklerini ortaya çıkarmak, piroklastik ürünlerin birbiriyle ilişkilerini araştırmak ve Kaldera ilişkili bu yüksek enerjili patlamaların mekânsal ilişkilerini aydınlatmayı amaçlamaktadır.

## 2. Litostratigrafi ve Önceki Çalışmalar

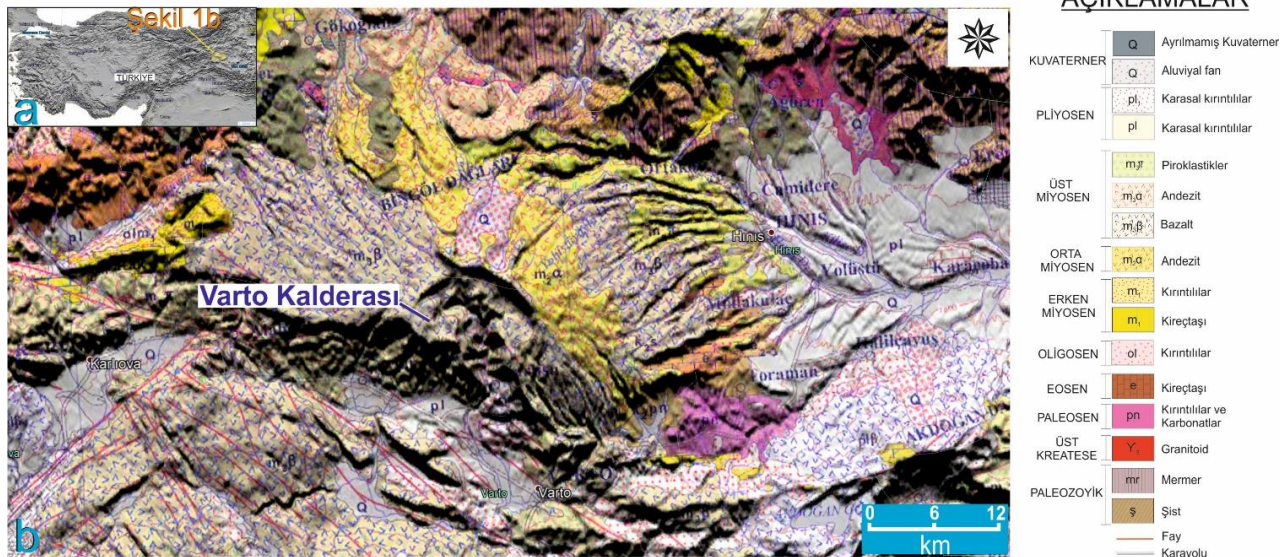
Önceki çalışmalarda temel kayaların üzerine lav ve piroklastik kayaç aralanmasından oluşan Bingöl Grubu'nun geldiği belirtilmektedir (Tarhan 1991). Bu grup içindeki çeşitli formasyonların yaşlarıyla ilgili Orta Miyosen'den Kuvaterner'e kadar bir dönem tanımlanmakla beraber, yukarıda da anlatıldığı gibi volkanik kayaçların yerleşim yaş aralıkları yaklaşık 6 ile 0.4 My arasında tarihlendirilmiştir. Bingöl Dağı Grubu'nun en yaşlı üyesi olarak Camidere formasyonu (Mibc) gösterilmektedir (Tarhan 1991). Bu formasyon Hınıs'ın kuzey kesiminde Camidere, Ortaköy dolayında yüzeyletir. Tipkesit yeri Hınıs-Camidere Mahallesi olarak belirtilmiştir. Camidere formasyonu, kumtaşı, çakıltası, çamurtaşı, marn, kireçtaşı, killi-çörtlü gölsel kireçtaşı, kalkarenit, lapilli, aglomera, tüfit, tüflü kireçtaşı, tüflü marn, silttaşı kaya birimlerinden oluşur (Tarhan 1991). Gölsel ortam litolojiler yansıtmakta ve yer yer kömür ara katkılarını içermektedir. Bu formasyonun üzerine uyumlu bir şekilde Ortaköy formasyonu (Mibo) gelmektedir. Bu formasyon 25-30 metre

kalınlığında tüfit, kül, tüf, lapilli, aglomera ve lav (bazalt, bazaltik andezit, andezit, latit, riyolit) ara katkılarından oluşur (Tarhan 1991). Hınıs ignimbiritleri (Mibh) Kaldera'nın kuzey doğu kesiminde gözlenmekle beraber Hınıs deresinde 40 metre kadar kalınlıklara ulaşmaktadır. Bu birimlerin üzeri uyumsuzlukla Görgü yayla lavı (Mibg) tarafından örtülür. Görgü yayla civarında yüzlek vermektedir. Bu formasyonu Beyyurdu Yayla lavı (Mibb) uyumsuzlukla örter. Beyyurdu Yayla, Kozlu yayla, Mozek, Suvaran ve Meydan Köyleri dolayında yaygın mostraları gözlenir (Tarhan 1991). Formasyon, çeşitli akma dokuları ile karakterizedir. Yolüstü Yayla lavı bu lavların üzerine gelmekte olup Kaldera kenarlarında Mollakulaç, Demirci, Yolüstü Yaylaları civarında gözlenmektedir.

Varto Grubu (Miv) genel olarak Varto, Solhan, Karlıova dolayında yüzeylenen volkanik ve çökel kaya birimlerini kapsamaktadır. Bu gruba ait formasyonlar birbirleriyle düşey, yanal geçişli ve giriktir (Tarhan 1991).

Varto Grubu stratigrafik dizilimdeki konumundan ötürü Üst Miyosen yaşlıdır. Grubu oluşturan formasyonları Hınıs, Varto, Karlıova, Bulanık, Tekman, Erzurum ve Pasinler-Horasan dağlar arası

hazalarda yüzeyleyen Orta-Üst Pliyosen yaşlı, yatay tabakalı çökel birimleri ile Alt Pliyosen yaşlı Hamurpet lavları uyumsuzlukla örter. Bu grubun taban kesimini oluşturan Zırnak formasyonu (Mivz) Zırnak, Hamurpet dağı ve Varto civarında izlenir. Bu formasyon, tüfit, tüflü marn, marn, kiltası, çamurtaşı, kumtaşı, çakıltası, kalkarenit, silttaşı, silisifiye lüf, çört, traverlen kalker, gösel kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluşur. Ayrıca bu formasyonda bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit, ignimbirit ile volkanik breş ve tüf'lerde geçişli ve ara katkılı olarak gözlenir (Tarhan 1991). Zırnak formasyonu'nun taban kesimlerini temsil eden Bezan üyesi (Mivzb) Bezan, Tepeköy, Varto civarında genelde 400-450 metre kalınlığa ulaşan kömür arakatlı kiltası, marn, tüflü marn'lerden oluşur (Tarhan 1991). Formasyonun üst kesimlerini çakıllı-kumlu travertenlerden oluşan ve Solhan grubunun kırıntılı istifleriyle yanal düşey yönde geçiş özelliği gösteren ve gösel ortam özellikleri gösteren Zırnakkale üyesi oluşturur (Tarhan 1991). Aynı araştırmacı Zırnak formasyonun, eş değer olarak düşündükleri ve daha önce Innocenti et al. (1982) tarafından Pasinler yakınından aldığı lavların radyometrik yaş tayinlerine ( $8.3 \pm 0.1$  My) dayanarak bu lavların Üst Miyosen yaşlı olmasını önermişlerdir (Tarhan 1991).



**Şekil 1.** a. İnceleme alanının DEM yer bulduru haritası, b. Varto Kalderası ve çevresinin kabartı etkili jeolojik haritası (1/500.000 ölçekli MTA Jeoloji Haritası ve Tarhan (1991)'den değiştirilerek alınmıştır).

Şeraffedin dağları, Hamurpet dağı. Varto, Karlıova, Solhan, Tekman, Pasinler dolayında gözlenen volkanitler Solhan formasyonu (Mlvs) olarak adlandırılmıştır (Şaroğlu and Yılmaz 1981).

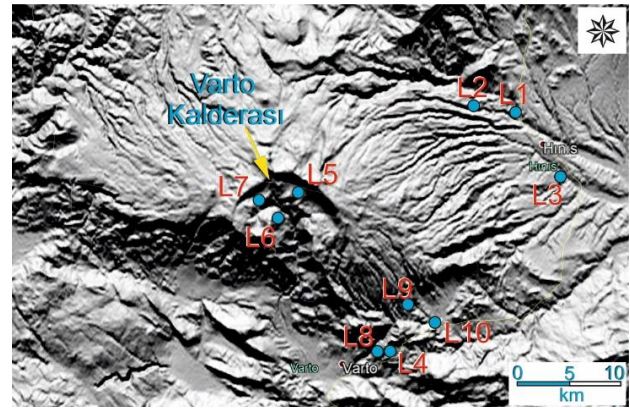
Solhan formasyonu volkanoklastik (aglomera, volkanik breş, lapilli, tuf, kül) ile lav (bazalt, bazaltik andezit, andezitik bazalt, andezit, dasit, latit), kama, mercek ve ara katkılarında oluşur (Tarhan 1991). Ayrıca ince-orta katmanlı tüfit, mam. tüflü mam. gösel kireçtaşı, kumtaşı, aglomera ve siltaşı kaya birimlerini de kapsar (Tarhan 1991). Bu formasyon, Zırnak formasyonu ile düşey ve yanal geçişlidir. Selçuk ignimbiriti (Mivss) Varto'nun kuzeydoğusunda Hotan mahallesi, Selçuk ve Seferek köyleri civarında yüzlek verir. Hınıs ignimbiritine benzerlik göstermekle beraber 15-20 m kalınlıkta ana bir ignimbirit akıntısından oluşur (Tarhan 1991).

### 3. Terminoloji ve Yöntem

Piroklastik çökellerin litofasiyes tanımları tortul yapı, tane büyüklüğü, boylanma, derecelenme gibi kullanılarak Branney and Kokelaar (2002) terminolojileri esas alınarak yapılmıştır. Tane büyüklüğü tanımlamaları için Cas and Wright (1987) tarafından önerilen terminolojiler kullanılmıştır. Piroklastik kayalarındaki tüm bu çalışmalar saha gözlemleri sırasında uygulanmıştır. Piroklastiklerin yanal geçiş ilişkileri için ince taneli tuf seviyeleri anahtar seviyeler olarak kullanılmıştır. Ayrıca bu çalışmada, piroklastik yoğunluk akıntıları ile olan ortak özellikleri sebebiyle, birincil volkaniklastik terimlerin kullanılmasına dikkat edilmiştir (ör. breş, tuf, lapilli-tuf, ignimbirit veya tuf). Piroklastik yoğunluk akıntıları (PYA) terimi piroklastik malzeme (ignimbirit) taşıyan her türlü gaz içeren akıntılar için kullanılmıştır. Duraksamayı işaret eden ve tabakalarla birbiriyle sınırlandırılmış (örn. pümis ve kül geri düşme ürünleri) tutturulmuş bir ignimbiriti (örn. ign-1) tanımlamak için akma birimi terimi tercih edilmiştir. İgnimbirit ve volkano-sedimanter çökellerin litofasiyes tanımlamaları için şu terminolojiler kullanılmıştır: mLT: masif lapilli tuf; pmL: pümis masif lapilli; dsLT: yayımlı tabakalı lapilli tuf; xsLT: çapraz tabakalı lapilli tuf; vT: vitrofir tuf.

### 4. Varto Kalderası Yerleşim Yaşı

Karlıova-Varto bölgesindeki ilk volkanik faaliyetler yaklaşık 6 My önce Solhan bölgesinde başlamıştır (Huber-Ferrari et al. 2009). Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) üzerinde Göynük'ün güney tarafından Çatak Volkaniklerinden alınan obsidyenlerden fizyon izi tekniğiyle (fission track) elde edilen radyometrik yaş verileri (Poidevin 1998) yaklaşık 6 My olarak tarihlendirilmiştir. Radyometrik yaş verileri Varto bölgesindeki ilk volkanik faaliyetlerin 3.6 My önce başladığını göstermektedir. Varto Kalderası (Şekil 1) güney kesiminden alınan kayalar K/Ar tekniği kullanılarak  $3.6 \pm 0.6$  My (Pearce et al. 1990) ve  $3.1 \pm 0.09$  My (Hubert-Ferrari et al. 2009) olarak tarihlendirilmiştir. Hubert-Ferrari et al. (2009) Yılanlı ve Çayçatı bölgesindeki intrüziflerden 0.4 ile 0.7 My arasında radyometrik yaş verileri elde etmiştir.



Şekil 2. Varto Kalderası çevresinde yüzlek veren ignimbirit ve volkano-sedimanter istifleri gösteren lokasyon haritası.

Ayrıca Varto Kalderası güneyindeki bazı volkanik kayaların yerleşim zamanı 1.9-2.6 My olarak tarihlendirilmiştir. Radyometrik yaş verileri ve saha çalışmaları değerlendirildiğinde Varto Kalderası'nın ilk volkanik etkinliğin yaklaşık 3.6 My önce başladığı volkanın ana konisi ve hacimce en yüksek lav serilerinin yaklaşık 2.6 My önce gerçekleştiği, bu volkanla ilişkili son etkinliğin 0.46 My olarak tarihlendirildiği şeklinde özetlenebilir.

### 5. Varto Kalderası ve Çevresinin Jeolojisi

Arazi çalışmalarında yarı karasal ve karasal volkanizma ürünleri arasında geçişler saptanmıştır.

Özellikle Varto volkanını oluşturan lav serilerinin uzak (distal) kesimlerinde Pliyosen gösel çökeller ile geçişli olduğu ya da patlamalı volkanizma ürünleriyle gösel marnlı siltli kayaların eş zamanlı olarak birlikte çökeldiğini gösteren jeolojik kayıtlar gözlenmiştir. Bu kesimlerde yarı karasal özellik gösteren volkanik ürünler üst kesimlere doğru su tablasının üzerinde tamamen karasal ürünlere doğru geçiş gösterir. Bu karasal volkanik ürünler (i) Lav Serileri, (ii) Yarı derinlik volkanik kayalar (dayk) ve (iii) Piroklastik Kayalar olarak üç ayrı grup halinde gözlenmiştir. Lav serileri üst üste akmış bazaltik karakterli volkanik kayalardır (Şekil 1). Yarı derinlik kayalar genelde bazik bileşimlidir. Piroklastik kayalar kaynaşma dereceleri ve petrografik bileşimleri birbirinden farklı ignimbiritler olarak değerlendirilmişlerdir.

### 5.1. Lav Serileri

Varto volkanını genelde ortaç karakterli lav serileri (andezit, latit, trakit, trakiandezit) ile karakterize olsa da asidik (dasit ve riyolit) ve bazik (bazalt) ürünleri'de ana koniyi oluşturan lav serileri arasında sayılabilir. Varto Kaldera volkanı ve çevresinde gözlenen bu lav serileri, krater kenarlarında oldukça uzun mesafelerde izlenirken yaklaşık 10-30 m aralıklarında kalınlıklara kadar ulaşmaktadır. Bazı lav akıntıları oldukça camsı bir hamura sahipken bazı ortaç ve asidik lav serileri ise porfirik karakterleriyle dikkati çekmektedir. Lav serileri koni oluşum aşamasının ardından yüksek enerjili patlamalar neticesinde oluşan Kaldera içinde de gözlenmektedir. Kaldera içi lav serileri, Kaldera tabanında yer alan piroklastik kayaların üzerinde yer almaktadır. Bu krater içi lav akımları bu volkanik kütlelerin en genç lav akımlarından birisi olarak düşünülmektedir.

### 5.2. Yarı Derinlik Volkanik Kayalar

Yarı derinlik volkanik kayalar çalışma alanında krater duvarlarında sınırlı olarak gözlenmekle beraber baskın olarak Varto güneyinde gözlenmektedir. Tüm intrüzifler, bazaltik karakterde olup farklı boyutlara ulaşmaktadır. Krater içerisinde 50-70 m boyunda ve 3-4 m kalınlığında iken; Varto

güneyinde ise birkaç yüz metre boyunda ve 20-30 m kalınlıklara kadar ulaşmaktadır. Varto güneyinde Özenç bölgesinden başlayarak Hamurpet bölgesine kadar devam eden ve Özenç Volkanik sahası olarak adlandırdığımız bu alandaki dayk sokulumları çoğunlukla birbirine paralel trendler sundukları gibi kısmen de olsa birbirilerini kesme ilişkiler göstermektedirler. Bu sokulum tipi kayalara kuzey alandaki Varto Kalderası içerisinde de gözlenmektedir. Patlamalı püskürüm ürünleri olan piroklastik kayalar ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

## 6. Patlamalı Püskürüm Ürünleri

Piroklastik ürünler Jeolojik harita üzerinde genelde Kaldera'nın kuzey doğu bölgesinde gözlenmektedir (Şekil 1b). Ancak saha çalışmalarında lav serilerinin alt seviyelerinde tüm Kaldera çevresinde bu ürünler gözlenmektedir. Varto volkanı son birkaç yüz binlik dönem içinde Varto Fay Zonu'nun deformasyonel hareketleri sebebiyle yarım Kaldera morfolojisini kazanmıştır. Ancak bu deformasyonel evreden önce tıpkı Nemrut, Süphan ve Ağrı volkanlarında olduğu gibi koni kurulum aşaması ardından Kaldera oluşturan patlamalı volkanik faaliyetlerle bu Kaldera yapısının oluşması beklenir. Bu yarım Kaldera morfolojisi öncesindeki tam ve eksiksiz bir Kaldera morfolojisinin oluşumuyla ilişkili patlamalı püskürüm ürünlerinin incelenmesi bu açıdan oldukça önemlidir. Bu amaçla, volkan çevresinde 10 farklı lokasyonda piroklastik ürünler ile ilgili saha gözlemleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 2). Bu gözlemler sonucu piroklastik ürünler (i) Kaldera oluşturan (Lokasyonlar 1,2,3,4,8,9 ve 10) ve (ii) Kaldera sonrası (Lokasyonlar 5,6 ve 7) olmak üzere iki evre'de incelenmiştir. Bu piroklastik ürünlerin litolojik özellikleri aşağıda detaylı olarak açıklanacaktır.

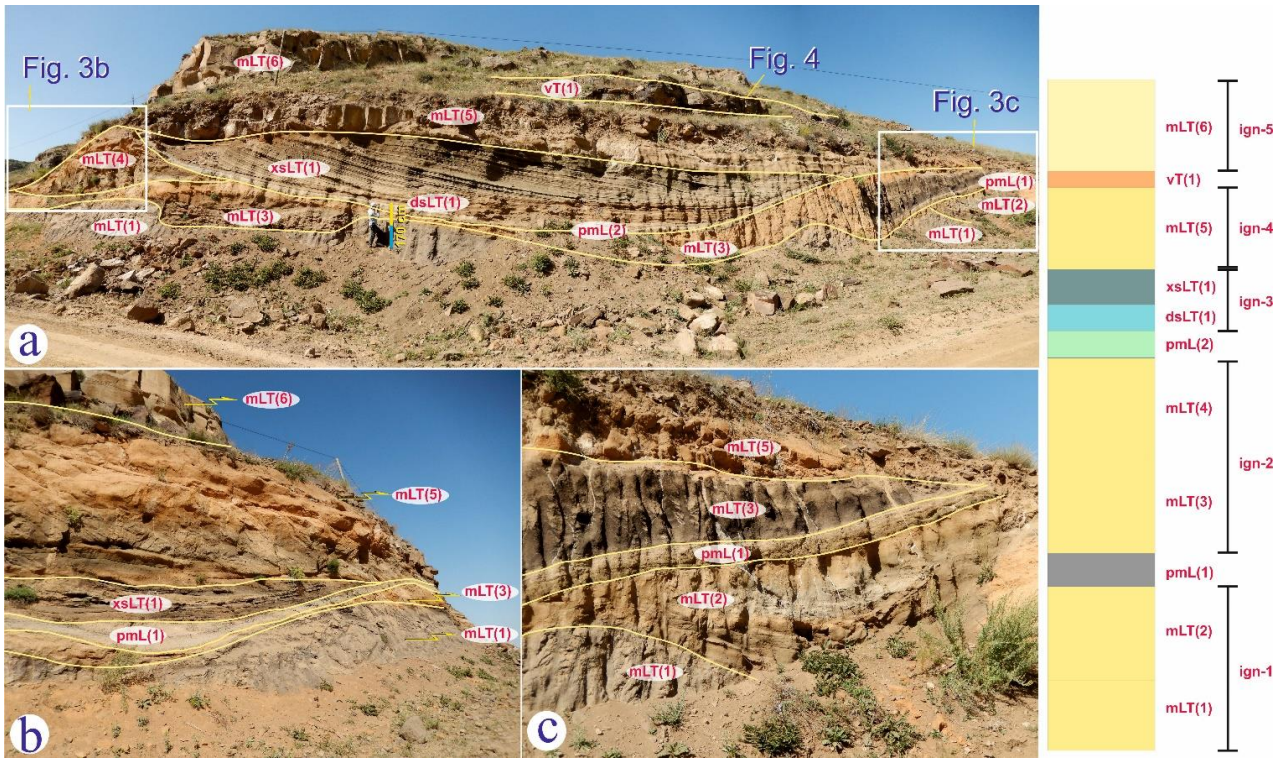
### 6.1. Kaldera Öncesi Püskürümler

Varto Kalderası ile ilişkili Piroklastik Yoğunluk Akıntı (PYA) çökellerini en iyi gözlenecek yerlerden birisi Kaldera'nın yaklaşık 20 km KD'sunda bulunan L1 gözlem yeridir (Şekil 2). Bu lokasyonda 5 farklı ignimbirit akma ünitesi tanımlanmıştır. Bu ignimbiritler birbirlerinden pümis döküntü çökelleriyle ya da açısız uyumsuzluklarla

ayrılmaktadır. Her bir ignimbirit farklı doku, bileşen ve kaynaşma derecelerine sahiptir.

Tabanda gözlenen ign-1 ignimbiriti iki farklı litoloji ile temsil edilmektedir. Bunlardan mLT (1) koyu renkli, genelde siyahımsı, masif yapıda ve kaynaşma derecesi oldukça düşük tabanı bilinmemekle beraber görünen 3-4 metre kalınlığa erişmektedir (Şekil 3). Volkanik matriks içeriği yaklaşık %80 olup yer yer çaplar 1 cm'ye ulaşan skorya klastları (%10) gözlenmektedir. Litik içeriği nispeten düşük orandadır (%10). Bunun üzerine gelen mLT (2) %75 kül matriks, %20 beyaz renkli pümis ve %5 litik içeriğiyle karakteristiktir. Tabandaki seviyeye göre litik içeriği nispeten düşmüş ancak skorya tanesi gözlenmemiştir (Şekil 3). İgn-1 akma ünitesinin ardından bir aşınma süreci ile birlikte açılal uyumsuzlukla pümis geri düşme ürünleri pmL(1)

gelmektedir. Maksimum 2.5 cm ortalama 1 cm çapındaki pümislerle beraber nadir bir şekilde litik parçaları da bu geri düşme ürünleri içerisinde gözlenebilir. Burada pmL(1) yaklaşık 30 cm kalınlığa erişmekle beraber yanal olarak devamsızlık sunmaktadır (Şekil 3). İstifin orta kesiminde gözlenemeyişine rağmen hem doğu hem de batı kesimlerde bu geri düşüş ürünleri izlenmektedir (Şekil 3). Bunun ardından mLT (3) ve mLT (4) iki farklı litoloji olarak izlenen ign-2 akma ünitesi gelmektedir (Şekil 3). Pümis geri düşme çökellerinin ardından yanal olarak değişken kalınlıklar sunan maksimum 2 metre kalınlığa erişen mLT (3) ign-2'nin taban bölümünü oluşturmaktadır. Masif yapıda, kahverengi bir kül matriks içinde %15 oranında pümis taneleri gözlenmektedir.



Şekil 3. Lokasyon 1'de (L1) gözlenen farklı ignimbiritler.

Pümis ve litikler üste doğru normal derecelenme göstermektedir. İgn-2'nin üstteki tavan litofasiyesini oluşturan mLT (4) bir önceki fasiyes özelliklerini kısmen sergilemekle beraber tabakalanmaların yer yer gözlenmesi ve matriks içeriği'nin %90'a kadar çıkması ayırt edici dokusal özellikleri arasındadır (Şekil 3).

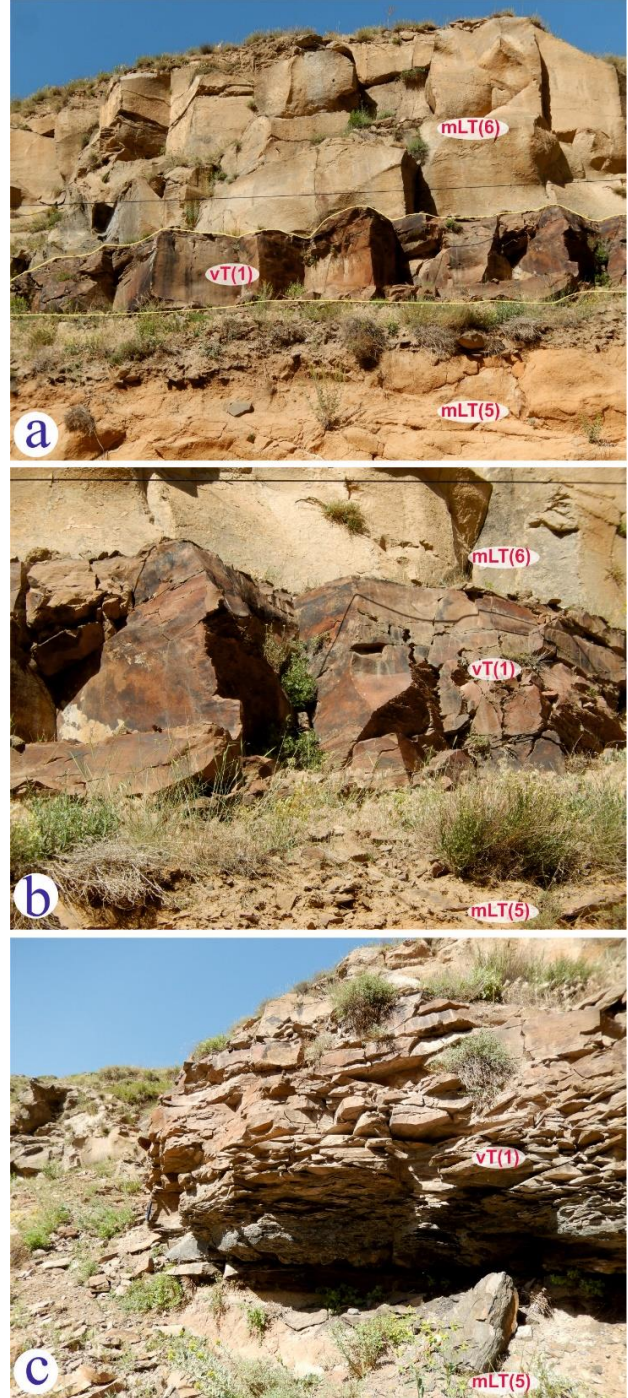
Bu çökellerin üzerine freatik/freatomagmatik patlama özellikleri gösteren litolojiler izlenmektedir (Şekil 3). Bu patlamalar ign-3 olarak tanımlanan bir akma birimi olarak sahada gözlenmektedir. Bu akma biriminin tabak kesimi dsLT (1) (diffuse stratified lapilli tuff) olarak isimlendirilen yayılım (diffuse) özellikleri gözlenmektedir. Bu birim birkaç cm kalınlığında tabakalı ve yer yer çapraz

katmanlamalar sergilemektedir. Bu birim yanal ve düşey geçişli olarak çapraz katmanlanmaların baskın olarak gözleendiği xsLT (1) litofasiyesi gelmektedir (Şekil 3). Her iki dsLT (1) ve xsLT (1) biriminde de 1 cm'den daha küçük pümisler (%10) ve %25 oranında litik taneleri içeren bir matriks ile karakteristiktir. Bu freatik/freatomagmatik piroklastik ürünlerin ardından aşınmalı bir dokanak ile başka bir ignimbirit akma ünitesi olan ign-5 gelmektedir. Kahverengi masif lapilli tuf mLT (5) 2.5-3 metre kalınlığa ulaşmakta olup pümis içeriği %15 litik içeriği %15 ve matriks oranı %70 civarındadır. Bu birimin üzerine oldukça vitrofirik özellikleriyle gözlenen bir tuf birimi olan vT(1) üzerlemektedir.

Son ignimbirit olan ign-6 istifin üst kesimlerini temsil etmekte olup yaklaşık 2-3 metre kalınlığa ulaşmaktadır. İgn-6 taban kesimlerindeki vitrofirik tuf vT (1) üzerine yine vitrofirik özelliklerle başlamakta olup oldukça iyi kaynaşmış özellikler göstermektedir (Şekil 4). Pümislerde fiyam yapıları 2-3 cm yanal uzunluklar gözlenmektedir. vT (1)'in bazı yanal devamlılıklarında camsılaşıma dokusu maksimum bir oranda gözlenirken kayacın tamamı neredeyse camsılaştığı gözlenmektedir (Şekil 4a, b). Bu lokasyonda vT (1) alt ve üst dokanaklarını teşkil eden mLT (5) ve mLT (6), akma ünitesi olarak ign-4 ve ign-5 'ile keskin sınır ilişkileri sergilemektedir (Şekil 4a, b). Ancak yanal devamlılıklarında yer yer bu camsı dokulu tuf birimi masif yapıdan katmanlaşma yapılarına geçiş göstermektedir (Şekil 4c). Bu birim ortalama 1 metre kalınlık göstermektedir.

Oldukça iyi korunan ve piroklastik akma birimlerinin en iyi gözleendiği (L1) lokasyonun yaklaşık 2 km KB'sında piroklastik akma ünitelerinin yanal devamlılıkları (L2) izlenmiştir (Şekil 2). Buradaki piroklastik akma ünitesi L1 lokasyonundaki ign-1 ve ign-2 ile körele edilmiştir. Bu lokasyonda taban kesimde izlenen mLT (1) skorya ve pümis içerikleri %10 civarında iken litik tane oranı %20 olarak gözlenmiştir (Şekil 5a). Bu masif lapilli biriminin üzerine piroklastik geri düşme litofasiyesleri gelmektedir (Şekil 5a, b). pmL (1) % 90 oranında pümis taneleri içerirken % 10 oranında litik parçalar daha az oranda bulunmaktadır. Pümisler 1.5 cm

çapa kadar ulaşmakla beraber bazı seviyelerde normal derecelenme göstermektedir (Şekil 5). pmL (1)'in bazı yanal devamlılıklarında tabakalaşıma eğilimleri izlenmektedir (Şekil 5b). Bunun üzerine tedrici olarak tabakalı yapıda sLT (1) litofasiyesi gelmektedir. Tabakalar 2-3 cm'den 10 cm' kadar değişmektedir.

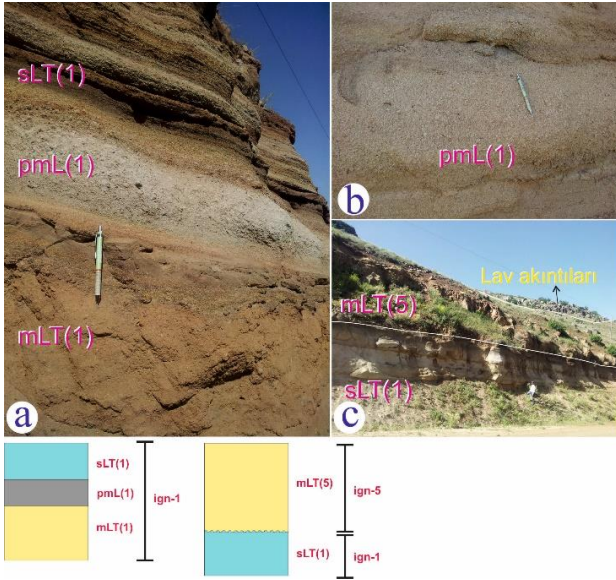


Şekil 4. Lokasyon 1'de (L1) gözlenen farklı ign-3 ve ign-4 ignimbiritleri arasındaki dokanak ilişkisi.

Bu birimin rengi tabanda daha açık bej renklerden orta kesimlerde kahve ve sarımsı üst bölümlerde



yeniden açık renklere dönüşler sergilemektedir. Bu lokasyonda piroklastik patlama serisinin üst mLT (5) litofasiyesiyle temsil edilmekte olup 4-5 metre kalınlıklara ulaşmaktadır. Ayrıca zirve kesimlerde lav akıntıları bu piroklastik istifleri uyumsuz bir dokanakla örtmektedir (Şekil 5c).

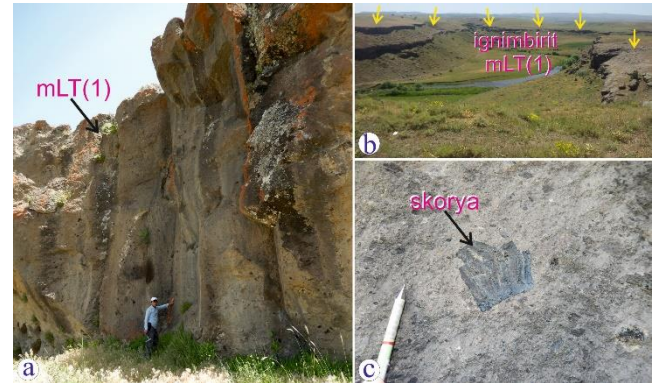


Şekil 5. Lokasyon 2'de (L2) gözlenen farklı ignimbirit fasiyesleri.

Sahada en çok yayılıma sahip olan ign-1 özellikle Hınısın 3-4 km güneyindeki derin dere sistemlerinde (L3, Şekil 1) maksimum kalınlığa (40 metre) ulaşır (Şekil 6a, b). Bu dere içerisinde çoğunlukla sütünsal özellikleriyle karakteristiktir (Şekil 6a). Bu lokasyonda mLT (1) litofasiyesiyle temsil edilen ign-5 akma biriminin hamuru kahverengi olup içerisinde skorya taneleri ile tanınır (Şekil 6c). Skorya klast çapları 20 cm çapa kadar ulaşmakla beraber lifsi dokusuyla dikkat çeker. Skorya içeriği bazı seviyelerinde %20'ye kadar erişmekle beraber litik parçalarda mm seviyesinde olup %10 oranında gözlenir Masif yapıdaki ign-1 bu vadi içerisinde tek bir akma ünitesi olarak izlenir (Şekil 6a).

Varto Kalderası'nın 16 km güneydoğusunda (L10, Şekil 2) tabandaki bu ign-1 akma ünitesi kaynaşma derecesi en yüksek olarak kayıt edilmiştir (Şekil 7a). mLT (1) litofasiyesi bu lokasyonda deformasyona uğramış olup bu faylanmanın oluşturduğu yapısal etki, üzerine gelen mLT (5)'de izlenmemektedir. mLT (1) Normal faylarla 1-2 metre düşey atıma uğramıştır (Şekil 7a). Bu lokasyonda mLT (1) gri siyah renkli

bölgelerinde yer alan ign-5, ign-1 üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Bu lokasyonda ign-5, volkan hamuru ile karakterize kesimi ile bunun taban bölümünde yer alan açık renkli bir volkan hamuru ile pümis içeriğine sahip masif lapilli tüf arasında giriklik özellikleri göstermektedir (Şekil 7a). Lavlarda magma karışım dokularında gözlenen dokusal özellikler iki farklı bileşim ve dokusal özellikteki tüflerde de bu lokasyonda izlenmektedir. mLT (1) litofasiyesi ile temsil edilen ign-1 üzerine aşınmalı bir dokanakla mLT (5) ile tanımlanan ign (4) gelmektedir (Şekil 7a, b). Dokanağın taban kesimi kaynaşma derecesi düşük pümislerce baskın iken üst kesimleri iyi kaynaşma göstermektedir (Şekil 7a, b). mLT (1)'in sergilediği fiyam yapıları 16 cm yanal genişliğe kadar artmaktadır (Şekil 7c). Fiyamlaşmanın oldukça yoğun olduğu zonlarda skorya oranı %20'ye kadar ulaşırken %5 kadar litik parçalar gözlenir. Bu lokasyonda ign-1 içindeki kaynaşma derecesi ve fiyam dokusu gösteren skorya klastlarının yassılaştırma oranı en yüksek seviyelerdedir (Şekil 7c, d).



Şekil 6. Lokasyon 3'de (L3) gözlenen ignimbiritler.

## 6.2. Kaldera Sonrası Püskürümler

D-B genişliği yaklaşık 10 km olan Varto Kalderası'nın Kaldera kenarları rahatlıkla izlenebilmektedir (Şekil 8a). Kaldera'nın güney yarısı faylar ile deforme edilip parçalanması sebebiyle tüm gözlemler kuzey kesimlere aittir. Ortalama 2700 metre rakıma sahip Kaldera içerisinde lavların üzerine gelen piroklastik akma birimleri gözlenmiştir (Şekil 8a).

Kaldera içinde gözlenen piroklastik akma birimleri (L5) dokusal ve bileşen içeriği açısından Kaldera öncesi patlama ürünlerinden kolayca ayırt edilebilir. Kaldera'nın kuzeydoğusunda oldukça iri breş içerikli

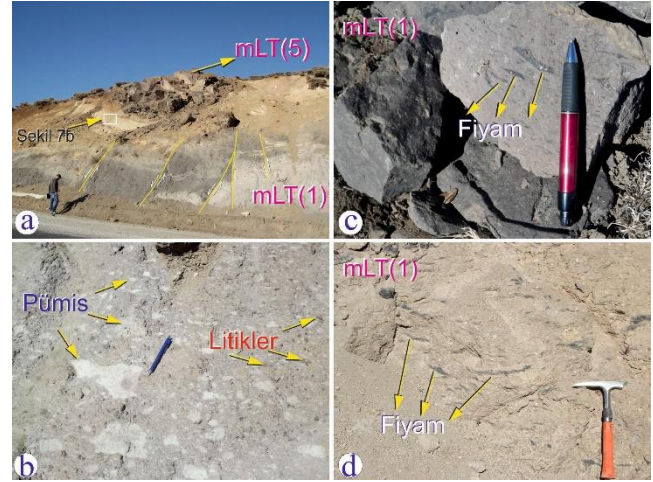
gözlenen piroklastik akma biriminde breş oranı yer yer %40'a kadar çıkmaktadır (Şekil 8b). Breş tane boyları 8 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Kuzey doğu kesimde ki volkanik breş fasiyesi genelde masif olsa da yer yer tabakalanma eğilimleri de gözlenmektedir (Şekil 8b). Kaldera'nın kuzey ve kuzey batı kesimlerine doğru (L7, Şekil 2) bu volkanik breş çökellerinin üst kesimlerine gelen daha ince taneli ve tabakalı tüf birimleri üzerine gelmektedir (Şekil 8c). Özellikle Kaldera'nın orta kesimiyle kuzey batı duvarlarına doğru bu birim oldukça geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 8c). Bu bölge de istifin alt kesimlerini oluşturan volkanik breş baskın bir litofasiyes burada da gözlenmektedir (Şekil 8d). Yaklaşık 10 cm boyunda tabüer şekilli koyu renkli ortaç karakterli breşler içeren volkanik hamur içerisinde pümis oranı %10 civarında olarak ölçülmüştür.

Kaldera'nın orta kesimlerine doğru yaklaşık 200 metre kalınlığa ulaşan piroklastik çökellerin tabakalanma oranı oldukça artmış bir şekilde gözlenmektedir (L6, Şekil 1). Tüm bu kalın piroklastik çökeller daha sonra ortaç bir lav tarafından örtülmektedir (Şekil 9a). Piroklastik akma çökelleri 1-10 cm kalınlığında tabakalanmalar göstermektedir (Şekil 9b). Yine bu birimlerin alt kesimlerinde litik içeriği oldukça yüksek (%50) yer yer 10-15 cm boylarına erişen boyu volkanik breşler içermektedir (Şekil 9c). Volkanik breş ve masif lapilli tüf olarak ardalan istifi tümü tabakalanma eğilimini tüm mostralarda sergilemektedir (Şekil 9b, c, d). İstifin üst kesimlerine doğru pümis geri düşme ürünleri gözlenmektedir (Şekil 9d). Piroklastik düşme ürünleri içinde pümis tanelerinde tekrarlanmalı normal derecelmeler gözlenmektedir. Bu geri düşme ürünüde ayrıca %5 oranında koyu renkli litik ve breş malzemeler de gözlenmektedir.

### 6.3. Volkano-Sedimanter Fasiyeler

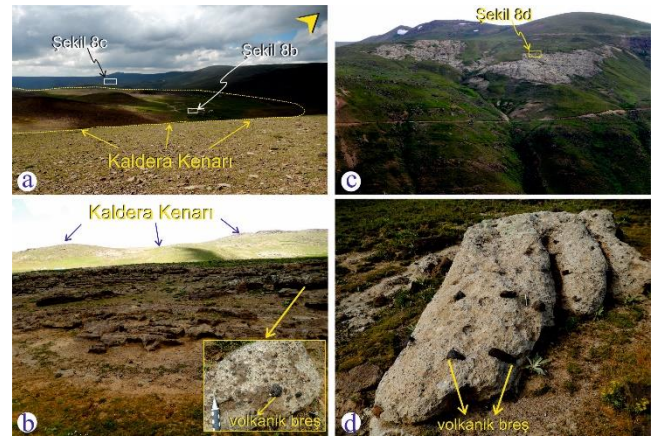
Önceki çalışmalarda Varto Kalderası güneyinde birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olan iki formasyon tanımlanmıştır. Zırnak ve Solhan formasyonları tüfit, marn, tüflü marn gölsel kireçtaşı, kumtaşı, aglomera ve silttaşı gibi sedimanter; aglomera, volkanik breş, lapilli tüf ve kül gibi volkanoklastik litofasiyelerle bu

alanda yüzlek vermektedir. Bu çalışmada bu fasiyelerin birbirleriyle olan yanal ve düşey geçiş ilişkileri konusunda çeşitli saha bulguları elde edilmiştir (Şekil 10, 11, 12).



Şekil 7. Lokasyon 10'da (L10) gözlenen ignimbirit fasiyeler.

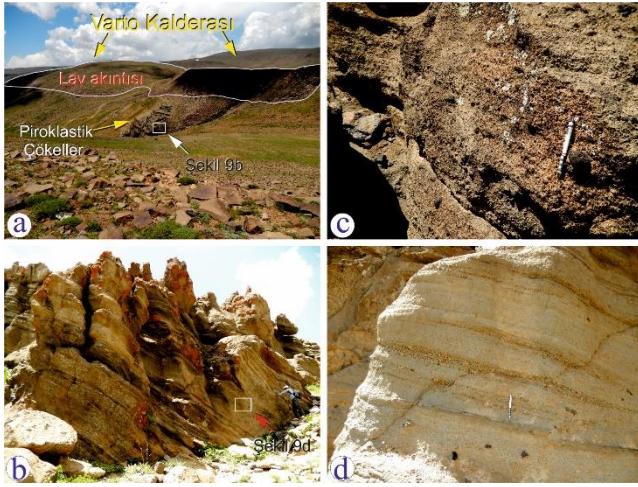
L8 (Şekil 2) olarak isimlendirilen lokasyonda tabanda açık renkli tüfit baskın marn'lı silttaşı olarak tanımlanan bir sedimanter birimden keskin bir dokanakla siyah ve koyu gri renkli volkano-sedimanter bir birime geçiş yapmaktadır (Şekil 10a).



Şekil 8. Kaldera içinde Lokasyon 5'de (L5) gözlenen ignimbirit fasiyeler.

Tavan kesimde ki koyu renkli birim içinde 3-4 cm kalınlığında siyah kül tabakaları dikkat çekerken bazı seviyelerde birkaç cm kalınlığında açık renkli tüf seviyeleri de gözlenir. İstif genel olarak gölsel bir istif özellikleri sergilemektedir. Siltli ve marnlı seviyelerinde de tabakalaşmalar gözlenmektedir (Şekil 10a). Bu istifin yanal devamlılığında sin-sedimanter deformasyon yapıları dikkat

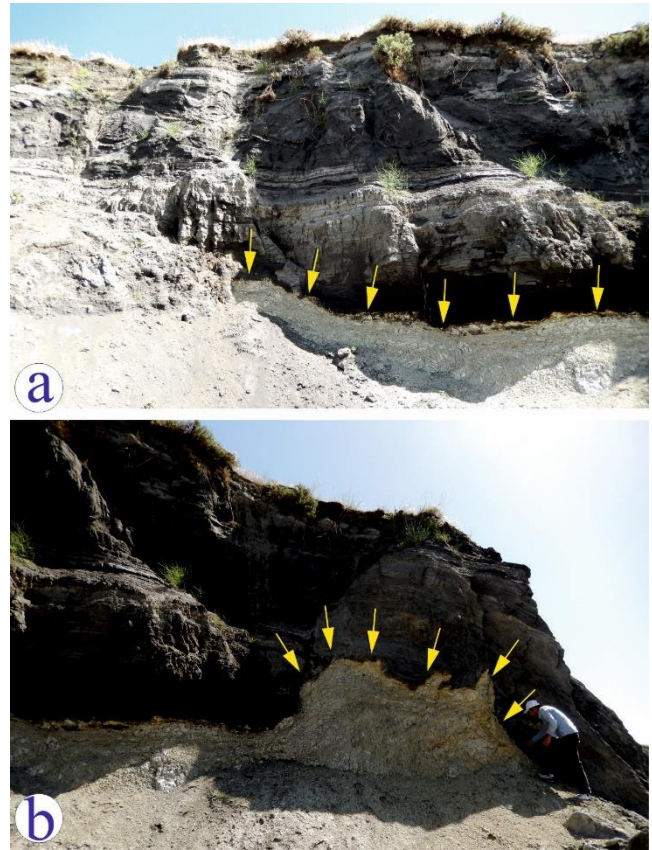
çekmektedir (Şekil 10b). Altta bulunan açık renli birim yaklaşık 60 cm kadar üstteki birime doğru keskin bir dokanakla sokulmuştur Şekil (10b). Bu yapılar literatürde alev yapıları (flame) olarak adlandırılmaktadır. Bu lokasyonun yaklaşık 6 km kuzeydoğusunda Çaltılı Köyü civarında (L9, Şekil 2) volkano-sedimanter istif boyunca görsel tortullar ile eş zamanlı çökelen pümis geri düşme ürünleri oldukça iyi korunmuş bir şekilde gözlenir (Şekil 11). İstifte 50-60 cm kalınlıktaki görsel kumtaşı-silttaşı paketleri volkano-sedimanter birilerle araldanmalı bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 11a).



Şekil 9. Kaldera içinde Lokasyon 6 ve 7'de (L5-L6) gözlenen ignimbirit fasiyesleri.

Pümisler birkaç mm boyutlarında olup kendi aralarında yoğunlaşmalar sergileyen tabakalarda izlenmektedir (Şekil 11b). Bu pümis yoğunluklu tabakalar 1-8 cm kalınlığında değişmektedir. Bu pümis seviyelerinde benzer şekilde sin-sedimanter deformasyon yapıları ile faylanmaya bağlı deformasyonlar ve 1-2 cm'ye ulaşan düşey atımla ilgili yapılar da izlenmektedir (Şekil 11b). Volkano-sedimanter istiflerdeki deformasyon yapılarına ilişkin en iyi korunan örnekler L4 olarak isimlendirilen lokasyonda gözlenmiştir (Şekil 2). L4 lokasyonunda gözlenen tuf ara katkılı marn, çamurtaşı ve siltli sedimanter birim içinde deformasyon yapıları gözlenmiştir (Şekil 12). Bu birimin orta seviyelerinden taban kesimine kadar normal fay ile deforme eden yapılar dikkat çekmektedir (Şekil 12a). Bu deformasyonlar içinde 40-60 cm aralığında normal faya bağlı ötelemeler gözlenmektedir. Bu deformasyonlar az önce

değindiği gibi üst kesimlerdeki siyah renli ve tabakalı birimi deforme etmemiştir (Şekil 12a). Bu mostranın bazı bölümlerinde genişleme tektoniği ile ilişkili yapılar izlenmektedir (Şekil 12b). Bu genişleme yapıları mikro- horst ve graben yapılarını oluşturmaktadır (Şekil 12b). Yanal devamlılığında tek bir normal fayın neden olduğu düşey atım 48 cm olarak kaydedilmiştir (Şekil 12c). Bu mostra da aynı zamanda sin-sedimanter deformasyonla ilgili "simit" olarak bilinen yapılar da gözlenmiştir (Şekil 12c). Bu simit yapıları yanal olarak 33 cm düşey yönde 28 cm'ye ulaşmaktadır. Bu yapılar genelde yarı dairesel formlardadır (Şekil 12c). Ancak oldukça iyi korunmuş ve dairesel yapı formuna çok benzer olarak da gözlenmektedir (Şekil 12d). Yaklaşık 30 cm çapına ulaşan küresel formdaki simit yapıları yanal olarak konkav şekiller halinde izlenmektedir (Şekil 12d).



Şekil 10. Kaldera güneyinde Lokasyon 8'de (L8) gözlenen volkano-sedimanter fasiyesler ve dokanak ilişkileri.

## 7. Tartışma ve Sonuçlar

Önceki çalışmalar Varto Kalderası'nın güney kanadının yaklaşık son 3 My'da faylarla kesilip

deforme edildiğini göstermektedir (Karaoğlu et al. 2017).

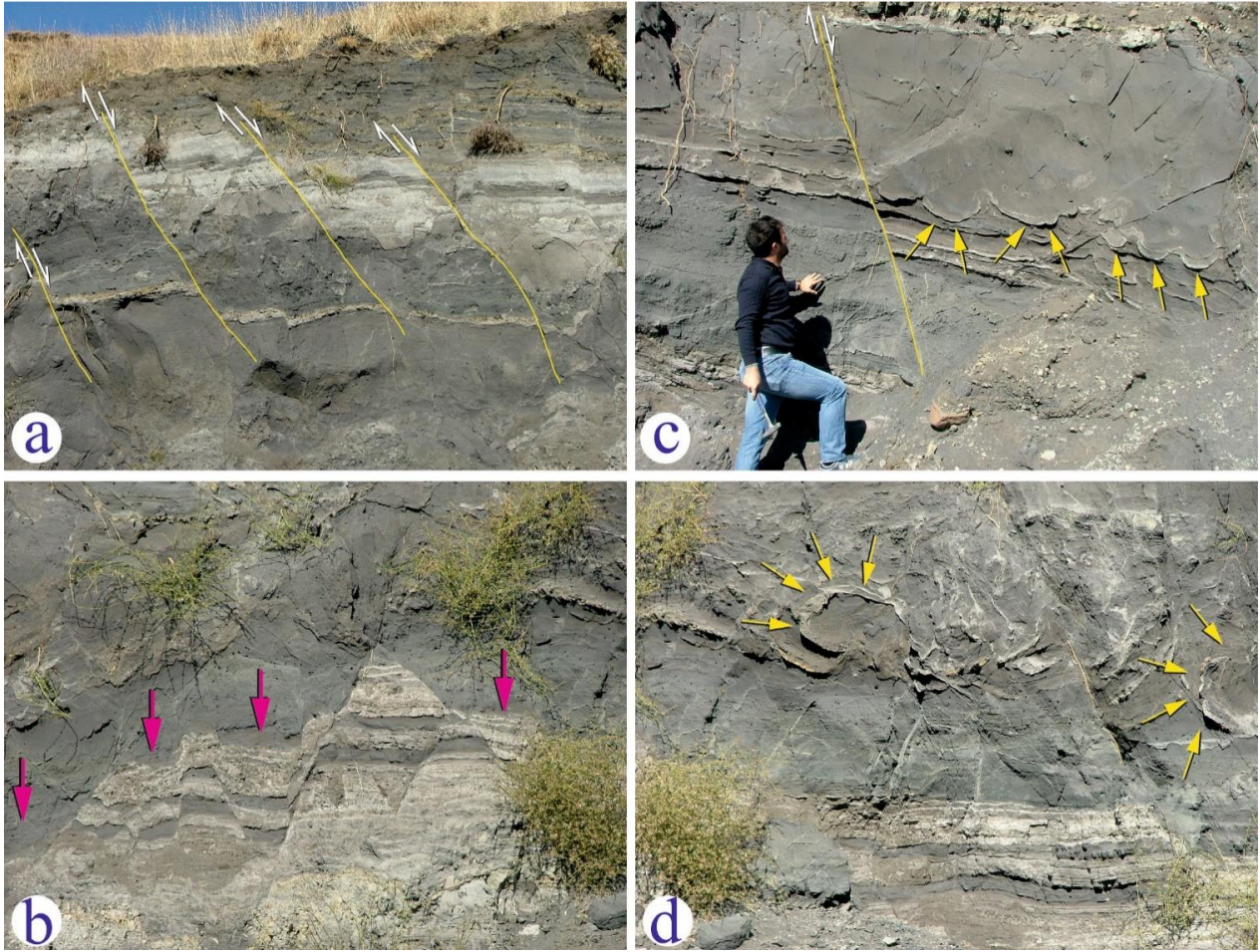


**Şekil 11.** Kaldera güneydoğusunda Lokasyon 9'da (L9) gözlenen volkano-sedimanter fasiyesler ve sin-sedimanter deformasyon yapıları.

Kaldera ile ilişkili patlamalı püskürüm ürünleri güney ve doğu kesimde oldukça iyi korunmuş olup diğer bölgeler de lav serilerinin üzerini örtmesi ya da deforme olmasından dolayı iyi yüzlek vermemiştir. Kaldera ile ilişkili en az beş farklı ignimbirit tanımlanmıştır (Şekil 3). Bu ignimbiritler piroklastik yoğunluk akışları şeklinde gözlenmekte olup bunların litofasiyesleri de tanımlanmıştır. Bu farklı ignimbirit fasiyesleri arasında ki sınır ilişkilerine bakıldığında farklı hamur bileşenine sahip ignimbiritlerin keskin dokanakla birbirlerinden ayrıldığı gözlenmektedir (Şekil 3). İgnimbiritlerin alt ve üst dokanaklarındaki kazınmalar ve uyumsuz dokanak ilişkileri, volkanizmadaki durgunluk evresine, bu suskunluk evresinde meydana gelen

erozyon süreçlerine işaret etmektedir (Şekil 3). Özellikle ign-2 olarak adlandırılan ignimbirit akışının ardından gelen ign-3, delta ortamını yansıtan litolojik özellikleri ile eş yaşlı çökelimlerin birlikte meydana geldiğini gösteren sedimantolojik bir bulgu olarak değerlendirilmiştir (Şekil 3a). Bunun ardından patlamalı püskürümler devam ederek Kaldera morfolojisinin oluşumuna katkıda bulunduğu düşünülmektedir (Şekil 3a). Bu lokasyondaki üst seviyelerde gözlenen camsılaşmış ignimbirit ve pişme yapıları mLT (5) çökelimi ardından hızlı bir soğuma sürecinin geliştiği, bunun üzerine bir su birikiminin (göl ya da akarsu kıyısı olabilir) ardından gelecek sıcak ignimbiritin (ign-5) mLT (6) seviyesini hızlı bir şekilde soğumasına ve bundan dolayı da camsılaşmaya neden olabileceği düşünülmektedir (Şekil 4).

Bu lokasyonda açık renkli ignimbiritlerle beraber içerisinde skorya klastları bulunan ve hamur rengi koyu renkli olan ign-1 olarak isimlendirilen ignimbiritin, kaldera parçalanmasına sebep olan ana akıntılardan birisi olduğu düşünülmektedir. Söz konusu ign-1 akıntısı Hınıs bölgesinde oldukça kalın istifler halinde gözlenmektedir (Şekil 6). İçerisinde bulunan skorya klast ve mafik lav blokları patlamaların kaynağı olan magmanın nispeten daha bazik karakterde olduğuna işaret etmektedir (Şekil 6). Üzerine gelen daha ortaç ya da asidik karakterli ignimbiritlerde göz önüne bulundurulduğunda magma odası sistemi içinde bazik ve asidik fraksiyonlaşmanın ya da magma karışımının mümkün olabileceğini arazi kanıtlarıyla göstermektedir. Hınıs civarında gözlenen bu nispeten koyu renkli ignimbirit (ign-1) her ne kadar bu bölgede kaynaşma derecesi düşük olsa da Kaldera'nın güney ve batı kesimlerinde yüksek kaynaşma dokuları sunan yanal eşlenikleri gözlenmiştir (Şekil 7d). Fiyam yapılarının uzunluğu ve yoğunluğu püskürümlü patlamaların burada daha derin vadilere yerleştiği ancak sonradan yapısal deformasyonlar neticesinde erozyona uğradığını akıllara getirmektedir (Şekil 7c, d).



**Şekil 12.** Kaldera güneydoğusunda Lokasyon 4'de (L4) gözlenen volkano-sedimanter fasiyesler ve sin-sedimanter deformasyon yapıları.

Bu iyi kaynaşmış ignimbiritlere en iyi örnek Nemrut patlamaları neticesinde Bitlis vadisi içine yerleşen ve sütünsal özellik gösteren ignimbiritlerdir (Karaoğlu et al. 2005). Nemrut Kalderası'nda olduğu gibi genelde birkaç yüz metrelik derin vadi sistemlerinde bu tür ignimbirit yerleşimleri ardından skorya ya da pümis tanelerinin sıcak ve litostatik basınç sebebiyle yassılaşmaya uğradığı gözlenir. Bu nedenlerden dolayı bölgede ign-1 püskürümleri sırasında daha derin vadi sistemlerinin olma olasılıkları yüksektir.

Kaldera içi piroklastik seriler, Varto Kalderası oluşumunun ardından yüksek enerjili püskürümlerin devam ettiğini gösteren en önemli saha delilleridir (Şekil 8). Buradaki piroklastikler yüksek breş ve litik içeriğine sahip olmakla beraber breşler blok boyutuna kadar ulaşmaktadır. Püskürüm merkezi yakın fasiyesler olması sebebiyle ignimbiritler içindeki fasiyeslerde tane boyu ve volkan hamuruna göre tane yüzdesinin de yüksek olması beklenir. Buradaki fasiyesler bu özellikleri tam olarak

göstermektedir. Kaldera'nın güney kesimlerinde boyu 2-5 metre arası çapa sahip mega blokların gözlenmesi ve bu breşli litofasiyeslerin varlığı Kaldera içinde patlamalar süresince Kaldera parçalanma sürecinin progresif olarak devam ettiğini gösteren oldukça önemli saha delilleri olarak sayılabilir. Kaldera içi ve dışında yüzlek veren piroklastik fasiyesler arasındaki temel farklılıklardan diğeri tabakalanmalar ve bunların sıklıklarıdır (Şekil 9). Kaldera içinde gözlenen ignimbirit fasiyeslerinde oldukça yoğun tabakalaşma ve litofasiyes içi tekrarlanmaların gözlenmesi püskürümler sırasında magma su etkileşimin olabileceğine işaret edebilir. Freatomagmatik patlamalarla ilişkili birinci kanıt niteliğinde sayılabilecek piroklastik yayılım (pyroclastic surge) çökelleri gözlenemese de ignimbiritlerin masif lapilli tuf litofasiyeslerindeki cm-dm mertebesindeki tabakalaşma eğilimleri (Şekil 9) püskürüm sırasında krater içinde su bulunduğuna işaret etmektedir.

Varto Kalderası'nın güney kesiminde gözlenen volkano-sedimanter istifler gerek depolanma sırasında ki volkanik faaliyetlerin varlığı gerekse de bu sıradaki sismik sarsıntıları kayıt etmelerinden dolayı oldukça önemli mostralardır (Şekil 10, 11, 12). Çaltılı Köyü civarında gözlenen volkano-sedimanter istifler göl-akarsu sedimantasyonu sırasında patlamalı püskürümler sonucu pümis geri düşüş ürünlerinin eş zamanlı olarak depolanmasını göstermektedir. Volkano-sedimanter istifler de pümis tanelerinin korunması pümislerin hızlı bir şekilde killeşmesi nedeniyle çok yaygın bir durum değildir. Bu lokasyonda tüm pümisler ortama düştüğü formuyla oldukça kolay bir şekilde gözlenebilmektedir (Şekil 11). Bu mostralarda gözlenen "simit" yapıları karasal sedimantasyon ile eş yaşlı yüksek enerjili püskürüm ürünlerinin depolanması sırasında volkano-sismik sarsıntılara işaret etmektedir. Buna benzer olarak, Üner vd. (2019) Van Gölü'nün doğu kıyılarında sin-sedimanter deformasyon yapılarının Van Gölü çevresindeki volkanik sarsıntılar ile ilgili olabileceğini ifade etmiştir. Bu tür yapılar bölgesel sismik sarsıntılar sonucu oluşabileceği gibi volkanik patlamalarla ilişkili sismik sarsıntılar sebebiyle aktif volkan kenarlarında oluşabilmektedir. Bu nedenden dolayı Varto çevresinde gözlenen bu yapıların sismik kaynağının bölgesel tektonik sarsıntılardan ziyade volkano-sismik sarsıntılar sonucu meydana gelmesi daha uygun bir alternatif olarak düşünülmektedir. Bu sarsıntılar killi-marnlı kayaçlarda sünümlü deformasyonlarda gözlenen yumuşak deformasyon yapılarına sebep olmakla beraber aynı zamanda kırılğan deformasyonlarda oluşturmaktadır (Şekil 12). Söz konusu mostralarda aynı zamanda gerilmeli tektonik rejim ile ilişkili deformasyon yapıları da gözlenmektedir (Şekil 12). Bu kırılğan deformasyonlar kayaçta yüksek açılı faylanmalara bağlı düşey atımlar ile mikro ölçekte horst graben türü yapılar şeklinde deformasyonlar sergilemektedir (Şekil 12). Buradaki deformasyonlar, gerilmeli bir tektonizma ile tetiklenen volkanik faaliyetlerin sebep olduğu sismik şok kayıtları olarak yorumlanmıştır (Şekil 12).

## Teşekkür

Makale değerlendiren iki kıymetli hakeme de teşekkür ederim. Arazi çalışmaları sırasında yardımcı olan tüm Varto, Karlıova ve Hınıs halkına içtenlikle teşekkür ederim. Bu çalışma Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi (Proje No:2014-MİM-B062) ve Eskişehir Osmangazi Üniversitesi (Proje Numaraları: 2017-15031, 2017-15A215 ve 2018-15A203) Bilimsel Araştırma Projeleri tarafından desteklenmiştir.

## 5. Kaynaklar

- Ambraseys, N., Zatopek, A., 1968. The Varto Ustukran earthquake of 19 August 1966. *Bulletin of Seismological Society of America*, **58**, 47–102.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, **14**, 3–30.
- Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London Memories*, **27**, 1–15.
- Buket, E., Temel, A., 1998. Major-element, trace element, and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto (Muş) volcanic rocks, Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 405–422.
- Buket, E., Görmüş, S., 1986. Varto (Muş) havzasındaki Tersiyer yaşlı istifin stratigrafisi. *Yerbilimleri Dergisi*, **12(13)**, 17–31.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions. *Allen and Unwin, London*, 528.
- Furlong, K.P., Schwartz, S.Y., 2004. Influence of the Mendocino triple junction on the tectonics of coastal California. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, **32**, 403–433.
- Hubert-Ferrari, A., King, G., van der Woerd, J., Villa, I., Altunel, E., Armijo, R., 2009. Long-term evolution of the North Anatolian Fault: new constraints from its eastern termination. In *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*, edited by D.J.J. van Hinsbergen, M.A. Edwards and R. Govers. *Geological Society, London, Special Publications*, **311**, 133–154.

- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozol, Villari, L., 1982. Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area Eastern Turkey: geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13**, 223–240.
- Karaoğlu, Ö., Browning, J., Bazargan, M., Gudmundsson, A., 2016. Numerical modelling of triple-junction tectonics at Karliova, Eastern Turkey, with implications for regional magma transport. *Earth and Planetary Science Letters*, **452**, 157–170.
- Karaoğlu, Ö., Selçuk, A.S., Gudmundsson, A., 2017. Tectonic controls on the Karliova triple junction (Turkey): Implications for tectonic inversion and the initiation of volcanism. *Tectonophysics*, **694**, 368–384.
- Okay, A.I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 475–515.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroglu, Y., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**, 189–229.
- Poidevin, J.L., 1998. Provenance studies of obsidian artefacts in Anatolia using the fission track dating method, An overview, in *L'Obsidienne au Proche et Moyen Orient, du Volcan à l'Outil*, edited by A. Gourgaud, B. Gratuze, G. Poupeau, J.L. Poidevin and M.C Cauvin, *BAR International Series Hadrian Books*, **738**, 105–156.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collisionzone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **111**, B05411.
- Sançar, C., Zabcı, C., Akyüz, H.S., Sunal, G., Villa, I.M., 2015. Distributed transpressive continental deformation: The Varto Fault Zone, eastern Turkey. *Tectonophysics*, **661**, 99–111.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve ilgili magmatizması: *Türkiye Jeol. Kur. Ihsan Ketin Simpozyumu Özel Sayısı*, 149–162.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike slip faulting and Basin formation*. Edited by K.T. Biddle and N. Christie-Blick. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* (in honor of J.C. Crowell), **37**, 227–267.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakiñç, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2004. The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, **33**, 37–112.
- Tarhan, N., 1991. Hınıs Varto-Karlıova (Erzurum-Muş-Bingöl) dolayındaki Neojen volkanitlerinin jeolojisi ve petrolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **113**, 45–60.
- Üner, S., Selçuk, A.S., Özsayın, E., 2019. Non-seismic soft-sediment deformation structures from Late Pleistocene lacustrine deposits of Lake Van (Eastern Turkey): Storm and overloading effect. *Journal of Great Lakes Research*, **45(3)**, 664–671.
- Wallace, R.E., 1968. Earthquake of August 19, 1966. Varto Area, Eastern Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, **58**, 11–45.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner, Y., 1987. Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, **134(1–3)**, 177–199.