



Yerbilimleri, 2020, 41 (3), 183-219, DOI:10.17824/yerbilimleri.715883  
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni  
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

## Canca - Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) – Dölek (Gümüşhane, KD Türkiye) Yöresi Eosen Yaşlı Volkanitlerin Hidrotermal Alterasyonu ve Kütle Değişim Hesaplamaları

*Hydrothermal Alteration and Mass Change Calculations of Eocene Volcanites in Canca - Aktutan and Leriköy (Yitirmez) - Dölek Regions (Gümüşhane - NE Turkey)*

ENVER AKARYALI <sup>\*1</sup>, FURKAN KEMAL AKTAŞ <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29000, Gümüşhane, Türkiye

<sup>2</sup>Koza Altın İşletmeleri, Mastra İşletmesi, Demirkaynak 29100, Gümüşhane, Türkiye

Geliş (received): 1 Haziran (June) 2020 Kabul (accepted) : 6 Ekim (October) 2020

### ÖZ

Canca – Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) – Dölek (Gümüşhane, KD Türkiye) alterasyon sahaları, Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin Güney Zonu içinde yer almaktadır. Canca – Aktutan alterasyon sahasında Geç Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu ve Erken Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu bulunmaktadır. Leriköy (Yitirmez) – Dölek alterasyon sahasında ise Erken Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu ve Geç Eosen yaşlı Dölek Granitoyidi yüzeyleme vermektedir. Alibaba Formasyonu andezit, bazalt ve piroklastlarından oluşmaktadır. Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu içinde gelişen alterasyonlar KB-GD ve yaklaşık D-B doğrultulu kırık zonları ile ilişkilidir. Limonitleşme, hematitleşme, kloritleşme, killeşme ve silisleşme en karakteristik alterasyon türlerini oluşturmaktadır. Kil mineral parajenezi olarak sahalarda; kaolenit, illit ve klorit tespit edilmiş, illit ve kaolenit miktarının alterasyon merkezine doğru yaklaştıkça arttığı belirlenmiştir. MINSQ yöntemine göre Canca – Aktutan cevherli

<sup>1</sup> Enver AKARYALI eakaryali@gmail.com

<sup>1</sup>Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29100, Gümüşhane, Türkiye, ORCID 0000-0003-1495-9186

<sup>2</sup>Koza Altın İşletmeleri, Mastra İşletmesi, Demirkaynak 29100, Gümüşhane, Türkiye, ORCID 0000-0001-7543-1786

alterasyon zonunda kuvars ± kaolenit ± Fe'li klorit, propilitik zonunda ise baskın alterasyon minerali albite ilaveten, Mg'lu klorit ± serizit tespit edilmiştir. Leriköy (Yitirmez) – Dölek cevherli alterasyon zonunda ise kuvars, ± kaolenit, propilitik zonda ise baskın alterasyon minerali albite ilaveten, Mg'lu klorit ± epidot tespit edilmiştir. Nispi ve net kütle değişim hesaplamalarına göre Canca-Aktutan alterasyon sahasında cevherli zonda Au, As ve Pb elementlerinde; Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahasında cevherli zonda ise Au ve Mo elementlerinde zenginleşme gözlenmiştir. Sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları, kuvarslarda 142 ila 344°C arasındadır. Cevher oluşturan sıvıların NaCl±KCl±MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O sisteminde, 0.2-1.9 % ağırlıkta NaCl tuzluluğa ve 0.75-0.94 g/cm<sup>3</sup> yoğunluğa sahip olması cevherleşmenin epitermal sistemde oluştuğuna işaret etmektedir. Elde edilen tüm veriler beraber değerlendirildiğinde; alterasyon sahasındaki potansiyel altın cevherleşmelerinin epitermal tipte olduğu ve oluşumlarının granitik magma ile ilişkili olduğu belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Altın, Gümüşhane, hidrotermal alterasyon, kütle değişimi, sıvı kapanım.

## **ABSTRACT**

*Canca–Aktutan and Leriköy (Yitirmez)–Dölek (Gümüşhane, NE Turkey) alteration areas are located in southern zone of the Eastern Pontide Tectonic Unit. In Canca-Aktutan alteration areas the late Cretaceous Kermutdere Formation and the Eocene Alibaba Formation are found, whereas the Eocene Alibaba Formation and late Eocene Dölek granitoidic rocks are common in alteration areas of Leriköy (Yitirmez) – Dölek. The Alibaba Formation consists of andesites, basalts and their pyroclasts. The alterations developed in the Eocene Alibaba Formation are associated with fault zones having NW-SE and about E-W directions. Limonitization, hematitization, chloritization, argillisation and silicification are the most characteristic types of alteration. Kaolinite, illite and chlorite were determined as clay mineral parageneses in the fields and the amounts of illite and kaolin increase as it is approached to the alteration center. According to MINSQ method, quartz, ± kaolin ± Fe-chlorite are determined in ore-bearing alteration zone of Canca-Aktutan and Mg-chlorite ± sericite, beside albite the dominant alteration mineral of propylitic zone. On the other hand, in mineralized alteration zone of Leriköy (Yitirmez) - Dölek quartz ± kaolin and*

*in propylitic zone Mg-chlorite ± epidote is identified, beside the dominant alteration mineral albite. According to the relative to net mass change calculations, enrichments of Au, As and Pb elements are seen in the ore zone of Canca-Aktutan alteration area. However, in the ore zone of Leriköy (Yitirmez) - Dölek alteration area Au and Mo elements enrichment are assigned. Homogenization temperatures from fluid inclusions are measured for quartz between 142 and 344°C. The ore-forming fluids having 0.2-1.9 % wt. NaCl equivalent salinity and 0.75-0.94 g/cm<sup>3</sup> density in NaCl±KCl±MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system point out that the mineralization occurred in the epithermal system. When the data obtained are evaluated all together, it is determined that the potential gold mineralizations in the alteration area are of epithermal type and their formation is related to granitic magma.*

**Keywords:** Gold, Gümüşhane, hydrothermal alteration, mass changes, fluid inclusion.

## GİRİŞ

Çalışma alanı Gümüşhane İli ve çevresinde, Trabzon G43-d3-d4, H42-b2 ve H43-a1-a2 paftaları içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanını da kapsayan Doğu Pontidler ekonomik cevherleşmeler bulundurması nedeniyle önemli bir bölgedir. Özellikle volkanik kayalarla ilişkili masif sülfid ve epitermal damar tip ekonomik maden yataklarını içermesi sebebiyle, söz konusu bölgede maden yatakları konusunda pek çok çalışma yapılmıştır (Yalçınalp, 1992; Bektaş ve Güven, 1995; Lermi, 1996; Akçay, vd., 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi, 2000; Lermi 2003; Demir, 2005; Sipahi, 2005; Sipahi ve Sadıklar 2010; Eyüboğlu 2010; Akaryalı, 2010; Akaryalı ve Tüysüz, 2013; Eyüboğlu vd., 2014, Akaryalı, 2016; Akaryalı ve Akbulut, 2016). Sipahi (2005), Sipahi vd. (2019; 2020) Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) volkanitlerde, genel olarak az ayrılmış kayadan çok ayrılmış kayaca doğru illitleşme-kloritleşme-kaolinitleşme arttığını, karbonatlaşmanın ise azaldığını ortaya koymuştur. Akaryalı (2010) Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin KD-GB ve yaklaşık D-B doğrultulu birbirlerini kesen kırık sistemlerine bağlı olduğunu, yapılan sıvı kapanım ve izotop çalışmalarına göre cevherleşmenin kökeninin magmatik kayalarla ilişkili olduğunu ve cevherleşmenin hidrotermal damar tipi düşük sülfürlü epitermal sistemde oluştuğu sonucuna varmıştır. Sipahi ve Sadıklar (2010) Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) volkanitlerindeki alterasyon ürünlerinin muhtemelen mezo-epitermal evrede, asidik-

hafif alkali ortam şartlarında kayaçlardaki minerallerin hidrotermal alterasyonu ile oluştuğu sonucuna varmıştır. Demir (2014) Kocapınar (Kermut) yöresinde Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu içinde yer alan andezitlere bağlı olarak gelişen alterasyonlar üzerinde yaptığı kütle değişim hesaplamalarından ana elementlerden K ve Si miktarlarında ve cevher yapıcı elementlerden Cu, Pb, Au, As ve Ag miktarlarında artış, Na, Ca, Fe, Mg elementlerinde nispi azalma, örnekleme yapılan kayaçların genel olarak kütlelerinde ise net % 12.28'lik kaybın meydana geldiğini belirlemiştir. Atay (2016) Kaletaş-Söğütağıl-Akpınar yöresindeki alterasyonların KB-GD ve yaklaşık D-B doğrultuya sahip kırık zonları ile ilişkili olduğunu, sahada limonitleşme, hematitleşme, kloritleşme, killeşme ve silisleşmenin en karakteristik alterasyon türleri olduğunu, MINSQ yöntemine göre cevherli alterasyon zonunda kuvars, potasyumlu feldspat, serizit ± kaolenit; propilitik zonunda ise baskın alterasyon minerali albite ilaveten epidot, demirli klorit, magnezyumlu kloritin yer aldığını tespit etmiştir. Nispi kütle değişim hesaplamalarına göre cevherli zonda K, Pb, Mo ve Au elementlerindeki artışa rağmen Ca, Na, Fe, Mg, Cu ve As elementlerinde azalma, net kütle değişim hesaplamalarına göre ise cevherli zonda sadece K, Pb, Mo ve Au elementlerinde zenginleşme tespit etmiştir.

Bu çalışma kapsamında Doğu Pontid Güney zonunda, Gümüşhane yöresinde andezit-bazalt ve bunların piroklastiklerinden oluşan Alibaba Formasyonunda gelişen değişik tür ve boyutlardaki alterasyon sahalarının (Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez)-Dölek) petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin yanı sıra tektonik özellikleri, yan kayaçlarla ilgili gelişen alterasyonlar ile sahaların birer potansiyel altın sahası olup olmadığının belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu amaçla arazi çalışmaları ve örnekleme yapılarak, alterasyon mineralojisi, kütle değişim hesaplamaları ve sıvı kapanım ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bulgular yardımıyla söz konusu alterasyon sahalarının ve cevherleşmelerin fizikokimyasal koşullarının saptanması ve buna bağlı olarak bölgede benzer tipte yatakların belirlenmesinde faydalı olabilecek bir modelin ortaya konulması amaçlanmıştır.

## **MATERYAL VE YÖNTEM**

Çalışma kapsamında yapılan kimyasal analizler ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada)'da gerçekleştirilmiştir. İnceleme sahalarında altere kayaçlara ait kütle değişim hesaplamalarının belirlenmesine yönelik Canca-Aktutan alterasyon

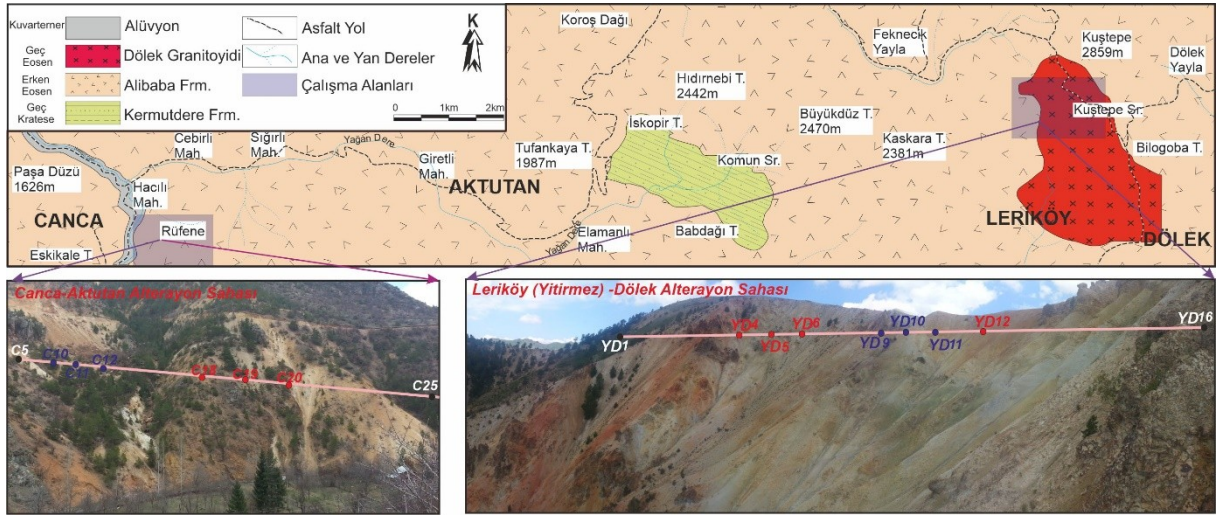
sahasından 17 ve Leriköy (Yitirmez) Dölek sahsından 17 olmak üzere toplam 34 adet örneğin ana element analizleri İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma) - Atomik Emisyon Spektrometri (ICP-AES) yöntemiyle analiz edilmiştir (Çizelge 1 ve 2). Aynı örneklerin iz ve nadir toprak element analizleri ise ICP- MS (Kütle Spektrometresi) yöntemiyle ölçülmüştür. ICP-AES analiz yönteminde, bir örnekte bulunan elementler atomlaştırma işlemi (ICP hamlacı ile) buhar haline getirilerek atomlarına dönüştürülür. Akabinde ise buhar içindeki atomik türlerin emisyonunun ölçümleri yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 g örnek 1.5 g LiBO<sub>2</sub>'de eritilmiş ve %5'lik 100 mL HNO<sub>3</sub> içinde çözüldürülmüştür. Analiz yapılan alete standartlar (STD SO 18) girildikten sonra örnekler analiz edilmiştir. ICP-MS yöntemi ise 0.25 g toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Analiz edilecek örnekler ICP hamlacı ile atomlaştırılıp, iyonlaştırılarak ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonlar sayılarak sayısal sonuçlar elde edilmiştir (Jenner vd., 1990). Numuneler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200 °C de 100 mL HClO<sub>4</sub>-HNO<sub>3</sub>- HCl-HF çözeltisinde köpürmeleri gidinceye kadar bekletilmiştir. Metalleri çözmek amacıyla 10 mL kral suyu (3HNO<sub>3</sub>-HDHCl) ile sulandırılarak bekletilen numuneler, seyreltikten, filtrelendikten ve cihaza standart (STD SO 18) okutulduktan sonra analiz edilmiştir.

Sıvı kapanımları tespit etmek amacıyla kuvarslı örneklerden çift tarafı parlatılmış ince kesitler, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü sıvı kapanım laboratuvarında hazırlanmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları Linkam MDSG 600 ısıtma ve soğutma tablası kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Mikroskop ile entegre çalışan cihazda, 20x ve 50x büyütme objektifler kullanılmıştır. Sıvı kapanım cihazının (Linkam) sıcaklık aralıkları -196 °C ile 600 °C arasında değişmekte olup, ısıtma ve soğutma hızı 0.1 °C/dakika' dan, 150 °C/dakikaya kadar çıkmaktadır. Analizler sırasında soğutma işlemleri için sıvı azot (N<sub>2</sub>) kullanılmıştır.

## **ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ**

Çalışma alanı Doğu Pontidler'in Güney Zonu'nda yer almakta olup, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaçların yüzeyleme verdiği bölgede, yaşlıdan gence Geç Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu, Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu ve Dölek granitoyidi

bulunmaktadır (Şekil 1). Çalışma konusu oluşturan alterasyon sahalarının bulunduğu alanda hâkim litolojiyi Eosen yaşlı volkanik kayalar oluşturmaktadır.



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası ve alterasyon sahalarının dağılımı.

Figure 1. Geological map of the study area and distribution of alteration fields.

Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu ilk kez Gümüşhane yöresinde Tokel (1972) tarafından tanımlanmıştır. Alibaba Formasyonu taban seviyelerinde katmansı yapı göstermesi, üstlere doğru yastık lav ve aglomeralardan oluşan volkanitlerin yaygın olması ile karakteristiktir. Birimin morfolojisi ayrışmaya bağlı olarak değişmektedir. Alibaba Formasyonu Canca – Aktutan bölgesinde özellikle Kaledere Mahallesi, Zarfı Mahallesi, Çamlıca Mahallesi, Orta Mahallesi ve Cebirli Mahallesi civarlarında yaklaşık 22 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra verirken, Leriköy (Yitirmez) - Dölek bölgesinde özellikle Akçakale Yayla, Çamlık Yayla, Şonkale Yayla ve Dölek Yayla civarlarında yaklaşık 13 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir. Her iki sahada da gözlenen volkanitler genellikle gri, yeşilimsi-gri renklere çatlaklı ve ayrışmış olarak gözlenmekle beraber, kloritleşme ve kalsit damarları da izlenmektedir. Birim içinde gözlenen aglomeralar, bloklar halinde, yuvarlak ve oval biçimdedir. Eksfoliasyon yapısına sahip aglomeraların çapları değişkenlik göstermektedir. Ayrıca, Alibaba Formasyonu içinde yaklaşık 7-8 km<sup>2</sup>'lik bir alanda hidrotermal alterasyon türleri oldukça belirgin yüzeylemeler verirken, Leriköy (Yitirmez) - Dölek bölgesindeki andezit ve bazalt içindeki çatlaklar boyunca ikincil kalsit (karbonatlaşma) ve iri çört dolguları gözlenmektedir (Şekil 1).

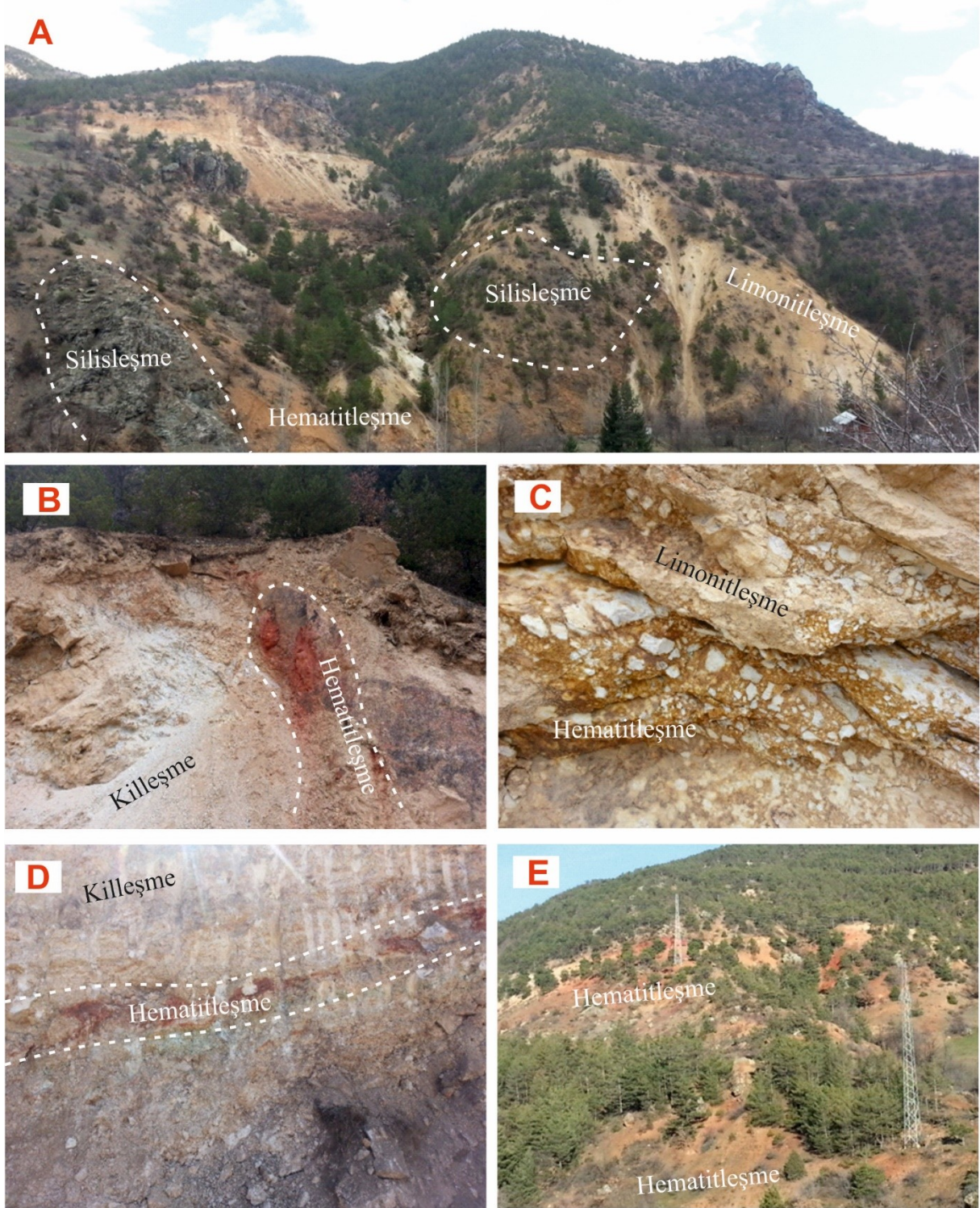
Petrokimyasal veriler Erken Eosen yaşlı volkanik kayaçların andezit ve andezit/bazalt türünde, kalk-alkalin karakterli ve orta-yüksek K'lu olduğunu göstermektedir (Aktaş, 2018). Eosen yaşlı bu birim çalışma sahasında Dölek Granitoyidi ile uyumsuz bir dokanak oluşturmaktadır. Alibaba Formasyonu'nun alt sınırını uyumsuz olarak Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu oluştururken üst sınırı ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. İnceleme alanında Alibaba Formasyonu'na ait fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Aslan (2010) ve Karslı vd. (2010) tarafından, Alibaba Formasyonu'nun volkanik kayaçlarında yapılan jeokronolojik çalışmalarda Eosen yaşı elde edilmiştir.

## **BULGULAR VE TARTIŞMA**

### **Yan Kayaçalarda Görülen Hidrotermal Alterasyonlar**

Çalışılan alterasyon sahalarının alterasyon mineralojisini ve mineral parajenezi belirlemeye yönelik olarak alınan numuneler makroskopik ve mikroskopik olarak incelenmiştir. Canca-Aktutan sahasındaki kayaçlar genellikle KD-GB doğrultulu kırık sistemlerine bağlı olarak gelişmiştir. (Şekil 2A). Sahadaki volkanitlerde limonitleşme (Şekil 2B, C, D ve E), hematitleşme (Şekil 2B, C, D ve E), killeşme ve silisleşme (Şekil 2B) şeklinde alterasyonlar tespit edilmiştir. Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahasında genel olarak Şonkale Yayla (Şekil 3A) ve çevresinde hematitleşme (Şekil 3D), kloritleşme (Şekil 3B) ve killeşme (Şekil 3E) gözlenmekle beraber, silisleşmelere yer yer piritleşme (Şekil 3D) de eşlik etmektedir. Sahada özellikle genç granitik sokulumlar nedeniyle andezitlerde silisleşmelerin yanı sıra killeşme de (Şekil 3E) yaygın olarak gelişmiştir.

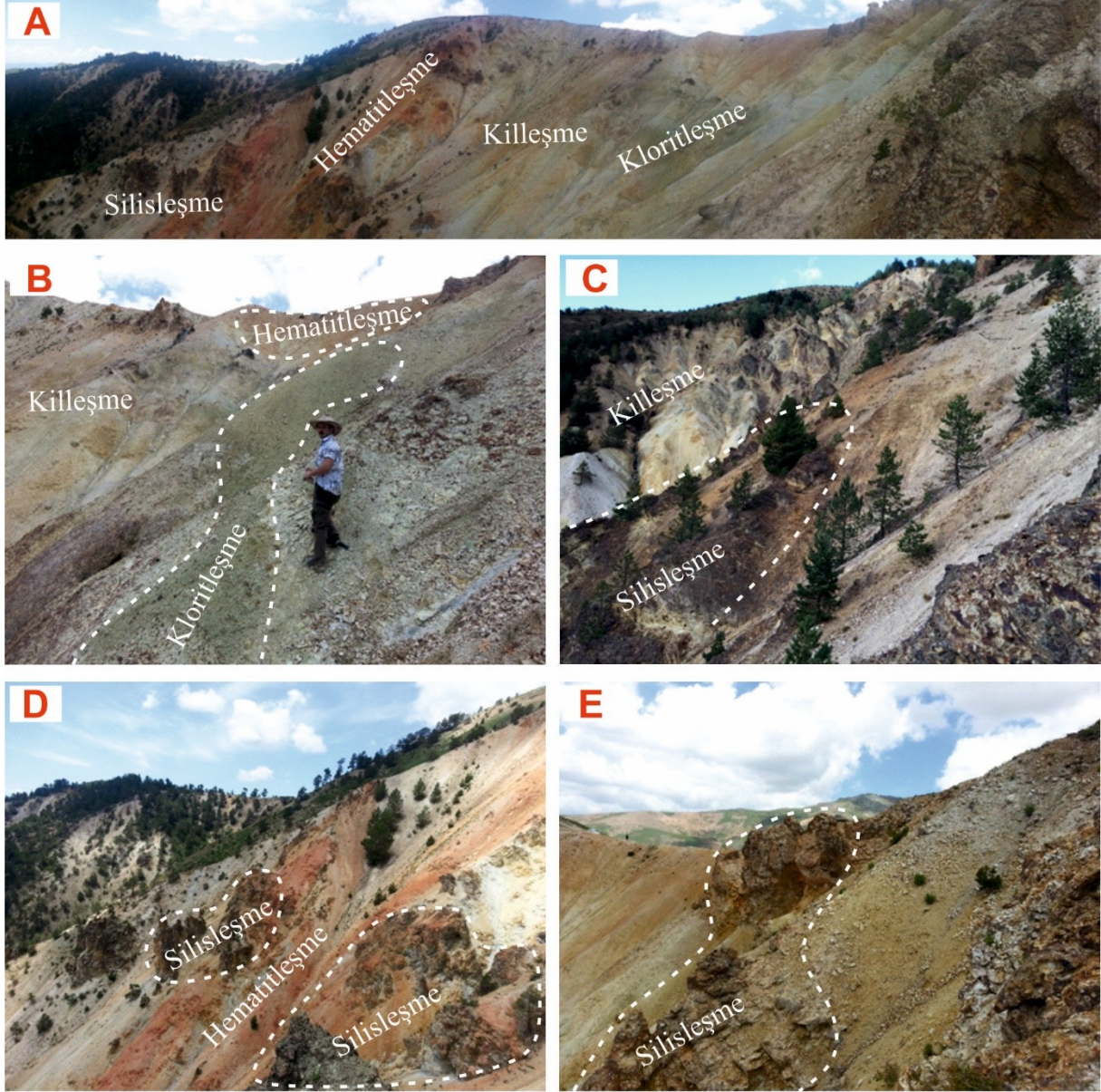
Sahadan alınan örneklerin mikroskopik incelenmesi sonucu ise her iki yörede de tespit edilen alterasyon türleri silisleşme, serisitleşme, hematitleşme ve kloritleşmedir (Şekil 4). Kırık zonları boyunca gelişen silisleşme, genellikle mikroskop altında küme halinde ve ince kuvars damarları şeklinde gözlenir. Genelde serisitleşme ile bir arada



Şekil 2. Canca-Aktutan alterasyon sahası (A: Genel görünüm; B: Hematitleşme, limonitleşme, silisleşme ve killeşme; C, D ve E: Hematitleşme ve limonitleşme).

Figure 2. Canca-Aktutan alteration field (A: General view; B: Hematitization, limonitization, silicification and argillisation; C, D and E: Hematitization and limonitization).

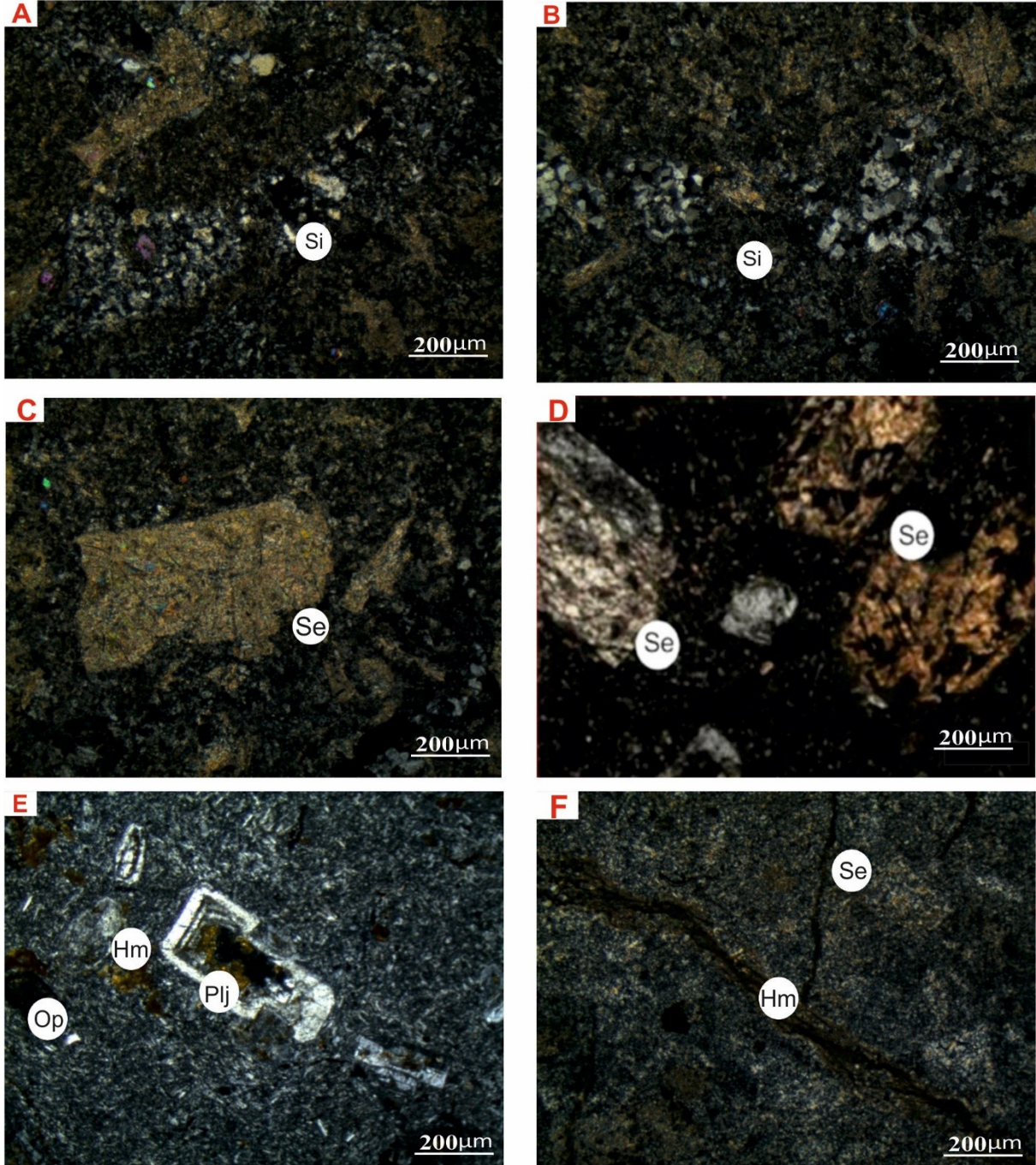




Şekil 3. Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahası (A: Genel görünüm; B: Kloritleşme; C: Killeşme ve limonitleşme; D: Hematitleşme ve silisleşme; E: Killeşme).  
Figure 3. Leriköy (Yitirmez) - Dölek alteration field (A: General view; B: Chloritization; C: argillisation and limonitization; D: Hematitization and silicification E: argillisation).

bulunan silisleşme (Şekil 4A ve B) kırık hatlarından uzaklaştıkça daha nadiren gözlenir. Plajiyoklasların en yaygın ayrışma ürünü olan serizit minerali (Şekil 4C ve D) kesitlerin çoğunda ikincil kuvars minerali ile birlikte yer alır. Cevherleşmenin bulunduğu alanlarda, özellikle fay ve kırık zonları boyunca cevher içeren bölgeye gelen oksijenli suların, pirit ve opak minerallerin etrafında oluşturduğu hematitleşme

(Şekil 4E) kırmızımsı renklerde, kloritleşme ise soluk yeşil renklerde gözlenmektedir (Şekil 4F).

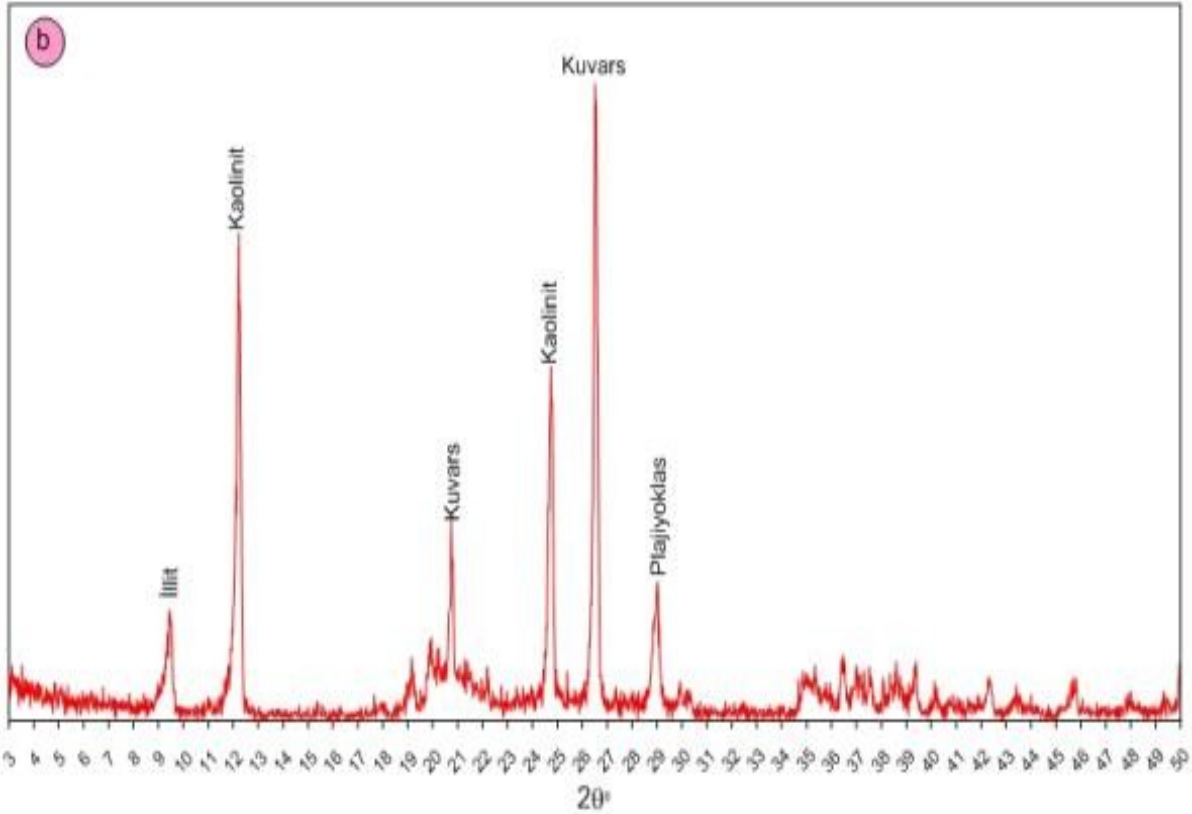


Şekil 4. Hematitleşme, kloritleşme ve kalsitleşmenin mikroskopik görünüşleri. (Si: Silisleşme, Se: Serizit, Plj: Plajiyoklas, Op: Opak mineral, Hm: Hematit).

Figure 4. Microscopic views of hematitization, chloritization and calcitization (Si: Silicification, Se: Sericite, Plj: Plagioclase, Op: Opaque mineral, Hm: Hematite).

Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) – Dölek yörelerinde gözlenen hidrotermal alterasyonların kil mineral parajenezini belirlemek üzere yapılan çalışmalarda her iki

sahada da kil mineralleri olarak illit ve kaolinit tespit edilmiştir. Kil dışı bileşen olarak ise kuvars, plajiyoklas ve klorit belirlenmiştir. İllit ve kaolinit miktarı alterasyon merkezine doğru yaklaştıkça artmaktadır (Şekil 5A ve B).



Şekil 5. Kil minerallerinin difraktogramları (a) Canca-Aktutan alterasyon sahası, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahası.

*Figure 5. Diffractograms of clay minerals (a) Canca-Aktutan alteration field, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alteration field.*

Gümüşhane İlinde Eosen yaşlı volkanitler içinde gelişen altın cevherleşme sahalarından Arzular sahasında daha önce yapılan çalışmalarda sahadaki altere kayaçlarda kil mineral parajenezi olarak illit, simektit, klorit ve kaolinit mineralleri belirlenmiş ve cevher içeren kayaçlarda illit ve simektitin yoğun olarak gözleendiği, buna karşın az altere kayaçlarda yani cevher içermeyen kayaçlarda ise klorit minerallerin yoğun olarak gözleendiği tespit edilmiştir (Akaryalı, 2010). Mastra altın yatağında daha önce yapılan çalışmada ise kil minerali olarak illit, simektit, kaolinit ve klorit belirlenmiştir (Aslan, 2011). Her iki çalışmada da kuvars damarları çevresindeki kaolinit miktarındaki artış arjilik alterasyon zonuna geçiş ile ilişkilendirmektedir. Arjilik alterasyon 100-300°C arasında değişen sıcaklığa sahip hidrotermal çözeltiler tarafından H<sup>+</sup> metasomatizmasına maruz kalan kayaçlarda bol miktarda kaolinit ve montmorillonit türü kil minerallerinin oluşumuyla gerçekleşir

(Akaryalı, 2010). Epitermal maden yataklarında H<sup>+</sup> metasomatizması karakteristiktir ve bu nedenle bu tür yataklarda arjilik alterasyon cevherin bulunmasına yönelik bir kılavuz olarak kullanılabilir (Akaryalı, 2010).

Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez)–Dölek yörelerinde gözlenen hidrotermal alterasyonların kil mineral parajenezi Arzular (Akaryalı, 2010) ve Mastra (Aslan, 2011) altın sahalarının yanı sıra Demir (2014) tarafından çalışılan Kocapınar (Kermut) ve Atay (2016) tarafından çalışılan Kaletaş-Söğütağıl-Akpınar alterasyon sahalarındaki kil mineral parajenezi ile benzerlik gösterdiğinden, söz konusu alterasyon sahalarında da potansiyel bir epitermal altın cevherleşme sahaları olabileceği kaçınılmazdır.

### **Kütle Değişim Hesaplamaları**

Çalışılan alterasyon sahalarında gözlenen hidrotermal alterasyonlar Kuzeybatı-Güneydoğu doğrultulu kırık hatlarına bağlı olarak gelişmiştir. Kütle değişim hesaplamaları kapsamında her iki sahadan alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları kullanılarak çalışılan alterasyon sahalarındaki altere/az altere kayalara ait kütleli değişimler belirlenmiştir. Alınan örneklere ait kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1 ve 2’de verilmiştir. Hidrotermal ayrışma sonucu kayaların bünyesinde bulunan elementlerin konsantrasyonunda meydana gelen değişim ile ilgili birçok çalışma bulunmaktadır (Gresens, 1967; Grant, 1986; MacLean ve Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Huston, 1993; Huston ve Cozens, 1994; Barrett ve MacLean, 1994). Söz konusu araştırmacıların yaptıkları çalışmalardan Grant (1986)’ın izokon yönteminin Huston (1993) tarafından değiştirilmiş hali bu çalışmada kullanılmıştır.

MINSQ yöntemi Hermann ve Berry, (2002) tarafından geliştiren, bir veri çözümüleme programı olup, bu yöntemi ile herhangi bir kayacın kimyasal analiz sonuçlarına bağlı olarak o kayacın içinde yer alan minerallerin % konsantrasyonları belirlenmektedir. Bu çalışmada yan kayaçta belirlenen minerallerin mikrokimyasal analizleri yapılamadığından, minerallerin bileşimleri (Deer vd., 1992 ve Dana, 1993)’den alınmıştır. Çalışma kapsamında, MINSQ yöntemiyle, her bir alterasyon sahası için altere ve az altere kayalarda oluşan alterasyon mineralojisi ve mineral değişim yüzdeleri belirlenmiştir (Çizelge 3 ve 4). Bu yöntemle elde edilen sonuçlara göre, Canca-Aktutan alterasyon sahasında alterasyon mineralojisi olarak, cevherli zonda kuvars,  $\pm$  kaolenit  $\pm$  Fe’li klorit, cevherden uzak propilitik zonda ise baskın alterasyon minerali albite ilaveten, Mg’lu klorit  $\pm$  serizit; Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon

sahasında ise alterasyon mineralojisi olarak, cevherli zonda kuvars,  $\pm$  kaolenit, cevherden uzak propilitik zonda ise baskın alterasyon minerali albite ilaveten Mg'lu klorit  $\pm$  epidot tespit edilmiştir.

Çizelge 1. Canca-Aktutan alterasyon sahasında kırıklara dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayaç jeokimya analizleri.

Table 1. Whole rock geochemical analysis of samples taken along a steep line in Canca-Aktutan alteration field.

Örnek No	C5	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17
					%				
SiO <sub>2</sub>	52.79	60.46	65.91	61.74	58.58	58.7	72.76	62.15	65.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.26	12.14	14.64	16.11	15.57	15.94	14.72	27.21	18.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.69	13.63	5.71	7.94	11.6	6.15	1.13	0.38	1.65
MgO	5.17	0.83	1.36	0.59	0.58	3.27	0.49	0.06	1.62
CaO	2.55	0.09	0.36	0.38	0.29	2.17	0.09	0.06	0.1
Na <sub>2</sub> O	5.22	0.78	2.01	2.05	1.09	3.31	0.1	0.13	0.18
K <sub>2</sub> O	1.62	1.66	0.51	1.31	2.16	0.92	3.46	0.05	2.78
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.7	0.88	0.79	0.84	0.62	0.68	1.13	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.03	0.1	0.05	0.08	0.06	0.06	0.24	0.08
MnO	0.18	0.01	0.05	0.01	<0.01	0.17	<0.01	<0.01	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
A.K.	4.4	9.5	8.3	8.9	9	8.5	6.4	8.1	8.9
<b>Toplam</b>	<b>99.7</b>	<b>99.84</b>	<b>99.85</b>	<b>99.83</b>	<b>99.85</b>	<b>99.79</b>	<b>99.86</b>	<b>99.53</b>	<b>99.81</b>
					ppm				
Ba	619	571	339	731	584	455	506	759	865
Co	14.1	0.5	1.6	0.9	0.8	19.5	0.7	0.6	1.2
Cs	0.6	1.2	1	0.6	0.8	0.8	0.6	<0.1	1.2
Ga	19.7	17.6	16.6	15.1	15.4	12.6	13.1	22.4	14.6
Hf	2.9	3.6	4.9	4.6	3.1	3.6	3.6	5.7	3.8
Nb	3.9	4.9	6.2	6	4.3	4.6	4.5	6.7	4.7
Rb	40.4	41.7	19.5	47.5	69.8	26.6	58.7	1.3	72.6
Sr	560.9	59.7	220.5	207.3	136.3	403.9	199.8	2346.3	54.4
Ta	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2
Th	5.4	6.6	8.3	6.9	5.9	6.2	6.2	10.1	6.7
U	1.4	1.7	2	2.1	1.7	1.5	2.3	3.1	2.5
V	252	186	191	178	238	152	217	460	259
Zr	109.3	133.6	178.7	158.4	117.1	132.1	127.5	195.6	136.5
Y	26.1	14.9	17.5	14.5	8.5	14.2	88.2	7	49.1
Mo	9.3	2.2	2.2	0.3	2.2	1.3	0.7	1	0.5
Cu	175.6	321.8	70.4	135.5	149.4	184.7	5.8	5.3	18.8
Pb	2.8	9.8	9.3	4.9	5.8	10.2	8.7	23.6	19.1
Zn	105	4	33	10	8	41	10	5	5
As	4.2	19.1	9.7	3.3	3.3	4.1	4.1	1.2	1.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.3	<0.1	<0.1
Au	<0.5	0.5	4	1.8	1	1.3	2.4	<0.5	2.4
Hg	0.02	0.05	0.01	0.03	0.03	0.02	0.1	0.01	0.01
La	16.6	9.8	9.5	5.3	7.9	10	16.7	34.5	17.7
Ce	33.5	19.6	17.9	7.8	12.7	20.1	33.6	83.8	38.1
Pr	4.51	2.28	2.01	0.87	1.39	2.21	4.35	12.9	5.14
Nd	19.2	8.9	7.5	3.4	4.8	8	20.2	53.6	22.7
Sm	4.66	1.81	1.42	0.77	0.89	1.91	6.85	8.57	5.82
Eu	1.21	0.41	0.25	0.2	0.19	0.63	1.71	1.68	1.55
Gd	4.48	1.88	1.6	1.14	0.93	2.03	11.5	4.05	6.84
Tb	0.77	0.35	0.33	0.25	0.17	0.38	2.29	0.38	1.33
Dy	4.6	2.17	2.28	1.96	1.18	2.53	13.6	1.72	8.74
Ho	0.93	0.51	0.6	0.5	0.27	0.52	2.7	0.29	1.81
Er	2.6	1.59	1.94	1.73	0.94	1.63	6.95	1.1	5.2
Tm	0.4	0.25	0.33	0.29	0.17	0.28	0.92	0.23	0.8
Yb	2.63	1.89	2.42	2.12	1.25	1.87	5.48	1.78	5.44
Lu	0.42	0.29	0.41	0.37	0.24	0.3	0.84	0.29	0.85

Çizelge 1 (devamı)

Örnek No	C18	C19	C20	C21	C22	C23	C24	C25
	%							
SiO <sub>2</sub>	61.7	64.24	73.01	65.58	66.23	65.09	13.47	52.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.91	12.44	17.97	16.42	14.83	10.56	27.78	17.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.37	4.4	0.42	3.81	4.96	4	5.76	2.2
MgO	0.03	4.8	0.04	0.75	1.3	0.05	0.03	0.01
CaO	0.02	1.81	0.42	0.67	0.99	0.14	0.05	0.17
Na <sub>2</sub> O	1.23	0.04	0.07	2.65	3.25	1.13	1.85	1.48
K <sub>2</sub> O	1.25	2.1	0.04	1.68	0.73	1.79	6.12	2.65
TiO <sub>2</sub>	1.31	0.51	0.82	0.87	0.74	0.61	0.96	0.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.08	0.19	0.07	0.09	0.17	0.16	0.23
MnO	<0.01	0.24	<0.01	0.03	0.06	<0.01	<0.01	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
A.K.	16.5	9.2	6.9	7.3	6.6	16.3	37.8	22.4
<b>Toplam</b>	<b>99.43</b>	<b>99.82</b>	<b>99.86</b>	<b>99.82</b>	<b>99.81</b>	<b>99.81</b>	<b>93.94</b>	<b>99.81</b>
	ppm							
Ba	3668	560	365	719	700	645	1547	516
Co	0.4	8.2	0.3	1.3	1.7	<0.2	0.2	0.2
Cs	<0.1	0.8	<0.1	0.9	0.8	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	4.9	11.7	10.9	18.5	13.2	9.7	53.5	12.8
Hf	6.6	2.8	4.2	5.2	4.3	2.7	4.9	3.4
Nb	7.2	3.3	5.2	5.9	5.1	3.7	5.2	3.9
Rb	1.9	71.5	0.5	59.4	18.8	5.3	2.2	3.3
Sr	694.9	30.7	464.7	323.1	325.8	742.8	1344	594.1
Ta	0.6	0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.6	0.3
Th	6.1	4.7	7.9	8.7	7.3	3.9	4.3	5.2
U	3.6	1.2	1.7	2.7	2.1	1.3	1.2	1.1
V	51	141	194	254	190	155	329	245
Zr	237.4	93.5	153.2	176.5	147.2	101.7	150.4	122
Y	6.2	12.9	8.6	14.9	15.4	8.6	2.7	8.7
Mo	4.7	1.7	0.5	1.3	0.5	1.2	2.9	0.7
Cu	7.3	65	2	39.6	66.8	3.4	2.9	8.1
Pb	371.2	9.4	6.7	20.1	30.7	10.8	29	8.2
Zn	7	17	2	11	15	5	1	8
As	19.5	1	0.8	2	1.9	1.9	19.2	42.4
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	17.8	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	1.4	<0.1
Au	83.4	2.8	1.1	2	<0.5	0.9	13.8	10.9
Hg	0.83	0.03	<0.01	<0.01	0.03	0.03	0.41	0.01
La	5.4	13.7	21.2	9.6	7.7	17.7	14.3	15
Ce	7.5	25.9	39.4	16.8	11.8	37.2	20.1	30.7
Pr	0.77	3.29	4.87	1.69	1.41	4.66	1.7	3.86
Nd	2.4	13.8	19.7	5.6	5.9	17.8	5	14.6
Sm	0.51	2.73	4.05	0.93	1.37	3.62	0.42	2.45
Eu	0.08	0.54	1.01	0.31	0.31	0.82	0.04	0.48
Gd	0.46	2.17	3.21	1.33	1.67	2.06	0.39	1.87
Tb	0.12	0.34	0.4	0.28	0.32	0.22	0.05	0.26
Dy	0.94	2.14	1.64	2.05	2.35	1.24	0.39	1.5
Ho	0.25	0.48	0.34	0.52	0.56	0.3	0.13	0.36
Er	0.96	1.49	1.02	1.81	1.88	1.14	0.5	1.21
Tm	0.19	0.23	0.19	0.31	0.3	0.22	0.09	0.22
Yb	1.48	1.66	1.48	2.26	1.99	1.68	0.68	1.63
Lu	0.26	0.24	0.27	0.38	0.35	0.3	0.12	0.29

Çizelge 2. Yitirmez (Leriköy)-Dölek alterasyon sahasında kırıklara dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayaç jeokimya analizleri.

Table 1. Whole rock geochemical analysis of samples taken along a steep line in Yitirmez (Leriköy)-Dölek alteration field.

Örnek no	YD1	YD2	YD3	YD4	YD5	YD6	YD7	YD8
	%							
SiO <sub>2</sub>	59.79	64.73	64.69	75.81	74.27	73.54	76.51	69.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.9	21.23	21.27	13.71	14.43	16.04	14.3	17.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.03	0.81	1.35	0.96	1.26	0.67	0.5	0.84
MgO	0.03	0.27	0.24	0.5	0.61	0.59	0.38	0.7
CaO	0.09	0.29	0.22	0.17	0.1	0.04	0.1	0.21
Na <sub>2</sub> O	0.13	2.69	2.13	0.06	0.06	0.08	0.07	3.24
K <sub>2</sub> O	2.85	1.83	1.57	3.57	4.05	4.59	3.72	3.59
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.63	0.58	0.57	0.5	0.53	0.51	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.1	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
A.K.	9.4	7.1	7.5	4.5	4.6	3.7	3.8	3.4
<b>Toplam</b>	<b>99.9</b>	<b>99.71</b>	<b>99.68</b>	<b>99.87</b>	<b>99.86</b>	<b>99.81</b>	<b>99.86</b>	<b>99.86</b>
	ppm							
Ba	223	1854	2079	560	826	1150	788	575
Co	11	0.3	0.6	0.4	0.7	0.2	0.2	0.6
Cs	0.6	1.9	1.9	1.6	2.2	1.3	1.3	2
Ga	6.6	15.6	14.5	13.3	14.2	12.9	15.8	14.6
Hf	3	4.1	3.8	4.4	3.7	3.9	3.7	3.9
Nb	5.4	6.6	6.2	8.1	6.4	7.4	7.8	7
Rb	74.9	49.7	43.5	96.5	119.6	137.2	90.7	111.6
Sr	291.9	281.6	240	65.1	25	21.4	21.6	185.1
Ta	2.1	1	0.6	1.5	0.4	1.3	1.5	1.9
Th	10.2	8.4	8.6	9	6.5	7.3	6.7	6.8
U	1.8	2	2.2	2.8	1.8	2.3	2.4	2.1
V	98	167	141	112	116	107	116	167
Zr	110.4	141.2	149.4	166.6	142.3	149.7	147.2	143.7
Y	8.5	8.4	10.1	18.3	12.5	15.6	10.4	9.3
Mo	6.3	0.3	0.4	2.2	12.9	0.5	5	0.4
Cu	17	5	14.2	5	4.2	1.5	2.6	1.7
Pb	9.2	5.8	5	6.9	11.6	3.7	12.2	4.4
Zn	2	3	6	3	3	1	2	2
Ni	6.6	0.3	0.3	0.6	0.6	0.3	0.6	0.3
As	2.1	6.2	4	0.5	1.5	0.5	1.3	0.5
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1
Au	9.9	2.3	1.1	4.2	9.9	4.4	6.1	1.8
La	23.7	25.8	24.3	30.6	13.7	24.7	10.7	8.5
Ce	47.1	49.6	47.4	56.2	25.9	45.9	19.7	14.7
Pr	4.95	5.48	5.32	6.42	2.73	4.7	2.13	1.54
Nd	18.9	22.2	20.5	24.8	9.8	15.9	8	5.5
Sm	3.18	4.14	3.88	4.95	1.69	2.81	1.5	0.89
Eu	0.82	1.06	0.95	0.99	0.45	0.78	0.38	0.3
Gd	2.46	3.54	3.21	3.81	2.03	2.85	1.65	0.97
Tb	0.27	0.41	0.44	0.56	0.36	0.43	0.28	0.18
Dy	1.57	1.9	2.17	3.31	2.06	2.78	1.93	1.34
Ho	0.33	0.36	0.45	0.61	0.48	0.61	0.44	0.33
Er	1.16	1.09	1.2	1.88	1.48	1.73	1.37	1.15
Tm	0.19	0.16	0.2	0.3	0.22	0.3	0.2	0.18
Yb	1.64	1.32	1.28	2.03	1.49	1.8	1.41	1.32
Lu	0.27	0.26	0.22	0.34	0.26	0.31	0.25	0.25

Çizelge 2 (devamı)

Örnek no	YD9	YD10	YD11	YD12	YD13	YD14	YD15	YD16
	%							
SiO <sub>2</sub>	58.92	64.36	68.63	71.88	67.15	61.46	65.58	65.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.6	15.29	14.07	14.39	17.06	15.86	15.4	22.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.06	7.68	5.76	2.93	3.28	6.51	4.94	0.44
MgO	3.57	0.73	0.52	0.7	0.41	3.35	2.47	0.17
CaO	2.43	0.27	0.38	0.08	0.1	0.3	1.32	0.05
Na <sub>2</sub> O	2.32	2.35	3.28	0.51	4.22	2.58	2.5	0.29
K <sub>2</sub> O	4.03	3.11	2.33	3.95	2.41	3.21	2.38	5.52
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.57	0.55	0.66	0.61	0.57	0.57	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.03	0.09	0.01	0.02	0.12	0.12	0.02
MnO	0.15	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.13	0.08	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
A.K.	3.7	5.4	4.2	4.6	4.6	5.6	4.4	4.2
<b>Toplam</b>	<b>99.71</b>	<b>99.78</b>	<b>99.84</b>	<b>99.69</b>	<b>99.81</b>	<b>99.67</b>	<b>99.74</b>	<b>99.89</b>
	ppm							
Ba	1063	1170	738	2067	953	1518	1080	146
Co	20.4	0.9	0.4	0.2	6.8	11.5	7.8	0.4
Cs	0.7	1.9	1.1	1	1.8	1.3	0.6	1.3
Ga	13.7	14.7	12.5	12.9	12.7	13.4	11.8	14.7
Hf	3.8	2.9	2.9	3.5	3.4	2.9	2.9	4.2
Nb	6.6	5	5	6.1	5.8	4.4	4.9	6.5
Rb	105.3	102.2	93.8	126.9	58.4	71.1	51.6	133.7
Sr	346.8	212.9	191.4	69.7	169.2	291.8	335.9	54.2
Ta	3.6	0.4	0.5	0.7	0.4	0.3	0.5	1
Th	8	5.7	5.2	6.9	6.5	5.6	6	6.6
U	3	1.6	1.5	1.8	1.9	1.6	1.6	2
V	158	183	159	150	152	163	145	329
Zr	138.7	114.9	108.1	136.2	124.5	111.9	110.4	163.1
Y	18.4	6.3	7.2	17.9	9.4	22.7	11.7	6.1
Mo	0.4	0.6	5.4	1.9	0.7	0.7	0.2	0.8
Cu	4.7	85.6	54.2	8.9	18.3	31	77	4.1
Pb	5	9.1	10.4	16.5	21.2	12	3.1	1.8
Zn	131	9	4	2	5	83	60	2
Ni	8.5	0.5	0.3	0.2	2.1	4.5	3.7	0.3
As	1.8	4.7	2.7	2.7	15.8	3.3	0.6	0.5
Sb	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Au	0.5	0.5	7.4	10.4	5	2.6	0.5	18.3
La	27.5	8.3	11.8	30.4	23.1	21.8	20.4	23.8
Ce	52.7	14.3	21.3	54.6	46.9	42.8	39	41
Pr	5.91	1.48	2.13	6.15	4.79	4.7	4.2	4.18
Nd	24.2	4.4	7.5	24.1	17.9	19.3	15.3	15.3
Sm	4.73	0.91	1.26	3.94	2.54	3.91	3.36	2.89
Eu	1.29	0.24	0.38	0.76	0.63	1.4	0.88	0.61
Gd	4.3	0.87	1.23	3.39	2.3	3.97	2.93	2.03
Tb	0.6	0.15	0.21	0.5	0.31	0.66	0.47	0.19
Dy	3.38	1.14	1.37	2.83	2.16	4.02	2.58	1.01
Ho	0.63	0.25	0.3	0.65	0.4	0.8	0.49	0.21
Er	1.94	0.92	1.03	2.2	1.28	2.43	1.63	0.87
Tm	0.29	0.15	0.15	0.35	0.2	0.35	0.22	0.14
Yb	2.03	1.1	1.16	2.56	1.45	2.27	1.43	1.07
Lu	0.32	0.21	0.18	0.44	0.24	0.34	0.24	0.19



Çizelge 3. Canca-Aktutan cevherleşmesine dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayaç analizlerinden MINSQ yöntemiyle (Hermann ve Berry, 2002) hesaplanan mineralojik bileşimler (%).

Table 3. Mineralogical compositions (%) calculated by MINSQ method from whole rock geochemical analysis of samples taken along a line perpendicular to Canca-Aktutan mineralization.

Örnek no	C5	C10	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18	C19	C20	C21	C22	C23	C24	C25
	<i>Propilitik zon</i>							<i>Cevherli zon</i>									
Kuvars	3.75	39.41	39.89	32.52	32.08	31.00	49.15	30.10	36.30	51.07	56.48	51.93	32.52	34.60	54.77	0.00	37.94
K'lu Feldspat	8.37	8.50	1.76	4.92	8.78	0.00	14.41	0.00	16.26	6.77	0.00	0.00	7.21	2.47	0.26	0.00	0.00
Albit	44.26	6.62	17.06	17.38	9.25	27.79	0.03	0.03	0.03	9.08	0.17	0.63	22.50	27.60	9.59	12.54	12.56
Serizit	1.79	1.88	1.79	4.05	5.70	0.00	8.62	0.17	0.48	0.00	0.66	0.00	3.89	2.65	0.00	0.00	0.00
Fe Klorit	3.27	28.88	9.99	16.27	23.97	0.00	0.62	0.33	0.71	0.00	0.00	0.00	6.22	7.13	1.85	2.66	0.00
Mg Klorit	23.50	0.00	4.58	0.00	0.00	13.51	2.12	0.00	7.06	0.00	18.67	0.29	2.40	4.80	0.00	0.00	0.00
Kalsit	0.09	0.05	0.09	0.08	0.05	0.32	0.17	0.10	0.07	0.00	0.06	0.09	0.07	0.11	0.07	0.08	0.21
Epidot	10.58	0.20	1.26	1.35	1.08	7.32	0.00	0.00	0.32	0.00	5.19	1.52	2.66	3.91	0.43	0.00	0.00
Kaolinit	2.77	7.39	17.89	17.19	12.81	4.47	20.71	68.12	34.40	0.00	0.09	42.95	17.35	11.67	6.37	9.31	12.80
Barit	0.04	0.04	0.09	0.10	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.62	0.00	0.05	0.12	0.11	0.11	0.26	0.21
Pirit	0.03	0.04	0.18	0.19	0.28	4.97	0.73	0.13	0.28	8.80	1.45	0.27	0.25	0.51	4.62	6.76	3.65
Kalkopirit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Galen	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Rutil	0.66	0.66	0.86	0.76	0.80	10.59	0.68	1.00	0.70	8.51	17.20	1.23	0.86	0.72	15.32	56.85	26.76
<b>Toplam</b>	<b>99.11</b>	<b>93.67</b>	<b>95.45</b>	<b>94.82</b>	<b>94.89</b>	<b>100.00</b>	<b>97.27</b>	<b>100.00</b>	<b>96.63</b>	<b>84.90</b>	<b>100.00</b>	<b>99.01</b>	<b>96.05</b>	<b>96.31</b>	<b>93.39</b>	<b>88.47</b>	<b>94.19</b>
Rezidüel	0.08	0.24	0.03	0.04	0.19	1.01	0.02	0.19	0.08	1.77	2.28	0.72	0.01	0.02	0.40	1.24	0.97

Çizelge 4. Yitirmez (Leriköy)- Dölek cevherleşmesine dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayaç analizlerinden MINSQ yöntemiyle (Hermann ve Berry, 2002) hesaplanan mineralojik bileşimler (%).

Table 4. Mineralogical compositions (%) calculated by MINSQ method from whole rock geochemical analysis of samples taken along a line perpendicular to Yitirmez (Leriköy)-Dölek mineralization.

Örnek no	YD1	YD2	YD3	YD4	YD5	YD6	YD7	YD8	YD9	YD10	YD11	YD12	YD13	YD14	YD15	YD16
	Cevherli zon						Propilitik zon					Cevherli zon				
Kuvars	38.10	24.45	27.24	50.24	46.63	42.67	49.86	27.01	18.92	29.15	33.19	42.81	24.46	24.25	31.11	24.98
K'lu Feldspat	6.52	10.81	9.28	21.10	23.94	27.02	21.99	21.21	23.82	18.38	13.77	23.35	14.22	18.97	14.07	31.87
Albit	0.27	22.84	18.08	0.51	0.51	0.61	0.59	27.51	19.69	19.95	27.84	4.33	35.80	21.90	21.22	1.73
Serizit	14.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe Klorit	0.78	0.92	2.33	0.64	1.08	0.40	0.32	0.58	7.04	15.58	11.50	4.84	0.83	0.00	5.79	0.48
Mg Klorit	0.00	1.11	0.71	2.22	2.65	2.49	1.75	3.15	15.40	0.65	0.39	2.41	1.76	15.62	10.49	0.00
Kalsit	0.11	0.06	0.04	0.11	0.05	0.00	0.12	0.19	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.01	0.59	0.00
Epidot	0.05	1.09	0.82	0.45	0.29	0.08	0.09	0.17	10.04	0.91	1.38	0.11	0.11	1.22	4.16	0.00
Kaolinit	22.47	35.75	38.61	22.85	23.00	26.05	24.54	19.12	3.14	11.79	8.82	19.69	17.52	11.15	10.81	40.42
Barit	0.00	0.01	0.35	0.10	0.14	0.12	0.16	0.11	0.18	0.20	0.12	0.35	0.24	0.26	0.18	0.00
Pirit	15.98	0.09	0.06	0.36	0.43	0.06	0.09	0.06	0.00	0.22	0.18	0.38	3.89	5.74	0.00	0.00
Kalkopirit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Galen	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutil	0.61	0.63	0.58	0.57	0.49	0.50	0.50	0.62	0.58	0.55	0.53	0.65	0.63	0.55	0.55	0.52
<b>Toplam</b>	<b>99.53</b>	<b>97.77</b>	<b>98.10</b>	<b>99.15</b>	<b>99.22</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>99.74</b>	<b>98.89</b>	<b>97.45</b>	<b>97.82</b>	<b>99.00</b>	<b>99.55</b>	<b>99.67</b>	<b>98.96</b>	<b>100.00</b>
Rezidüel	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.10	0.04	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.26

**Nispi (%) ve net (g/100g) kütle değişimleri**

Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahalarında en az altere kayaca göre nispi (%) ve net (g/100g) kütle değişimleri Huston (1993)'e göre propilitik zon, cevherli zon ve tüm hat için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Çizelge 5 ve 6).

Çizelge 5. Canca-Aktutan alterasyon sahasında hesaplanan kütle değişimleri.

Table 5. Mass changes calculated in the Canca-Aktutan alteration area.

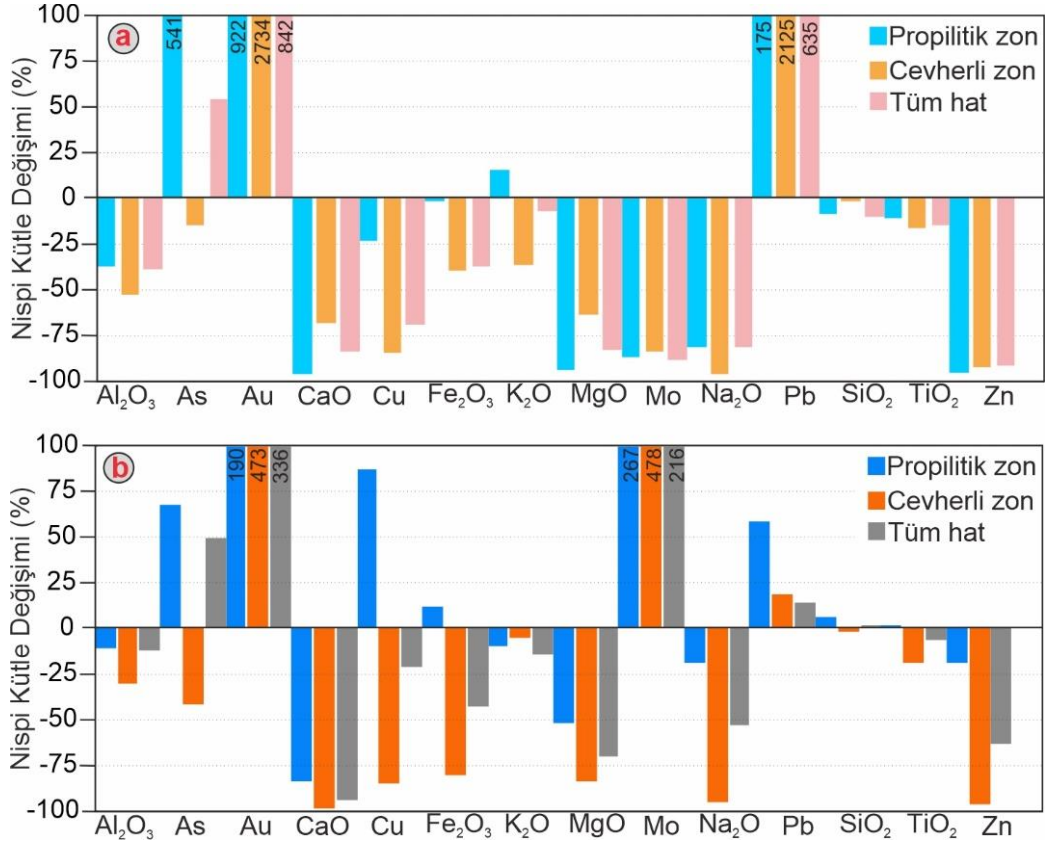
Element	ni	C <sub>i</sub> <sup>S</sup>			Nispi (%) kütle değişimi			Net (g/100g) kütle değişimi		
		Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat	Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat	Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat
MgO	1	0.08	0.31	0.19	-93.33	-63.32	-82.88	-0.37	0.12	-0.48
Rb	2	1.11	1.22	1.55	-54.02	-29.58	-34.57	-4.74	25.01	6.00
CaO	3	0.15	0.88	0.57	-95.55	-68.12	-83.42	-0.12	-0.23	-0.26
Co	4	0.10	0.84	0.68	-97.91	-76.25	-85.11	-0.34	-1.09	-0.60
Cu	5	4.70	0.71	1.93	-22.82	-84.57	-68.45	76.91	-15.28	-11.09
Ni	6	0.16	0.76	0.84	-97.64	-86.19	-88.33	-0.24	-0.78	-0.66
K <sub>2</sub> O	7	9.31	4.88	7.89	15.68	-36.72	-7.16	0.49	0.09	0.89
Zn	8	0.46	0.66	0.87	-95.01	-92.17	-91.45	-5.66	-7.51	-9.57
Y	9	4.07	3.18	6.29	-61.59	-69.12	-43.41	-7.01	-5.83	6.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	7.29	5.48	7.87	-36.76	-52.60	-38.84	-5.06	-4.25	-5.29
Na <sub>2</sub> O	11	2.38	0.94	2.81	-81.10	-95.76	-80.83	-0.89	-0.40	-0.92
NTE	12	7.84	7.83	8.90	-43.29	-44.32	-41.70	-1.85	-1.35	-1.09
Mo	13	2.03	3.22	2.09	-86.91	-83.79	-88.03	-1.21	-1.81	-1.24
Ga	14	10.80	6.51	11.66	-34.12	-59.71	-35.98	-5.01	-4.82	-2.22
SiO <sub>2</sub>	15	16.05	18.84	17.18	-8.23	-1.40	-9.99	-4.57	-0.54	-3.53
V	16	13.68	8.17	13.65	-25.96	-56.62	-34.23	-51.94	-60.58	-57.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	17	14.73	13.98	12.68	-22.73	-38.69	-42.09	0.03	-0.04	-0.03
As	18	131.79	30.43	36.16	541.12	-14.81	53.97	197.66	6.94	28.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19	22.48	18.17	15.64	-1.69	-39.72	-37.10	3.79	-0.51	-0.20
Sc	20	15.77	11.28	19.86	-33.03	-55.37	-25.13	-5.95	-8.05	-3.11
Sr	21	12.24	14.85	19.07	-47.93	-59.10	-35.67	-40.84	-172.20	170.13
Se	22	88.00	1004.67	262.90	234.37	2826.55	716.79	6.97	974.27	188.85
W	23	29.90	150.27	64.11	12.24	312.79	97.59	0.09	14.97	3.30
Hg	24	36.00	348.00	121.50	24.98	608.21	214.56	0.02	5.02	1.32
Au	25	285.00	1455.00	404.06	922.97	2734.20	842.58	101.54	2114.51	428.09
Th	26	28.41	30.01	31.60	-6.53	-13.68	-8.28	-0.34	-0.82	-0.42
Pb	27	86.79	1244.89	348.05	175.36	2125.05	635.92	15.87	7446.31	1444.41
Ba	28	24.58	69.25	38.25	-24.64	40.54	-3.72	-133.87	2057.69	379.43
Ta	29	43.50	58.00	48.94	29.04	32.92	23.44	0.09	0.15	0.11
U	30	30.00	46.43	42.59	-14.84	2.02	4.70	-0.16	0.15	0.20
TiO <sub>2</sub>	31	32.09	38.42	35.34	-10.74	-15.99	-14.63	-0.08	-0.14	-0.12
Nb	32	36.10	42.94	41.74	-3.46	-6.71	-2.33	-0.12	-0.45	-0.14
Hf	33	39.83	51.59	47.65	3.69	7.31	7.19	0.13	0.28	0.32
Zr	34	39.75	50.20	45.91	0.37	0.28	0.41	0.47	0.33	0.58
<b>Eğim</b>		<b>1.16</b>	<b>1.47</b>	<b>1.35</b>						

## Çizelge 6. Yitirmez (Leriköy)-Dölek alterasyon sahasında hesaplanan kütle değişimleri

Table 6. Mass changes calculated in the Yitirmez (Leriköy)-Dölek alteration area

Element	ni	C <sub>i</sub> <sup>S</sup>			Nispi (%) kütle değişimi			Net (g/100g) kütle değişimi		
		Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat	Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat	Propilitik zon	Cevherli zon	Tüm hat
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1.17	0.25	0.60	11.94	-80.07	-42.63	0.89	-1.05	0.26
Cu	2	3.69	0.38	1.60	87.15	-85.21	-21.56	85.14	-3.95	23.19
Sr	3	1.76	0.32	1.23	-45.21	-91.81	-62.57	-107.12	-40.71	-80.49
Na <sub>2</sub> O	4	3.33	0.22	2.08	-19.08	-95.45	-52.51	-0.42	-0.16	-0.30
Ni	5	2.92	0.40	1.75	-50.69	-93.91	-67.67	0.68	-0.39	-0.15
Co	6	3.26	0.17	1.76	-54.43	-97.82	-72.60	1.41	-0.36	-0.56
Pb	7	4.80	5.69	5.07	-32.27	-35.36	-39.37	-2.08	-1.68	-1.09
MgO	8	4.36	1.63	2.58	-52.23	-84.13	-70.34	-0.32	-0.50	-0.30
As	9	15.33	6.50	15.22	67.22	-41.63	49.66	2.94	-0.15	8.45
Zn	10	9.60	0.45	3.98	-19.02	-96.54	-63.45	47.20	-2.16	11.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11	7.91	1.45	3.76	-36.07	-90.52	-69.62	0.00	-0.02	-0.02
CaO	12	2.29	0.22	0.86	-83.44	-98.63	-93.67	-0.71	-0.10	-0.30
Sb	13	21.67	19.50	17.88	58.61	18.55	14.06	0.12	0.05	0.05
Ba	14	14.03	16.31	14.87	-4.68	-7.27	-6.46	-20.00	206.76	186.20
Mo	15	53.33	109.38	60.47	267.49	478.68	216.34	15.19	54.27	21.95
Y	16	9.89	14.95	11.21	-43.63	-27.96	-38.46	-3.38	-4.30	-3.62
W	17	12.75	15.94	19.57	-25.55	-26.63	-13.53	0.00	-0.25	0.60
TiO <sub>2</sub>	18	19.22	18.83	19.65	2.04	-18.85	-5.86	0.01	-0.10	-0.03
V	19	19.67	14.31	18.17	-0.43	-41.31	-18.36	0.48	-48.13	-16.59
Sc	20	17.78	14.17	16.74	-15.95	-44.70	-28.12	-2.44	-5.47	-3.47
Au	21	58.80	151.73	111.43	190.09	473.97	336.98	16.57	41.97	35.75
NTE	22	14.48	22.20	18.68	-40.29	-22.47	-25.16	-1.21	-1.35	-1.25
Ta	23	86.25	56.06	63.61	225.13	83.16	129.00	7.78	1.13	2.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24	22.57	21.57	24.47	-10.33	-30.38	-12.23	-1.61	-4.41	-1.88
Th	25	18.98	22.36	21.46	-28.57	-31.39	-26.27	-1.73	-2.30	-1.74
Cs	26	22.90	28.32	26.12	-13.42	-16.02	-15.01	0.03	-0.13	-0.07
Rb	27	34.50	41.24	31.49	22.12	18.93	1.69	22.00	25.67	6.71
K <sub>2</sub> O	28	26.78	34.28	27.95	-10.17	-5.04	-14.38	-0.25	-0.16	-0.32
SiO <sub>2</sub>	29	32.08	37.05	33.94	6.81	-1.28	0.16	5.02	-1.01	0.37
Ga	30	32.72	31.98	32.09	4.48	-17.50	-9.91	0.65	-2.31	-0.98
U	31	30.02	32.11	29.89	-10.19	-20.98	-18.74	-0.07	-0.42	-0.34
Nb	32	34.05	43.08	38.15	0.75	3.29	0.34	0.06	0.26	0.10
Hf	33	34.06	41.25	37.92	-2.22	-3.90	-2.39	-0.06	-0.15	-0.09
Zr	34	35.86	44.23	40.13	0.12	0.09	-0.03	0.17	0.11	-0.05
<b>Eğim</b>		<b>1.05</b>	<b>1.30</b>	<b>1.18</b>						

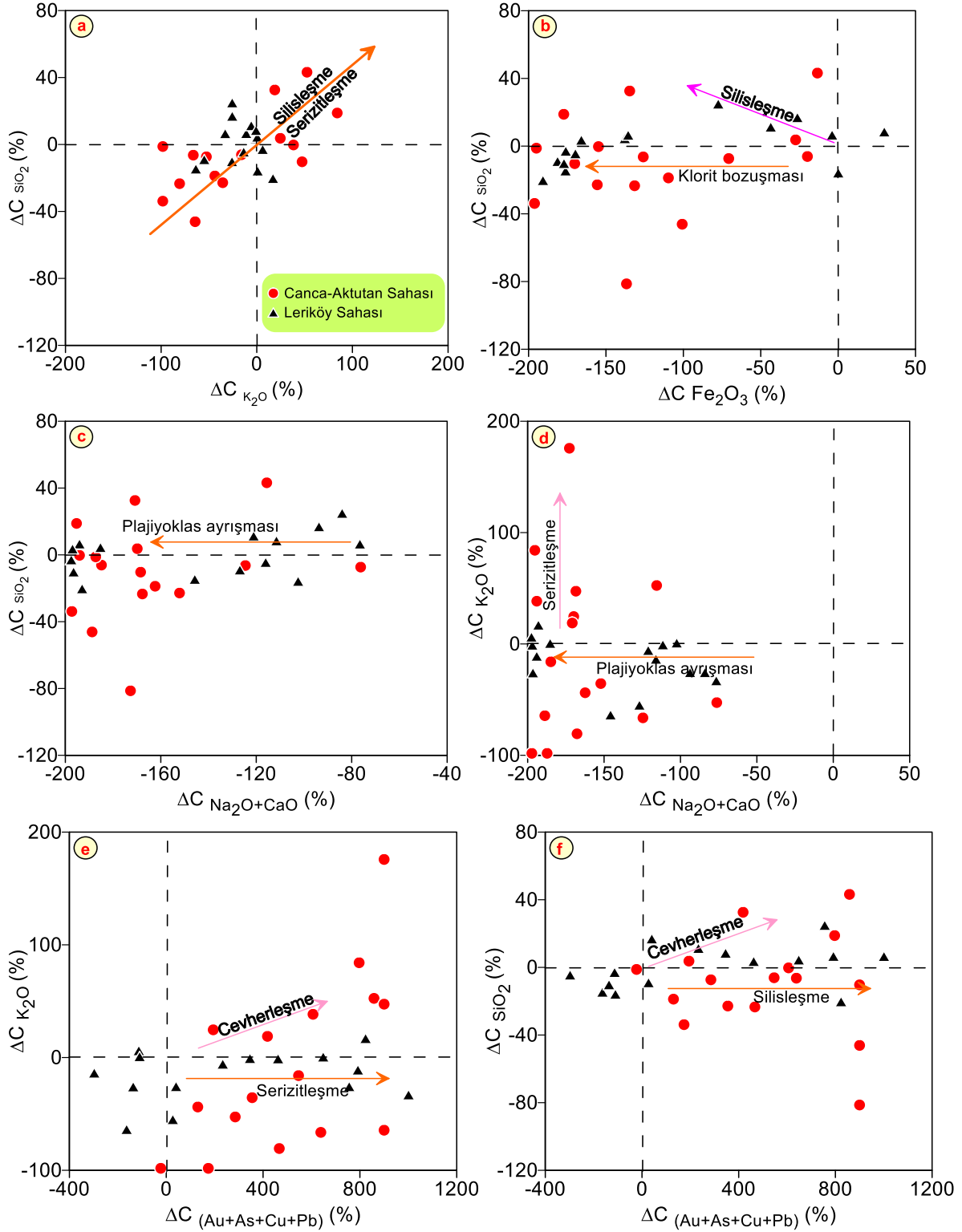
Canca-Aktutan alterasyon sahasında propilitik alterasyon zonunda ana elementlerden Fe, Mg, Ca, K ve Si'de nispi azalma gözlenmiştir. Propilitik zondan alınan örneklerde makroskobik olarak cevher mineralleri gözlenmemesine rağmen, bu örnekler üzerinde yapılan mikroskopik çalışmalar neticesinde az da olsa opak mineraller tespit edilmiştir. Buna bağlı olarak propilitik zonda, cevher oluşturan elementlerden As %541, Au % 922 ve Pb % 175 nispi artış göstermektedir (Şekil 6a). Cevherli zon ve tüm hat için yapılan nispi kütle değişimi histogramları incelendiğinde ise, tıpkı propilitik zonda olduğu gibi özellikle Au, As ve Pb bakımından zenginleşme gözlenmiştir (Şekil 6a). Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahasında ise, propilitik alterasyon zonunda, ana elementlerden Ca, Mg, Al ve K'da nispi azalma, Si ve Fe'de ise nispi artma tespit edilmiştir. İz elementlerden As, Au, Cu ve Mo elementlerinde sırasıyla %67, %190, %87 ve %267 şeklinde nispi artış belirlenmiştir (Şekil 6b). Cevherli zonda ana elementler bakımından nispi azalma gözlenmekle beraber Ca elementi % 98 azalma oranı ile en fazla nispi azalmaya gösteren elementtir. Cevher minerallerini oluşturan iz elementler bakımından ise Cu, Zn, Pb elementlerindeki azalmaya karşın Au (%473) ve Mo (%478) elementlerindeki artış dikkate değerdir (Şekil 6b). Tüm hat için yapılan nispi kütle değişimi histogramları incelendiğinde tıpkı propilitik ve cevherli zonda olduğu gibi özellikle Au (%336) ve Mo (%216) bakımından zenginleşme gözlenmiştir (Şekil 6b).



Şekil 6. Nispi (%) kütle değişimleri (a) Canca-Aktutan alterasyon sahası, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahası.

Figure 6. Relative (%) mass changes (a) Canca-Aktutan alteration field, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alteration field.

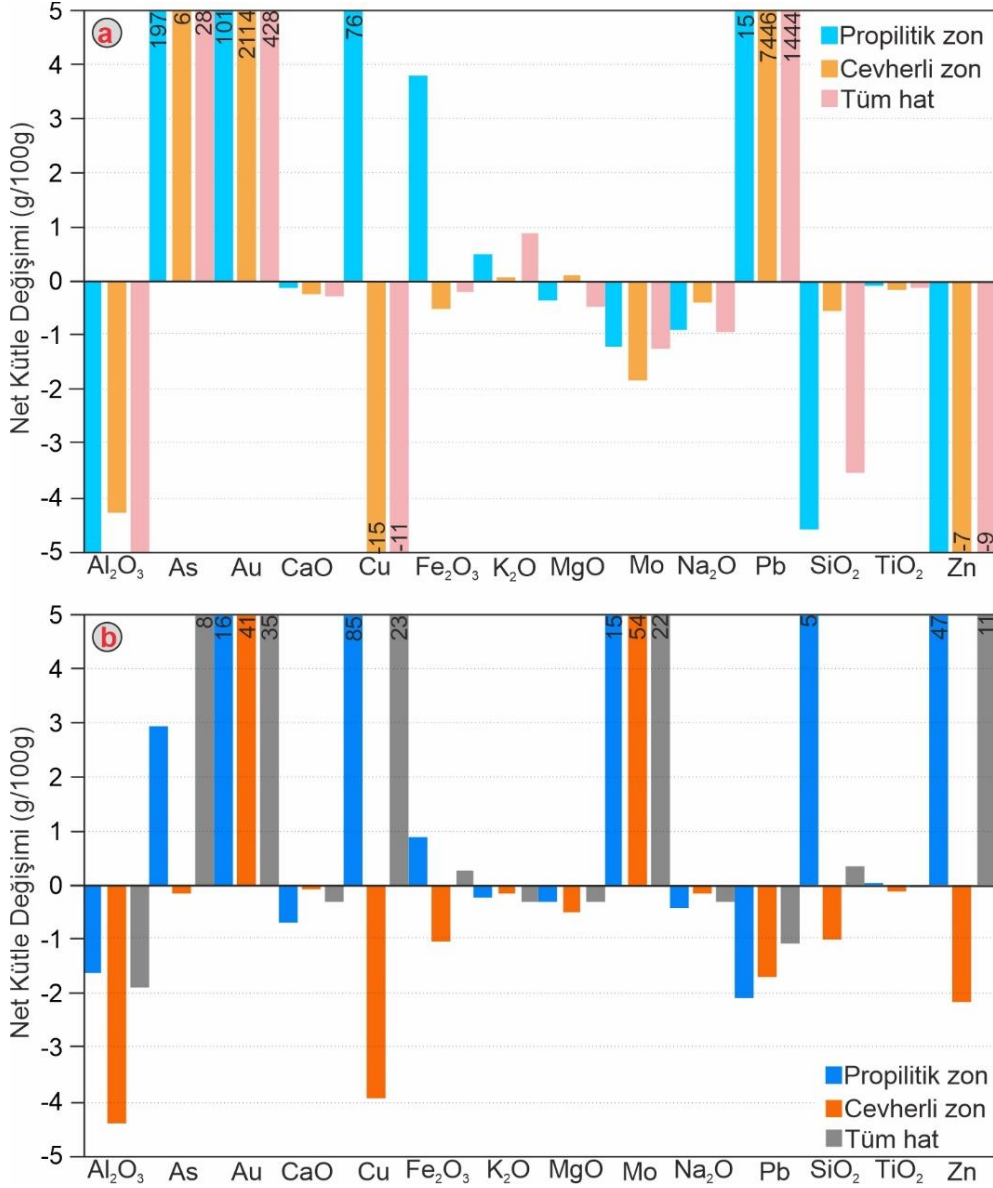
Gerek Canca Aktutan gerekse Leriköy (Yitirmez)–Dölek sahası için hesaplanan nispi kütle artışı ve azalmasına göre elementler arası ilişkiler benzerlik göstermektedir. Buna göre, silisleşme ve serizitleşiminin bir arada geliştiği (Şekil 7a), ilksel olarak silisleşmiş örneklerin sonradan klorit bozuşmasına ve plajiyoklas ayrışmasına uğradığı (Şekil 7b ve c), serizitleşme gerçekleşirken plajiyoklas ayrışmasının meydana geldiği (Şekil 7d), cevherleşme aşamasında serizitleşme ve silisleşmenin doğru oranda arttığı (Şekil 7e ve f) belirlenmiştir.



Şekil 7 Nispi kütle artışı veya azalmasına bağlı elementler arası ilişkiler.

Figure 7. Inter-element relationships due to relative mass increase or decrease.

Canca-Aktutan alterasyon sahasında net kütle değişim hesaplamaları neticesinde propilitik zonda Cu (76 g/100g), As (197 g/100g), Au (101 g/100g) ve Pb (15 g/100g) elementlerinde kütle artışı (Şekil 8a), cevherli zonda As (6 g/100g), Au (2114 g/100g), ve Pb (7446 g/100g) elementlerinde net kütle artışı Cu (-15 g/100g) ve Zn (-7 g/100g) elementlerinde ise net kütle azalması gözlenmektedir (Şekil 8a). Tüm hat boyunca yer alan 16 örneğin ortalamasına göre As (28 g/100g), Au (428 g/100g) ve Pb (1444 g/100g) net kütle artışı gösterirken yine tüm hat boyunca Cu (-11 g/100g) ve Zn (-9 g/100g) net kütle azalması göstermektedir (Şekil 8a).



Şekil 8. Net (g/100g) kütle değişimleri (a) Canca-Aktutan alterasyon sahası, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahası.

Figure 8. Net (g/100g) mass changes (a) Canca-Aktutan alteration field, (b) Leriköy (Yitirmez) - Dölek alteration field.



Leriköy (Yitirmez) – Dölek alterasyon sahasının net kütle değişim hesaplamaları sonucunda ise propilitik zonda Si, Mo, Au, Zn ve Cu elementlerinde net kütle artışı sırasıyla 5, 15, 16, 47 ve 85 (g/100g) olarak belirlenmiştir (Şekil 8b). Cevherli zonda ise Au (41 g/100g) ve Mo (54 g/100g) elementlerince kütle artışı tespit edilirken yine cevherli zonda Cu (-3 g/100g), Zn (-2 g/100g) ve Pb (-1 g/100g) elementlerince ise net kütle azalması tespit edilmiştir (Şekil 8b). Tüm hat boyunca yer alan 16 örneğin ortalamasına göre As (88 g/100g), Zn (11 g/100g), Mo (22 g/100g), Cu (23g/100g) ve (Au (35 g/100g) elementlerinde net kütle artışı belirlenmiştir (Şekil 8b).

Alterasyon sahalarında kırık hattına dik doğrultuda sistematik olarak alınan örneklerin analiz sonuçlarından yararlanılarak Huston (1993)'e göre hesaplanan mineral, kütle ve kimyasal değişimler topluca değerlendirildiğinde alterasyonu oluşturan sıvıların silisyum konsantrasyonu bakımından zengin olduğu, alterasyonun merkezinde silisleşme ve kaolenleşmenin yoğun olduğu ve cevherleşmenin burada gerçekleşebileceği, buna karşın yoğun altere alandan uzak zonlarda albite ilaveten Mg'lu klorit ve epidot minerallerinin baskın alterasyon mineralleri olduğu belirlenmiştir.. Ayrıca hidrotermal çözeltilerce taşınan cevher oluşturan elementlerin arasındaki korelasyonların pozitif anlamlı olması ve buna bağlı olarak aynı bölgelerde zenginleşmiş olmaları sebebiyle çalışılan sahalardaki cevherleşmelerin aynı fazda oluştuğu, tüm sahalarda özellikle cevherli zonda Au'nun yanı sıra Pb, Zn ve Cu bakımından zenginleşme gözlemlendiği, Leriköy (Yitirmez)–Dölek sahasından elde edilen net kütle değişim hesaplamalarına göre Au'nun yanı sıra özellikle Mo bakımından zenginleştiği belirlenmiştir. Leriköy (Yitirmez)–Dölek alterasyon sahasında yapılan gerek nispi gerekse net kütle değişim hesaplamalarına göre tüm zonlarda Mo elementince gözlenen zenginleşmenin, Demir (2014) tarafından çalışılan Kermut (Kocapınar), Atay (2016) tarafından çalışılan Kaletaş-Söğütağlı-Akpınar ve Canca-Aktutan alterasyon sahalarında gözlenmemesi dikkat çekicidir. Leriköy (Yitirmez)–Dölek alterasyon sahasında Mo zenginleşmesine Cu ve Au elementlerinin eşlik etmesi Leriköy (Yitirmez)–Dölek alterasyon sahasındaki sistemin porfiri bir sistem olduğunu düşündürmektedir. Çalışılan alterasyon sahalarında kırık hattına dik doğrultuda sistematik olarak alınan örneklerin analiz sonuçlarından yararlanılarak Huston (1993)'e göre hesaplanan mineral, kütle ve kimyasal değişimler çalışmanın yapıldığı Gümüşhane İli ve çevresinde yer alan diğer alterasyon (Zigana alterasyon sahası, Sipahi, 2005; Kocapınar (Kermut) alterasyon sahası, Demir 2014; Kaletaş-Söğütağlı-Akpınar alterasyon sahası, Atay, 2016) ve cevherleşme sahalarından (Mastra Au madeni, Aslan, 2011; Arzular Au cevherleşmesi, Akaryalı, 2010 ve Akaryalı ve Tüysüz, 2013) elde edilen verilerle karşılaştırıldığında, benzer

alterasyon mineral birlikteliğinin varlığı göze çarpmaktadır. Buna bağlı olarak çalışılan alterasyon sahalarının birer potansiyel altın sahası olduğu sonucuna varılabilir.

### Sıvı Kapanım Çalışmaları

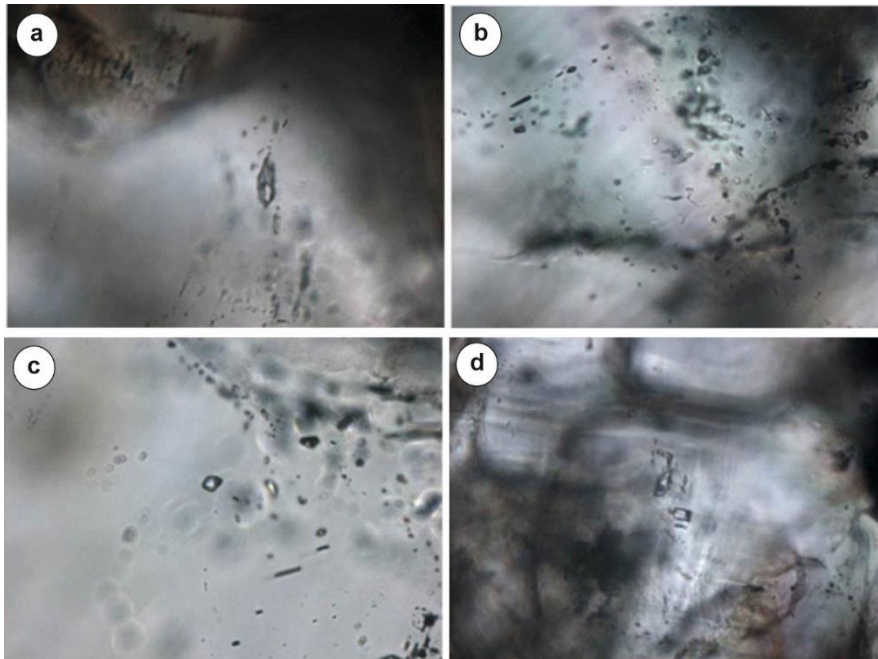
Canca-Aktutan alterasyon sahalarında silisleşme zonlarında alınmış üç adet örnek üzerinde kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım analiz sonuçları bu bölümde değerlendirilmiştir. Leriköy (Yitirmez) Dölek alterasyon sahalarında ise sıvı kapanıma uygun örnek bulunamamıştır. Canca-Aktutan sahasından alınan üç örneğin sadece bir tanesinde ölçüm yapılacak (A4 nolu örnek) kapanım bulunamamıştır. A9 ve A16 nolu örneklerde kapanım bulunmuş ve sonuçlar (Çizelge 7) ve açıklamalar aşağıda verilmiştir.

Çizelge 7. Sıvı kapanım analiz sonuçları.  
Table 7. Results of fluid inclusion analyses.

Örnek no	T <sub>h</sub> (°C)	T <sub>e</sub> (°C)	T <sub>ice</sub> (°C)	Tuzluluk (NaCl eşdeğeri)	Yoğunluk (d) g/cm <sup>3</sup>
A9	142	-22.6	-0.5	0.9	0.94
	249	-23.7	-0.2	0.4	0.80
	256		-0.4	0.7	0.79
	146				
	153	-22.3	-0.1	0.2	0.92
	168				
			-0.5	0.9	
	208		-0.1	0.2	0.86
	198				
	238				
	264	-24.7	-0.5	0.9	0.78
	215				
	344				
	307				
183					
A16	141	-23.7	-0.5	0.9	0.94
			-0.4	0.7	
	263		-0.1	0.2	0.77
			-0.3	0.5	
	168	-23.1	-1.1	1.9	0.92
	153	-23	-0.1	0.2	0.92
			-0.2	0.4	
	147		-0.1	0.2	0.93
	275				
	276		-0.3	0.5	0.75
180					
<b>Ortalama</b>	<b>219</b>				

Sıvı kapanımlarda  $T_h$  (Homojenleşme sıcaklığı),  $T_{ice}$  (Son buz ergime sıcaklığı) ve  $T_e$  (Ötektik sıcaklıkları-ilk buz ergime sıcaklığı) ölçülmüştür. Bu ölçümlerden  $T_{ice}$  ve  $T_e$  bazı kapanımlar için, kapanım boyutlarının çok küçük olması nedeniyle ölçülememiştir. Mikrotermometrik ölçümler sonucu elde edilen  $T_h$ ,  $T_{ice}$  ve  $T_e$  sıcaklıkları Çizelge 7’te verilmiştir. Ayrıca ölçülen  $T_{ice}$  değerlerine karşılık gelen tuzluluk miktarları (%NaCl eşdeğeri olarak) Bodnar (1993) tarafından verilen eşitliğe bağlı olarak hesaplanmış ve aynı çizelgede gösterilmiştir.

A9 nolu örnekte kuvars mineralleri içerisinde ikincil kökenli sıvı kapanımlar mineral içerisindeki kırık hatları boyunca tek fazlı (sıvı) kapanımlar şeklinde ve boyutları 5 mikronun altında olarak gözlenmiştir. Ölçüm yapılan birincil sıvı kapanımların boyutları 5-15 mikron arasında değişmektedir. Birincil kökenli kapanımlar tek fazlı (sıvı), tek fazlı (gaz) kapanımlar ve iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar şeklindedir. Tek fazlı kapanımlarda faz geçişleri gözlenemeyeceğinden ölçümler iki fazlı kapanımlarda yapılmıştır. Gaz/sıvı oranları bakımından iki farklı tip kapanım belirlenmiştir. Bunlardan ilki gaz/sıvı oranlarının %20-40 arasında olduğu kapanımlar (Tip I, Şekil 9a) iken ikinci grupta ise gaz/sıvı oranları %10-20 arasında (Tip II, Şekil 9b) değişmektedir. Mikrotermometrik ölçüm sırasında bu kapanımlar sıvı faza homojenleşmişlerdir. A9 nolu örnekte sıvı kapanım içeriğinin çok düşük olmasına bağlı olarak ölçülmüş az sayıdaki kapanıma göre sağlıklı yorum yapabilecek histogram ortaya konması mümkün olmamıştır. Ancak mevcut verilere göre bütün homojenleşme sıcaklıklarının 142°C ila 344°C arasında çok geniş bir aralıkta değişim gösterdiği belirlenmiştir.



Şekil 9. Sıvı kapanım görünüşleri.  
Figure 9. Views of fluids inclusion.

Gaz/sıvı oranı düşük olan kapanımların  $T_h$  değerleri 142 ila 215 °C arasında değişirken, gaz/sıvı oranları kısmen daha yüksek olan kapanımların  $T_h$  değerleri 238-344 °C arasında değişim göstermektedir. Ölçülen toplam 7 adet  $T_{ice}$  değerlerine bağlı olarak Bodnar (1993)'e göre hesaplanan tuzluluk miktarları %0.2 ila 0.9 NaCl eşdeğeri arasında değişmektedir. Toplam 4 adet sıvı kapanımda ise  $T_e$  sıcaklık ölçümü yapılmış olup değerler 22,6 ila 24,7 °C arasında değişmektedir. Tip I ve Tip II olarak tanımlanan kapanımlara dayanarak örnek içerisindeki kuvars minerallerinin iki farklı evrede oluşmuş olabileceği, bu kapanımlardan ölçülen  $T_h$  sıcaklıklarına göre de ilk evrenin 344-238 °C arasında, ikinci evrenin ise 215-142 °C arasında olduğu söylenebilir. Bu sıcaklık aralıkları dikkate alınarak örneğin epitermal-mezotermal sıcaklık şartlarında oluştuğu söylenebilir. Ölçülen  $T_e$  sıcaklıklarının NaCl'nin ötektik sıcaklığına çok yakın olduğu (21,2 °C), buna göre de örneğin bileşiminde NaCl'nin baskın tuz bileşenini oluşturduğu söylenebilir.  $T_{ice}$  sıcaklıklarına göre hesaplanan tuzluluk değerlerinin % 0 (sıfır) a çok yakın olması bu örneğin oluşum ortamının tuzluluk değeri çok düşük olan meteorik suların etkisi altında olduğunu düşündürmektedir.

A16 nolu örnek üzerinde yapılan sıvı kapanım çalışmasına göre ise kuvars mineralleri içerisinde, kırık hatları boyunca tek fazlı (sıvı) ikincil kökenli sıvı kapanımlar gözlenmiş olup, boyutları oldukça küçüktür (<5 mikron). Birincil sıvı kapanımlar ise tek fazlı (sıvı), tek fazlı (gaz) kapanımlar ve iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar şeklindedir. Bu örnekte de diğer örnekte olduğu gibi gaz/sıvı oranları bakımından iki farklı tip kapanım belirlenmiştir. Bunlardan ilki gaz/sıvı oranlarının %20-40 arasında olduğu kapanımlar (Şekil 9c) iken ikinci gruptaki kapanımların gaz/sıvı oranları %10-20 arasında değişmektedir (Şekil 9d). Ölçüm yapılan birincil sıvı kapanımların boyutları ise 5-12 mikron arasında değişmektedir. Mikrotermometrik ölçüm sırasında sıvı kapanımlar sıvı faza homojenleşmişlerdir. Mikrotermometrik ölçümler sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklıkları ( $T_h$  °C) gaz/sıvı oranının %20 den fazla olduğu (Tip I) kapanımlarda 263-276 °C arasında ölçülmüştür. Buna karşılık gaz/sıvı oranı daha düşük olan (Tip II) kapanımlarda  $T_h$  sıcaklıkları 141-180 °C arasında değişim göstermektedir. Ölçüm yapmaya uygun kapanımların azlığı nedeniyle ancak 8 kapanımda  $T_h$  sıcaklığı ölçülebilmıştır (Çizelge 7). Homojenleşme sıcaklıklarının ölçüldüğü sıvı kapanımlar sıvı azot gazı kullanılarak dondurulmuş ve bu kapanımların ötektik sıcaklıkları ( $T_e$ ) ölçülmüştür.  $T_e$  sıcaklıkları sıvı kapanımların boyutunun çok küçük olması nedeniyle ancak 3 farklı kapanımda ölçülmüştür. -23 ile -23,7 °C arasında ölçülen bu veriler Çizelge 7'de verilmiştir. Dondurulmuş kapanımların ısıtılması esnasında bu kapanımların son buz ergime

sıcaklıkları ölçülmüş ve Çizelge 7'de verilmiştir. 9 farklı kapanımdan ölçülen  $T_{ice}$  değerleri -0,1 ile -1,1 °C arasında değişmektedir. Ölçülen  $T_{ice}$  değerlerine göre bu kapanımların tuzluluk miktarları Bodnar (1993)'e göre hesaplanarak Çizelge 7'de verilmiştir. Tip I ve Tip II olarak tanımlanan kapanımlara dayanarak örnek içerisindeki kuvars minerallerinin iki farklı evrede oluşmuş olabileceği, bu kapanımlardan ölçülen  $T_h$  sıcaklıklarına göre de ilk evrenin 275-263 °C arasında, ikinci evrenin ise 180-141 °C arasında olduğu söylenebilir.  $T_e$  sıcaklıklarının NaCl'nin ötektik sıcaklığına çok yakın olduğu (-21,6), buna göre de örneğin bileşiminde NaCl'nin baskın tuz bileşenini oluşturduğu söylenebilir.  $T_{ice}$  sıcaklıklarına göre hesaplanan tuzluluk değerlerinin ise %0 (sıfır) NaCl eşdeğerine çok yakın olması bu örneğin oluşum ortamının tuzluluk değeri çok düşük olan meteorik suların etkisi altında olduğunu düşündürmektedir. Örnek içerisinde gözlenen tek fazlı sıvı ve tek fazlı gaz kapanımların bir arada bulunması örneğin oluşumunun açık sistemde gerçekleştiğini göstermektedir. Açık sistemlerde litostatik basınç söz konusu olmadığı için ölçülen  $T_h$  sıcaklıkları oluşum sıcaklıkları olarak alınabilmektedir. Bir başka deyişle  $T_h$  sıcaklıklarına basınç düzeltilmesi yapmak gereksizdir.

Sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri ile kapanımların yoğunlukları BULK paket programı yardımıyla Zhang ve Frantz (1987)'a göre hesaplanmış olup Canca-Aktutan cevherleşmesinin oluşumunu sağlayan sıvıların yoğunluğunun kuvarslarda 0.75-0.94 g/cm<sup>3</sup> aralığında değiştiği belirlenmiştir (Çizelge 7).

Epitermal sistemlerde hidrotermal çözeltinin kaynağı genelde baskın olarak meteorik kökenli daha az olarak da magmatik kökenlidir (Giggengbach, 1992; Hedenquist ve Lowenstern, 1994; Matsuhisa ve Aoki, 1994) Ancak bunun O-H-S izotop ve sıvı kapanım çalışmaları ile de desteklenmesi gerekmektedir. Soğuma, kaynama veya köpürme ve sıvı karışım olayları sıvıların dolaşabileceği kısıtlı hacimli bir kayaç içerisindeki mineral çökeli için gerekli şartları sağlayan önemli olaylardır. Çoğu zaman bunlardan bir tanesi bir maden yatağında etkili olabileceği gibi ikisi birden de rol oynayabilir (Pichavant vd., 1982; Ramboz vd., 1982; Wilkinson, 2001). Canca-Aktutan cevherleşme sahasında yukarıdaki olaylardan hangisinin daha etkili olduğunu belirlemek amacıyla sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklığı ve hesaplanan tuzluluk özellikleri arasında değişim irdelenmiş ve çalışma alanı yakın çevresinde yer alan önemli maden yataklarının homojenleşme sıcaklığı tuzluluk ilişkisi karşılaştırılmıştır.

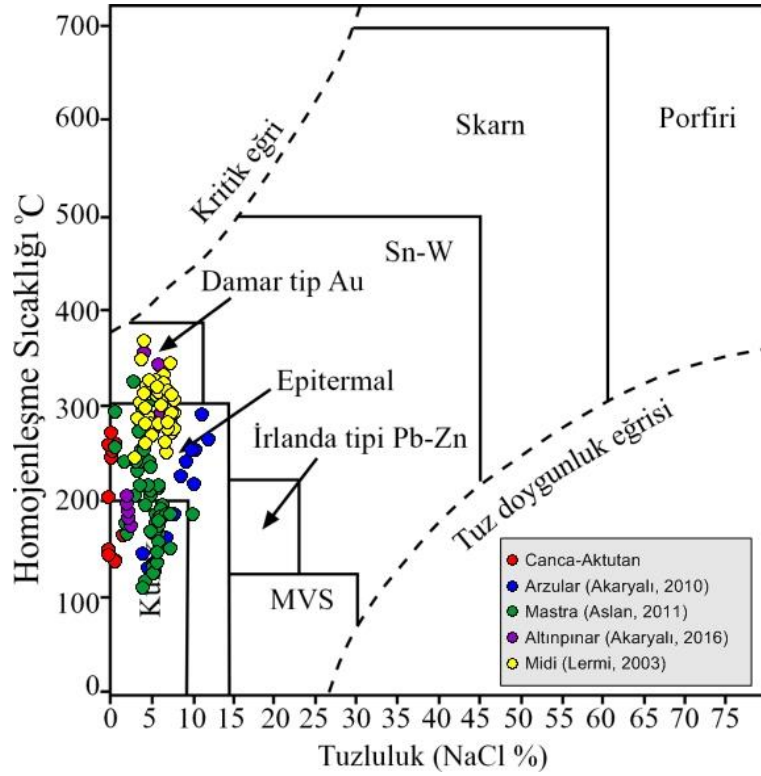
Arzular (Gümüşhane) yöresinde epitermal damar tip altın cevherleşme sahasında kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım analiz sonuçlarına göre homojenleşme sıcaklığı ve hesaplanan tuzluluk miktarları arasındaki değişim Shepherd vd. (1985) tarafından hazırlanan sıvı oluşum modelleriyle karşılaştırılmış ve tuzluluk artışına bağlı olarak kuvarslarda tespit edilen  $T_h$  değerlerinin de artışına bağlı olarak cevherleşmenin oluşumunu sağlayan ana faktörün yüzeysel kökenli sıvılarla seyrelme olduğu sonucuna varılmıştır (Akaryalı, 2010; Akaryalı ve Tüysüz 2013).

Aslan (2011), ise Mastra (Gümüşhane) altın madeninde, cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin başlangıçta yüksek sıcaklık ve yüksek tuzluluklu olduğunu, zaman içerisinde çözeltilerin farklı sıvılarla karışarak seyrelmesi ile tuzluluklarının ve sıcaklıklarının azaldığını ortaya koymuştur.

Midi (Gümüşhane) Pb-Zn madeninde kuvarslardan yapılan sıvı kapanım çalışmalarına göre Lermi (2003) tuzluluk artışına bağlı olarak kuvarslarda ölçülen homojenleşme sıcaklığının benzer değişim aralığında sabit ya da çok az artış gösterdiğini, dolayısıyla yatağı oluşturan ya da çökmesinde etkili olan ana olayın sıvı karışımı olduğunu ifade etmiştir.

Akaryalı (2016) Altınpınar (Torul-Gümüşhane) cevherleşme sahasında kuvars minerallerinden elde edilen sıvı kapanım ölçülerine göre, homojenleşme sıcaklıklarının, 170 °C ila 380 °C arasında değişim gösterdiğini, 250-300°C arasında yoğunlaştığını, cevher oluşturan sıvıların 2.4-7.3 (ort. 4.7) arasında ağırlık % NaCl tuzluluğuna sahip olmasının epitermal sistemi işaret ettiğini belirtmektedir.

Canca-Aktutan cevherleşme sahasında da Arzular, Mastra, Altınpınar ve Midi madeninde olduğu gibi sıvı kapanımların tuzluluğunun artışına bağlı olarak homojenleşme sıcaklığının artması Wilkinson (2001)'e göre yüzeysel kökenli sularla seyrelme ile açıklanabilir. Canca-Aktutan alterasyon sahasında silis zonlarından alınan kuvars örneklerinin sıvı kapanım analiz verilerinden elde edilen homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk değerleri Roedder (1984) tarafından hazırlanan grafiğe aktarıldığında söz konusu sahadaki sistemin epitermal evreye karşılık geldiği belirlenmiştir (Şekil 10).



Şekil 10. Canca-Aktutan cevherleşme sahasından elde edilen sıvı kapanım verilerinin değişik yatakların verileri ile karşılaştırılması.

Figure 10. Comparison of liquid inclusion data obtained from Canca-Aktutan mineralization area with data of different deposits.

Canca-Aktutan alterasyon sahasındaki silis zonlarından alınan kuvars mineralleri üzerinde yapılan sıvı kapanım analizlerinden elde edilen tuzluluk ve  $T_h$  değerlerinin, Gümüşhane yöresinde var olan diğer maden yataklarının (Midi, Mastra, Arzular ve Altınpınar)  $T_h$  ve tuzluluk değerleri ile benzerlik gösterdiği tespit edilmiştir. Bu benzerliğe bağlı olarak Canca-Aktutan sahasında epitermal sitemde gelişmiş bir potansiyel altın sahası olduğu sonucuna varılabilir.

## SONUÇLAR

Gümüşhane ve çevresinde yayılım gösteren Eosen yaşlı volkanik kayalarda gelişmiş, Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) – Dölek alterasyon sahalarının mineralojik, petrografik, petrokimyasal ve alterasyon verileri ışığında aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Çalışma konusunu oluşturan alterasyonlara ev sahipliği yapan Eosen yaşlı volkanitler Geç Eosen yaşlı Dölek Granitoyidi tarafından kesilmektedir. Andezitlere bağlı olarak gelişen alterasyonlar özellikle kuzeydoğu-güneybatı ve yaklaşık doğu-batı doğrultulu kırık hatları ile ilişkili olup, limonitleşme, hematitleşme, killeşme ve silisleşme her iki sahada da gözlenen başlıca alterasyon türlerini oluşturmaktadır. Kil mineral parajenezi olarak ise her iki sahada da kaolenit, illit ve kloritin tespit edildiği, illit ve kaolen miktarının alterasyon merkezine doğru yaklaştıkça arttığı belirlenmiştir. Yapılan detaylı mikroskopik incelemeler neticesinde, Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez) - Dölek sahalarında alterasyon mineral parajenezi olarak serizitleşme, silisleşme, kloritleşme ve hematitleşme tespit edilmiştir. MINSQ yöntemiyle elde edilen sonuçlara göre, Canca-Aktutan alterasyon sahasının mineral parajenezi olarak, kuvars ± kaolenit ± Fe'li klorit (cevherli zon), albit, Mg'lu klorit ± serizit (propilitik zon), Leriköy (Yitirmez) - Dölek alterasyon sahasının mineral parajenezi ise, kuvars, ± kaolenit (cevherli zon), albit, Mg'lu klorit ± epidot (propilitik zon) minerallerinden oluşmaktadır. Kütle değişim hesaplamalarında her iki alterasyon sahalarında Zr ve Hf hareketsiz element olarak belirlenmiştir. Hareketsiz elementlerden yararlanılarak yapılan nispi (%) ve net (g/100g) kütle değişim hesaplamalarına göre propilitik, cevherli ve tüm hat zonlarında kütle kaybı ve kazancı ortaya konmuştur. Kütle ve kimyasal değişimler birlikte değerlendirildiğinde alterasyonu oluşturan sıvıların silisyum konsantrasyonu bakımından zengin olduğu, alterasyonun merkezinde silisleşme ve kaolenleşmenin yoğun olduğu ve cevherleşmenin burada gerçekleşebileceği, buna karşın yoğun altere alandan uzak zonlarda albite ilaveten Mg'lu klorit ve epidot minerallerinin baskın alterasyon mineralleri olduğu, hidrotermal çözeltilerle taşınan cevher oluşturan elementlerin arasındaki korelasyonların pozitif anlamlı olması ve buna bağlı olarak aynı bölgelerde zenginleşmiş olmaları sebebiyle çalışılan sahalardaki cevherleşmelerin aynı fazda olduğu, tüm sahalarda özellikle cevherli zonda Au'nun yanı sıra Pb, Zn ve Cu bakımından zenginleşme gösterdiği tespit edilmiştir. Hesaplanan mineral, kütle ve kimyasal değişimler, çalışmanın yapıldığı Gümüşhane İli ve çevresinde yer alan diğer alterasyon ve cevherleşme sahalarında elde edilen verilerle karşılaştırıldığında, benzer alterasyon mineral birlikteliğinin varlığının çalışılan alterasyon sahalarının da birer potansiyel altın sahası olduğunu göstermektedir. Sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları, kuvarslarda 142 ile 344°C arasındadır. Cevher oluşturan



sıvıların  $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  sisteminde, 0.2-1.9 % ağırlıkta  $\text{NaCl}$  tuzluluğuna ve 0.75-0.94  $\text{g/cm}^3$  yoğunluğuna sahip olması cevherleşmenin epitermal sistemde oluştuğunu gösterir. Elde edilen tüm veriler beraber değerlendirildiğinde alterasyon sahasındaki potansiyel altın cevherleşmelerinin epitermal tipte olduğu ve oluşumlarının aynı granitik sokulumlar ile ilişkili olduğu açıkça görülmektedir.

## KATKI BELİRTME

Bu araştırma, ikinci yazarın yüksek lisans tez çalışmasının bir bölümü olup, TÜBİTAK 3501-Kariyer Programı tarafından (Proje No: 113Y186) desteklenmiştir. Yazarlar arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı, Dr. Emre AYDINÇAKIR, Dr. Mehmet Ali GÜCER, Enes TÜRK, Mehmet FIRAT, Hasan Hüseyin KOLUAÇIK ve Ramazan GÜNDÜZ'e teşekkür eder.

## KAYNAKLAR

- Akaryalı, E., 2010. Arzular (Gümüşhane KD-Türkiye) Altın Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensel İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Akaryalı, E., 2016. Geochemical, fluid inclusion and isotopic (O, H and S) constraints on the origin of Pb-Zn  $\pm$  Au vein-type mineralizations in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey), *Ore Geology Reviews*, 74, 1-14.
- Akaryalı, E., Akbulut, K., 2016. Constraints of C-O-S isotope compositions and the origin of the Ünlüpinar volcanic-hosted epithermal Pb-Zn  $\pm$  Au deposit, Gümüşhane, NE Turkey *Journal of Asian Earth Science*, 117, 119-134.
- Akaryalı, E., ve Tüysüz, N., 2013. The genesis of the slab window-related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (Eastern Pontides, NE Turkey). *Geoscience Frontiers*, 4-4, 409-421.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. ve Çoban, H., 1998. A Multi-phase Intrusion Around the Gümüşhane Village (Artvin) and Associated Mineralization Types: A Geologic and Geochemical Approach, *Geosound*, 33, 1-18.

- Aktaş, F. K., 2018. Canca-Aktutan ve Leriköy (Yitirmez)–Dölek (Gümüşhane, KD Türkiye) Yöresi Eosen Yaşlı Volkanitlerin Hidrotermal Alterasyonu Ve Altın Potansiyelinin Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane.
- Aslan, N., 2011. Mastra (Gümüşhane) Yatağı'nın Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Aslan, Z., 2010. U-Pb zircon SHRIMP age, geochemical and petrographical characteristics of tuffs within calc-alkaline Eocene volcanics around Gümüşhane (NE Turkey). Eastern Pontides, Neues Jahrbuch für Mineralogie. 187, 3, 329-346.
- Atay, U., 2016. Kaletaş-Söğütağıl-Akpınar (Gümüşhane) Yöreleri Hidrotermal Alterasyonların Modellemesi Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane.
- Barrett, T. J., MacLean, W. H., 1994. Mass Changes in Hydrothermal Alteration Zones Associated with VMS Deposits of the Noranda Area, Exploration and Mining Geology, 3, 131-160.
- Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan-appinic Type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geology of the Black Sea Region, 189-196. Ankara.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H<sub>2</sub>O-NaCl Solutions, Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 683-684.
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, North eastern Turkey, Ph. D Thesis, University of Missouri-Rolla, Missouri.
- Dana, J. D., 1993. Manual of Mineralogy, John Wiley and Sons, Inc. 21st. Eds., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore, 681 s.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock - Forming Minerals, John Wiley and Sons, Inc. 21st. Eds., New York, 696 s.

- Demir, H. B., 2014. Kermut (Tekke-Gümüşhane) Yöresi Hidrotermal Alterasyonların Modellemesi, Yüksek Lisans Tezi, Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Gümüşhane.
- Demir, Y., 2005. İstala ve Köstere (Zigana/Gümüşhane) Cu-Pb-Zn Madenleri ve Yan Kayaçlarının Mineralojisi ve Dokusal Özelliklerinin Karşılaştırılmalı İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tuysuz, N., Korkmaz, S., Akaryalı, E., Dudas, F.O., Bektas, O., 2014. The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59, 29-54.
- Giggenbach, W. F., 1992. Isotopic Shifts in Water from Geothermal and Volcanic Systems along Convergent Plate Boundaries and Their Origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 495-510.
- Grant, J.A., 1986. The isocon Diagram a Simple Solution to Gresens' Equations for Metasomatic Alteration, *Econ. Geol.*, 81, 1976 - 1982.
- Greesens, R.L., 1967. Composition-volume Relationships of Metasomatism, *Chemical Geology*, 2, 47-65.
- Hedenquist, J. W., Lowenstern, J. B., 1994. The Role of Magmas in the Formation of Hydrothermal Ore Deposit. *Nature* 370, 519-527.
- Hermann, W., Berry, R.F., 2002. MNSQ-A Least Squares Spreadsheet Method for Calculating Mineral Proportions from Whole Rock Major Element Analyses *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* (2002) 2 (4): 361–368.
- Huston, D. L., 1993. The Effect of Alteration and Metamorphism on Wall Rocks to the Balcooma and Dry River South Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits, Queensland, Australia, *Jour. Of Geoch. Expl.*, 48, 277-307.
- Huston, D. L., Cozens, G. J., 1994. The Geochemistry and Alteration of the White Devil Porphyry Implications to Intrusion Timing. *Mineral Deposita*, 29, 275 - 287.
- Jenner, G.J., Longerich, H.P., Jackson, S.E. ve Fryer, B.J., 1990. ICP-MS a Powerful Tool for High Precision Trace-element Analysis in Earth Sciences; Evidence

- from Analysis of Selected U.S.G.S. Reference Samples, *Chem. Geology*, 83, 133-148.
- Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic Adakitic Volcanism by Partial Melting of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: Implications for Crustal Thickening to Delamination, *Lithos*, 114, 1-2, 109-120.
- Lermi, A., 1996. Kanköy (Yomra-Trabzon) Cevherinde Toprak-Bitki Jeokimyasının Uygulanması ve İndikatör Bitki Türü Tespiti, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Lermi, A., 2003. Midi (Karamustafa/Gümüşhane, KD Türkiye) Zn-Pb Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensele İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- MacLean, W.H., 1990. Mass Change Calculations in Altered Rock Series, *Mineralium Deposita*, 25, 44-49.
- MacLean, W.H., Kranidiotis, P., 1987. Immobile Elements as Monitors of Mass Transfer in Hydrothermal Alteration: Phelps Dogge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec, *Econ. Geology*, 82, 951-962.
- Matsuhisa, Y., Aoki, M., 1994. Temperature ve Oxygen Isotope Variations during Formation of the Hishikari epithermal Gold-Silver Veins, southern Kyushu, Japon. *Economic Geology* 89, 1608-1613.
- Pichavant, M., Ramboz, C. ve Weisbord, A., 1982. Fluid Immiscibility in Natural Processes: Use and Misuse of Fluid Inclusion Data. 1 Phase Equilibria Analysis –A Theoretical and Geometrical Approach, *Chem. Geol.*, 37, 1-27.
- Ramboz, C., Pichavant, M. ve Weisbord, A., 1982. Fluid Immiscibility in Natural Processes: Use and Misuse of Fluid Inclusion Data, *Chem. Geol.*, 37, 29-48.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy, v. 12, Mineralogical Society of America, Washington, 644.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.N. ve Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blacic&Son Press, London, 238 s.

- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı (Torul-Gümüşhane) Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmaların Mineraloji ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Sipahi, F., Sadıklar, B., 2010. Zigana (Gümüşhane, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Alterasyon Mineralojisi ve Kütle Değişimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 53, 2-3.
- Sipahi, F., Gücer, M. A., Sadıklar, M. B., 2020. Nature of clays in Late Cretaceous dacitic rocks in the eastern Sakarya Zone (NE Turkey): A geochemical and isotopic approach. Turkish Journal of Earth Sciences, 29 (6), 831-852.
- Sipahi, F., Gücer, M. A., Sadıklar, M. B., 2019. Zigana Dağı (Gümüşhane, KD Türkiye) Dayklarının Jeokimyası ve Jeolojik Anlamı. Yerbilimleri, 40 (3), 293-325.
- Thompson, M. ve Walsh, J.N., 1983. A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry; Blackie, Glasgow, 380.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey), Doktora Tezi, University of College, London.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE Turkey, Chem. Erde, 60, 231-250.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits, Lithos, 55, 229-272.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Zhang, Y.G. ve Frantz, J.D., 1987. Determination of the Homogenisation Temperatures and Densities of Supercritical Fluids in the System NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O Using Synthetic Fluid Inclusions, Chem. Geol., 64, 335-350.



Yerbilimleri, 2020, 41 (3), 220-246, DOI:10.17824/yerbilimleri.740141  
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni  
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

## Almanya Münih Bölgesinde QDaedalus sistemi ile gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma verilerinin GGMplus ve EGM2008 ile kestirilen değerlerle karşılaştırılması

*Comparison of Observed Astrogeodetic Vertical Deflection Data Using QDaedalus System with the GGMplus- and EGM2008-predicted values in the Munich Region, Germany*

MÜGE ALBAYRAK <sup>1,2\*</sup>, EMEL ZERAY ÖZTÜRK <sup>3</sup>, İBRAHİM ÖZTUĞ BİLDİRİCİ <sup>3</sup>, CHRISTIAN HIRT <sup>4,5</sup>, SEBASTIEN GUILLAUME <sup>1</sup>, CK SHUM <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geomatics Engineering, Institute of Territorial Engineering, Haute Ecole d'Ingénierie et de Gestion du Canton de Vaud, Yverdon-Les-Bains, Switzerland

<sup>2</sup> Division of Geodetic Science, School of Earth Sciences, The Ohio State University, Columbus, OH, USA

<sup>3</sup> Harita Mühendisliği Bölümü, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Konya Teknik Üniversitesi, Konya, Türkiye

<sup>4</sup> Institute for Advanced Study, Technical University of Munich, Munich, Germany

<sup>5</sup> State Surveying Agency of Lower Saxony (LGLN), Hannover, Germany

Geliş (received): 1 Haziran (June) 2020 Kabul (accepted) : 6 Ekim (October) 2020

### ÖZ

Astrojeodezik sistemlerle gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma verisi, yeryuvarının gravite alanı ile ilgili önemli bilgiler sağlaması nedeniyle, yerbilimleri alanında, özellikle jeodezi ve jeofizik gibi bilimsel disiplinlerde, yersel, hava ve uydu gravite verilerinin kontrolü ve validasyonunda sıklıkla kullanılmaktadır. Bu çalışmada, Münih bölgesinde yer alan 10 nirengi noktasında astrojeodezik çekül sapma verisi gözlemleyebilmek için total station temelli QDaedalus sisteminden yararlanılmıştır. Gözlemlenen verilerin doğruluğunun ~0.2 yaysaniyesi (") olduğu saptanmıştır. Yüksek doğruluklu bu veri seti, iki global gravite alan modelinin—Global Gravite Modeli plus (GGMplus) ve Yer Gravite Modeli 2008 (Earth Gravitational Model 2008—EGM2008)—kalitesini değerlendirebilmek için kullanılmıştır. QDaedalus sistemi ile gözlemlenen ve GGMplus



Müge ALBAYRAK muge.albayrak@heig-vd.ch, albayrak.6@osu.edu

<sup>1,2</sup> MÜGE ALBAYRAK ORCID 0000-0001-6705-4044

<sup>3</sup> EMEL ZERAY ÖZTÜRK ORCID 0000-0002-7498-5258

<sup>3</sup> İBRAHİM ÖZTUĞ BİLDİRİCİ ORCID 0000-0001-7717-586X

<sup>4,5</sup> CHRISTIAN HIRT ORCID 0000-0002-3176-7939

<sup>1</sup> SEBASTIEN GUILLAUME ORCID 0000-0002-0831-7833

<sup>2</sup> CK SHUM ORCID 0000-0001-9378-4067

modeli ile kestirilen çekül sapma bileşenleri arasındaki farklar, hem Kuzey-Güney (K-G) hem de Doğu-Batı (D-B) bileşenlerinde yaklaşık 0.2" olmakla beraber, maksimum farklar K-G ve D-B bileşenlerinde sırasıyla ~0.3" ve ~0.4" olarak tespit edilmiştir. Sonuçlar EGM2008 modeli için analiz edildiğinde ise, gözlemlenen ve EGM2008 ile kestirilen çekül sapma bileşenleri arasındaki maksimum farkların K-G bileşeninde 0.9"; D-B bileşeninde ise 1.8" olduğu saptanmıştır. Dolayısıyla, EGM2008 ile kestirilen değerlerin, GGMplus ile kestirilen değerlere göre doğruluğunun daha düşük olduğu görülmüştür. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar, daha önce İstanbul'da QDaedalus gözlemleri ile EGM2008 ve GGMplus modellerinin kıyaslandığı uygulama sonuçlarıyla da karşılaştırılmıştır. Bu makale kapsamında, İstanbul ve Münih'te aynı sistem ve global gravite alan modelleri kullanılarak elde edilen çekül sapma verileri arasındaki farkların sebepleri tartışılarak, GGMplus ile kestirilen çekül sapma veri setinin, hem Münih hem de İstanbul'da daha yüksek doğruluğa sahip olmasının nedenleri açıklanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Astrojeodezik çekül sapması, astrojeodezik gözlemler, EGM2008, global gravite alan modelleri, GGMplus, QDaedalus.

## **ABSTRACT**

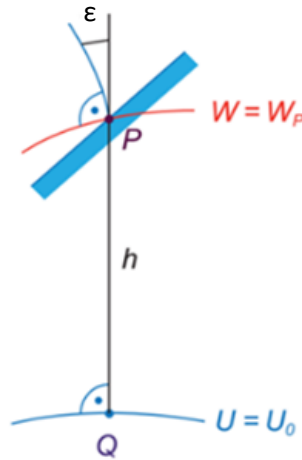
*Astrogeodetic vertical deflection (VD) data observed by astrogeodetic systems, which provide important information about Earth's gravity field, are frequently used in the Earth Science disciplines, including geodesy and geophysics, to control and validate terrestrial, airborne and satellite gravity data. In this study, the total station-based QDaedalus system was used to observe astrogeodetic VD data at 10 benchmarks in the Munich region. The accuracy of these data is ~0.2 arcseconds ("). This high accuracy dataset was used to assess the quality of two global gravity field models—Global Gravitation Model Plus (GGMplus) and Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). The differences between the observed by QDaedalus and GGMplus-predicted VD data were ~0.2" for both the North-South (N-S) and East-West (E-W) VD components, and reached a maximum of ~0.3" and ~0.4" for the N-S and E-W components, respectively. However, the maximum differences between the observed and EGM2008-predicted VD data for the N-S and E-W directions were 0.9" and 1.8", respectively. Thus, we found that the EGM2008-predicted values are less accurate than the predicted GGMplus values. The results of this study were compared with the results from a prior QDaedalus, and EGM2008 and GGMplus comparison study in*

*Istanbul. In this article, we discuss the differences between the VD data obtained using the same QDaedalus system and global gravity field models in Istanbul and Munich, and explain the reasons for the higher accuracy of the VD data set predicted by GGMplus in both Munich and Istanbul.*

**Keywords:** *Astrogeodetic observations, astrogeodetic vertical deflections, EGM2008, GGMplus, global gravity field models, QDaedalus.*

## GİRİŞ

Bir yer noktasındaki gravite vektör doğrultusu ile seçilen referans elipsoidinin normali arasındaki açısal fark astrojeodezik çekül sapması ( $\epsilon$ ; Şekil 1) olarak tanımlanmaktadır (Jekeli, 1999; Featherstone ve Rüeger, 2000). Astrojeodezik çekül sapması, Helmert ve yüzey çekül sapması olarak da anılmaktadır ve çekül sapmasının klasik geometrik tanımını ihtiva etmektedir (Jekeli, 1999; Hirt, 2010). Bu veriyi bir noktada elde edebilmek için, o noktaya ait hem astronomik hem de jeodezik enlem ve boylam bilgisine ihtiyaç duyulmaktadır.



Şekil 1. Astrojeodezik çekül sapmasının gösterimi (Torge ve Müller, 2012'den değiştirilmiştir, s. 227).  $h$ : GNSS ile elde edilen elipsoidal yüksekliği;  $W$ : gerçek gravite potansiyeli;  $U$ : normal gravite potansiyeli.

*Figure 1. Astrogeodetic vertical deflection (modified from Torge and Müller, 2012, p.227).  $h$ : ellipsoidal height derived from GNSS;  $W$ : actual gravity potential;  $U$ : normal gravity potential.*

Günümüzde astronomik enlem ve boylam ( $\Phi$ ,  $\Lambda$ ), Sayısal Zenit Kamera Sistemleri (SZKS) veya total-station temelli QDaedalus sistemleri ile gözlemlenebilirken; jeodezik enlem ve boylam ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ), standart çift frekanslı GNSS alıcıları ile elde edilebilmektedir



(Albayrak vd., 2019a, b). Astronomik ve jeodezik gözlemlerde, ölçme sistemlerinin gözlemlenecek nokta üzerine kurulması gerekliliğinden dolayı, gözlemler aynı noktada farklı zamanlarda yapılarak, astrojeodezik çekül sapmasına ait: Kuzey-Güney bileşeni ( $\xi$ ) eşitlik (1); Doğu-Batı bileşeni ( $\eta$ ) ise eşitlik (2) ile elde edilmektedir (Heiskanen ve Moritz, 1984). Bu eşitliklerde, ikinci ve daha yüksek dereceden terimler ihmal edilmiştir (Bkz. Pick vd., 1973; Jekeli, 1999). Toplam astrojeodezik çekül sapması ( $\varepsilon$ ) ise eşitlik (3) ile elde edilmektedir. Bu eşitliklerde görüleceği üzere, astrojeodezik gözlemler sonucu Helmert tanımına göre doğrudan astrojeodezik çekül sapma verisi gözlemlenebilmektedir. Yerin gravite alanıyla ilgili önemli bilgiler içerdiğinden dolayı astrojeodezik gözlemler temel gravite alan gözlemleri olarak kabul edilmektedir.

$$\xi = \Phi - \varphi \quad (1)$$

$$\eta = (\Lambda - \lambda) \cos \varphi \quad (2)$$

$$\varepsilon = \sqrt{\xi^2 + \eta^2} \quad (3)$$

Astrojeodezik çekül sapma verisinin belirlenmesinde kullanılan astronomik ve jeodezik gözlem aletleri, daha hızlı ve daha yüksek doğrulukta veri elde edilebilmesi için teknolojinin gelişimine paralel olarak sürekli güncellenirken, kullanılan temel prensip günümüze kadar değişmeden ulaşmıştır. Astrojeodezik aletlerin kısa tarihi için Hirt vd. (2010a) ve Albayrak vd. (2019a)'dan yararlanılabilir. Güncel olarak kullanılan SZKS'leri geliştirmek, astrojeodezik sistemler konusunda deneyim gerektirmektedir ve bu durum yeni bir SZKS'nin üretimini güçleştirmektedir. Bununla birlikte, SZKS'lerin ağır ve boyutlarının büyük olmaları sebebiyle, gözlem yapılacak noktanın dağlık bir bölgede olması durumunda, gözlem noktasına ve/veya denizaşırı bir ülkeye uçak ile nakliyesi problem teşkil etmektedir. Bu nedenlerle, SZKS geliştiren ülke sayısı sınırlıdır ve henüz endüstriyelendirilememişlerdir. İlk SZKS'ler ikiz olarak Almanya ve İsviçre'de geliştirilmişlerdir (Hirt ve Bürki, 2003; Bürki vd., 2004; Hirt, 2004; Somieski, 2008; Hirt ve Seeber, 2008; Hirt vd., 2010a; Guillaume, 2015). SZKS'lerin geliştirildiği ve gözlem sonuçlarının paylaşıldığı diğer ülkeler kronolojik olarak şu şekilde sıralanabilir: Letonya (Abele vd., 2012; Zariņš vd., 2016; 2018; Morozova vd., 2019), Çin (Wang vd., 2014; Tian vd., 2014) ve Türkiye (Halıcıoğlu vd., 2016; Albayrak vd., 2019a). Her

bir SZKS'de kullanılan donanım ve yazılım birbirinden farklı olduğu için SZKS'ler eşsizdirler. SZKS'lerin geliştirilmelerinde ve nakliyelerinde yukarıda bahsedilen zorluklar, SZKS'lere alternatif bir sistem olarak QDaedalus sisteminin ortaya çıkmasını sağlamıştır. QDaedalus, 30 yılı aşkın süredir astrojeodezik gözlem aletleri geliştirme deneyimine sahip ETH Zürich Üniversitesi Jeodezi ve Jeodinamik laboratuvarı (Geodesy and Geodynamics Lab.-GGL) tarafından tasarlanmış ve geliştirilmiştir (Bürki vd., 2010; Guillaume vd., 2012).

SZKS'ler veya QDaedalus sistemleri ile gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma verileri, yerbilimleri alanında, özellikle jeodezi, jeofizik ve jeodinamik gibi disiplinlerde farklı amaçlarla kullanılmıştır. Jeodezi alanında gerçekleştirilen çalışmalar; geometrik-astronomik nivelman (Hirt ve Bürki, 2006; Hirt vd., 2011), astronomik-topografik nivelman (Schack vd., 2018), astrojeodezik geoit tanımlama (Hirt ve Flury, 2008), yükseklik sistemlerinin birleştirilmesi ve gravite alan modellerinin validasyonu (Smith vd., 2013; Wang vd., 2017; Schack vd., 2018), yerel jeodezik ağ uygulamaları (Volařík vd., 2013; Halicioğlu vd., 2016), anormal kırılmaların izlenmesi (Hirt, 2006; Hirt, 2012) ve global gravite modellerinin kalitesinin değerlendirilmesi (Hirt vd., 2010b; Albayrak vd., 2020a) olarak genelleştirilebilir. Jeofizik alanında ise, yer yüzeyinin yoğunluk anomalisinin tanımlanmasında (Hirt, 2001); yersel gravite verileri, gradyometre gözlemleri ve yersel sismoloji verileri ile birlikte kullanılarak, yeraltındaki sığ kütle anomalilerini açığa çıkartmada kullanılabileceği öngörülmektedir (Soler vd., 2013). Son olarak, tektonik ve jeodinamik alanındaki araştırmalar için ise, deprem öncesi ve deprem sonrası (muhtemelen Mw 8 büyüklüğünde) gerçekleştirilecek astrojeodezik gözlemlerle çekül sapma verilerinin değişimi ölçülerek, düşey yöndeki yer değişim miktarının belirlenebileceği düşünülmektedir. Örneğin, Bevis vd. (2016) tarafından, geoit ve yerkabuğunun zıt yönlerde hareket ettiği vurgulanmıştır.

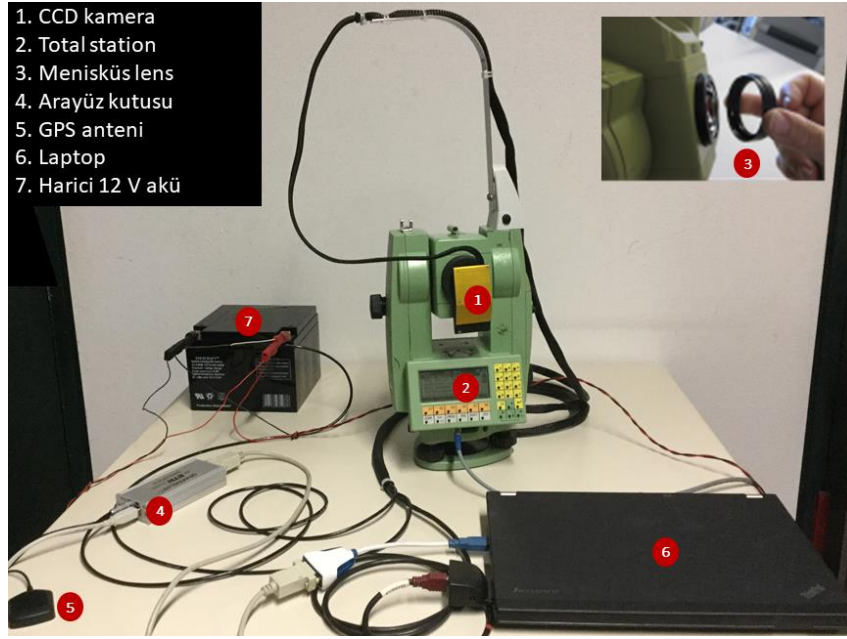
Almanya Münih bölgesinde gerçekleştirilen bu çalışmada, astrojeodezik çekül sapma verisinin elde edilmesi için QDaedalus sisteminden yararlanılmıştır. Elde edilen veri setinin doğruluğu hem Kuzey-Güney (K-G) hem de Doğu-Batı (D-B) bileşenlerinde  $\sim 0.2''$  olarak tanımlanmıştır. Yüksek doğruluğa sahip bu veri seti, Global Gravite

Modeli Plus (GGMplus; Hirt vd., 2013) ve Yer Gravite Modeli 2008 (Earth Gravitational Model 2008–EGM2008; Pavlis vd., 2012, 2013) kullanılarak kestirilen çekül sapma verileri ile karşılaştırılarak, bu modellerin kalitesinin değerlendirilmesini sağlamışlardır. Ayrıca, bu çalışma kapsamında, GGMplus ve EGM2008 modelleri ile astrojeodezik çekül sapma bileşenlerinin nasıl hesaplandığı da açıklanmıştır.

## **ÇEKÜL SAPMA VERİLERİNİN ELDE EDİLMESİNDE KULLANILAN METOTLAR**

### **QDaedalus Sistemi ile Astrojeodezik Çekül Sapma Verilerinin Gözlemlenmesi**

QDaedalus sistemi, harita ölçme ekiplerinin arazide yatay ve düşey açı ölçmelerinde güncel olarak kullandığı total stationa, CCD (charge-coupled device) kameranın entegre edilmesiyle oluşturulmuş portatif ve kullanıcı dostu bir astrojeodezik ölçme aletidir (Şekil 2). Kullanılan CCD kamera, standart AVT Guppy F-080; total station ise kullanıcı tarafından seçilmektedir. Bu çalışmada, İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Geomatik Mühendisliği IGS-ISTA jeodezik değerlendirme laboratuvarından temin edilen Leica TCRM1101 total station kullanılmıştır. QDaedalus sistemine ait diğer donanımlar ise düşük ücretli u-blox LEA tek-frekanslı GPS alıcısı ve anteni (u-blox 2015), yıldız görüntüsünün GPS zamanı ile eşleştirilmesi için tüm donanımların (GPS alıcısı, total station ve laptop) birbirleriyle entegrasyonunu sağlayan bir arayüz kutusu, takılabilir menisküs lens ve firewire kablo ile iletişim kurulması için gerekli Express kart girişi olan, tüm yazılım ve donanımların kontrolünü sağlayan, resim görüntüleme ve değerlendirme yeteneği olan bir dizüstü bilgisayardan oluşmaktadır (Bürki vd., 2010; Guillaume vd., 2012; Guillaume vd., 2015). Total station, CCD kamera ve arayüz kutusuna enerji, harici 12V akü ile sağlanmaktadır. Kullanılan total station robotiktir ve QDaedalus yazılımına entegre edilen Leica GeoCom yazılımı ile yönetilmektedir. Son olarak, Wielen vd. (1999) tarafından geliştirilen FK6 yıldız kataloğu kullanılmaktadır. QDaedalus sistemine ait donanım ve yazılım ile ilgili detaylı bilgiler, astrojeodezik gözlemlerin bu sistem kullanılarak nasıl gerçekleştirildiği, Guillaume vd. (2015) tarafından hazırlanan kullanma kılavuzunda ve Albayrak ve Guillaume (2021) tarafından kaleme alınan makalede ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.



Şekil 2. QDaedalus Sistemi (Albayrak vd., 2020a'dan değiştirilmiştir, s. 309).

*Figure 2. The QDaedalus System (modified from Albayrak et al., 2020a, p. 309).*

Astronomik koordinatların  $(\Lambda, \Phi)$  gözlenmesi gibi hesaplanması da, jeodezik koordinatlara  $(\varphi, \lambda)$  kıyasla meşakkatlidir. Astronomik enlem ve boylamın hesaplanması için, öncelikle yerel koordinat sisteminden (International Terrestrial Reference System-ITRS), göksel koordinat sistemine (International Celestial Reference System-ICRS) dönüşüm gerçekleştirilmelidir. Bu dönüşüm, ITRS ve ICRS sistemlerinin gerçekleşmesi ve güncellenmesinden de sorumlu olan, Uluslararası Yer Dönme ve Referans Sistemleri Servisi (International Earth Rotation and Reference Systems Service-IERS) tarafından sağlanan yer dönüklük parametreleri (Earth Orientation Parameters-EOP) ile sağlanmaktadır (Sigl, 1991; Seeber, 2003; Torge ve Müller, 2012). Gözlem sonrası astronomik koordinatların elde edilmesi için kullanılan eşitlik aşağıdaki gibidir (Guillaume vd., 2012; Vittuari vd., 2016):

$$x_{topo}(t) = T(\Lambda, \Phi) x_{ITRS}(t) = T(\Lambda, \Phi) R_2(-x_p) R_1(-y_p) R_3(GAST) N(t) P(t) x_{ICRS^*}(t) \quad (4)$$

Eşitlik (4)'te;

$x_{topo}(t)$ : Yerel toposentrik kartezyen sistemdeki yıldız doğrultu vektörü,

$x_{ITRS}(t)$ : ITRS'deki yıldız doğrultu vektörü,

$x_{ICRS^*}(t)$ : Paralaks, görelilik ve anomalik düzeltmesi getirilmiş ICRS'deki yıldız doğrultu vektörü,

$T(\Lambda, \Phi)$ : ITRS'den yerel toposentrik sisteme olan transformasyon matrisi,

$R_2(-x_p) R_1(-y_p)$ : Kutup hareketleri dönüşüm matrisleri,

$R_3(GAST)$ : Yer dönme hareketi dönüşüm matrisi,

$GAST$ : Greenwich görünen yıldız zamanı (Greenwich Apparent Sidereal Time),

$N(t)$ : Nutasyon matrisi,

$P(t)$ : Presesyon matrisi,

$t$ : Yersel ölçme zamanıdır.

ICRS yıldız doğrultu vektörü, ABD Ulusal Gözlemevi (United States Naval Observatory-USNO) tarafından geliştirilen NOVAS kütüphaneleri ile hesaplanırken  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  ve  $N$  matrislerini tanımlayan parametreler ise IERS web sayfasında (<http://www.iers.org/>) gözlem günü için tanımlanan parametrelerle elde edilmektedir. Bu işlemlerin sonucunda hesaplanan astronomik enlem ve boylam, GNSS gözlemi ile elde edilen jeodezik enlem ve boylam ile ilişkilendirilerek (Eşitlik 1 ve 2), gözlem noktasına ait astrojeodezik çekül sapma bileşenleri elde edilmektedir.

Astrojeodezik sistemler ile astronomik gözlem gerçekleştirilebilmesi için gerekli şart açık gökyüzüdür; GNSS gözlemleri gibi her türlü hava şartlarında kullanılamazlar. Dolayısıyla, astronomik gözlemlerin yapılabileceği gün sayısı coğrafya ile ilintili olarak değişmektedir. Bu nedenle, QDaedalus sistemi diğer astrojeodezik sistemlerden farklı olarak sadece geceleri yıldızlara gözlem yapabilmek ile sınırlı kalmayarak, iç mekanlarda ve gün ışığında da jeodezik amaçlı çalışmalarda kullanılabilecek şekilde geliştirilmiştir. QDaedalus'un kullanıldığı jeodezik çalışmalar; mühendislik ölçmeleri ve deformasyon, titreşim ve frekans analizi (Bürki vd., 2010; Charalampous vd., 2015; Guillaume vd., 2016), yakın yersel kırılmanın özelliğinin ortaya konması (Hirt vd., 2010c), fotografik dökümantasyon (Bürki vd., 2010), GNSS anten faz merkezi değişiminin kalibrasyonu (Wili ve Guillaume, 2019) olarak sıralanabilir. QDaedalus ile gerçekleştirilen astrojeodezik çalışmalar ise her biri farklı bir amaca hizmet etmek üzere beş farklı ülkede gerçekleştirilmiştir: İtalya (Vittuari vd., 2016), Almanya (Hauk vd., 2017; Albayrak ve Hirt, 2018a, b; Albayrak vd., 2018, 2020a), Macaristan (Tóth ve Völgyesi, 2017, 2018), Avustralya (Schack vd., 2018) ve Türkiye (Albayrak vd.,

2019a, 2020a). 2014–2019 yılları arasında bahsedilen ülkelerde yapılan tüm astrojeodezik çalışmalar, Albayrak ve Guillaume (2021) tarafından incelenmiştir.

### **EGM2008 ve GGMplus modelleri ile Çekül Sapma Verilerinin Hesaplanması**

Uluslararası global yer modelleri merkezi (International centre for global earth models- ICGEM) tarafından, dünya çapında geliştirilen statik ve zamansal global yer gravite alan modelleri ICGEM web sayfasında (<http://icgem.gfzpotdam.de/>) yayımlanmaktadır (İnce vd., 2019). Bu çalışmada, ICGEM web sayfasında yer alan EGM2008 (Pavlis vd., 2012, 2013); Curtin ile Münih Teknik Üniversiteleri tarafından geliştirilen ve ilgili üniversitelerin web sayfasından temin edilebilen GGMplus (Hirt vd., 2013) global gravite alan modelleri kullanılmıştır. Bu iki model, diğer gravite alan modelleri gibi astrojeodezik çekül sapma verilerinden tamamen bağımsız olarak üretilmiştir. Bu çalışma kapsamında, QDaedalus sistemi ile gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma verileri, bu iki modelin kalitesinin değerlendirilmesinde kullanılmıştır.

EGM2008 modeli, bu çalışmada hem doğrudan hem de GGMplus'ın geliştirilmesinde de kullanıldığı için dolaylı bir şekilde kullanılmıştır. EGM2008, spektrumun farklı dalga boylarında yeryuvarının gravite alanını temsil eden küresel harmonik katsayılar ile oluşturulmuş bir global jeopotansiyel modeldir (Pavlis vd., 2012). GGMplus ise, EGM2008 yersel ve altimetre-gravite verileri ve uydu gravite verileri (GRACE ve GOCE) ile birlikte, SRTM topografya verilerinden türetilen yüksek çözünürlüklü gravite ile ilişkilendirilmiş topografya verilerini de ihtiva eden bileşik bir global gravite modelidir. Bu iki global gravite modelleri arasındaki temel fark, GGMplus modeline, topografya endüklenmiş gravite alan sinyali yerel ölçekte 10 km'den yerel çözünürlükte ~220 m'ye kadar entegre edilmiştir (Hirt vd., 2013).

Global jeopotansiyel modellerden faydalanarak astrojeodezik çekül sapma bileşenlerinin nasıl hesaplandığının anlaşılabilmesi için, küresel harmonik katsayılar ile ilgili bilgi altyapısına sahip olunması gereklidir. Bu konuda, Geomatik/Harita mühendisliği eğitimi müfredatında yer alan “Fiziksel Jeodezi” ders notları Türkçe referans kaynak olarak yararlanılabilecek eserlerdir (Heiskanen ve Moritz, 1967; Ayan ve Deniz, 2000; Üstün, 2006; Aydın, 2014). Ayrıca, küresel harmonik katsayılarla çekül

sapma verisinin nasıl hesaplandığı Jekeli (1999), Hirt vd. (2010b) ve Bucha ve Janák (2013) kaynaklarında da ayrıntılı olarak yer almaktadır.

Yeryuvarının dışında harmonik bir fonksiyon olarak tanımlanan  $V$  için küresel harmonik açınım şu şekilde ifade edilmektedir (Bucha ve Janák, 2013):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{n,m} \cos m\lambda + \bar{S}_{n,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) \quad (5)$$

Eşitlik 5'te;

$r, \varphi, \lambda$ : Küresel yarıçap, jeodezik enlem ve boylam,

$n, m$ : Küresel harmonik katsayı derecesi (degree) ve sırası (order),

$n_{min}, n_{max}$ : Minimum ve maksimum küresel harmonik açınım derecesi,

$GM, R$ : Jeosentrik açınım sabiti ve jeosentrik uzaklık,

$\bar{C}_{n,m}, \bar{S}_{n,m}$ : Global jeopotansiyel modellerle ilişkili  $n$ . dereceden  $m$ . sırada tam  $4\pi$  normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılar,

$\bar{P}_{n,m}(\sin \varphi)$ :  $n$ . dereceden  $m$ . sırada tam  $4\pi$  normalleştirilmiş Legendre fonksiyonudur.

Küresel harmonik seriler ile K-G ( $\xi$ ) ve D-B ( $\eta$ ) çekül sapma bileşenleri ise şu şekilde hesaplanmaktadır (Bucha ve Janák, 2013) :

$$\xi(r, \varphi, \lambda) = -\frac{GM}{r^2 \gamma(r, \varphi)} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{n,m} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{n,m} \sin m\lambda) \frac{d\bar{P}_{n,m}(\sin \varphi)}{d\varphi} \quad (6)$$

$$\eta(r, \varphi, \lambda) = -\frac{GM}{r^2 \gamma(r, \varphi) \cos \varphi} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{S}_{n,m} \cos m\lambda - \Delta \bar{C}_{n,m} \sin m\lambda) m \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) \quad (7)$$

Eşitlik 6 ve 7'de küresel harmonik serilerle hesaplanan çekül sapma bileşenleri, Molodensky tanımına göre hesaplanmıştır. Gözlemlenen ve modellerle kestirilen çekül sapma bileşenlerinin karşılaştırılması için Molodensky tanımından, astrojeodezik gözlemlerle doğrudan elde edilen çekül sapma bileşenlerinin tanımlandığı Helmert tanımına dönüşüm yapılması gerekmektedir. Bu dönüşüm Jekeli vd. (1999) ve Hirt vd. (2010b)'de açıklanmaktadır.

EGM2008 modeli, Pavlis vd. (2012) tarafından Fortran ortamında geliştirilmiştir. EGM2008 ile çekül sapma bileşenleri, EGM2008 web sayfasından (<https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/>) DoV (Deflections of the vertical: çekül sapsmaları) dosyası indirilerek, Fortran programı ile enterpolasyon uygulanarak

elde edilmiştir. Sonuç ürün olarak, test noktasının 2.5'x2.5' lık bir pencereye göre çevresindeki en yakın 4 noktaya ait K-G ve D-B çekül sapma bileşenleri elde edilmiştir. Bu 4 noktanın çekül sapma değerlerine yeniden enterpolasyon uygulanmış ve istenilen test noktasının K-G ve D-B çekül sapma bileşenleri hesaplanmıştır. Tüm bu işlemler Linux platformunda gerçekleştirildiğinden hesaplamalar hızlı ve ücretsiz yazılımlarla sağlanmıştır.

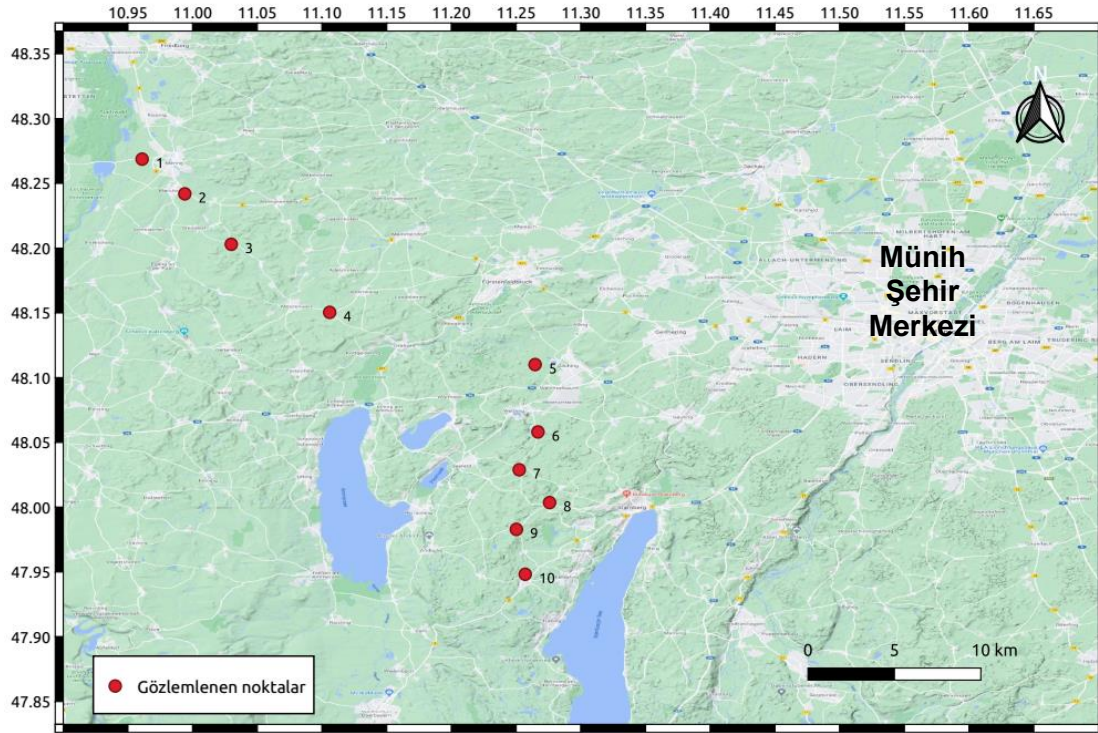
GGMplus, Hirt vd. (2013) tarafından Matlab ortamında geliştirilmiştir. GGMplus ile ilgili yazılım, veri, grid dosyası vb. tüm bilgilere ilgili web sayfasından (<http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>) ulaşılabilir. Bu model vasıtasıyla çekül sapma bileşenlerini hesaplayabilmek için öncelikle, çalışma bölgesine ait hem  $\chi$  (K-G bileşeni) hem de  $\eta$  (D-B bileşeni) grid dosyası Matlab'de GGMplus'ın çalıştığı dizine kaydedilmelidir. Matlab kodlarındaki minimum ve maksimum enlem ve boylam çalışma bölgesi için düzenlenerek, yer noktasına ait GNSS gözlemleri ile elde edilen jeosentrik jeodezik enlem ve boylam bilgileri girilmelidir. Son olarak, bu kodlar çalıştırılmalı ve istenilen test noktası için K-G ve D-B çekül sapma bileşenleri elde edilmelidir. Bu sonuç ürün aynı zamanda grafik arayüz ile de kullanıcılara sunulmaktadır (Hirt vd., 2013).

## **ÇALIŞMA BÖLGESİ VE SONUÇLARIN KARŞILAŞTIRILMASI**

### **Çalışma Bölgesi**

Almanya'nın Münih bölgesinde QDaedalus sistemi ile gerçekleştirilen bu çalışmada, Voigt (2013) tarafından tesis edilen ve GPS gözlemleri ile jeosentrik jeodezik koordinatları belirlenen 10 adet yer noktası kullanılmıştır (Şekil 3). Bu yer noktaları, doğruluğu yaklaşık 0.1" olan Hannover Üniversitesi tarafından geliştirilen SZKS—Taşınabilir Zenit Kamera 2-Dijital (TZK2-D; Hirt ve Seeber, 2008)—ile astrojeodezik çekül sapma bileşenlerinin gözlemlenmesi amacıyla tesis edilmiştir. QDaedalus sisteminin, TZK2-D ile gözlem gerçekleştirilen Münih bölgesindeki yer noktalarında kullanılmasının temel nedeni, QDaedalus sisteminin doğruluğunu yapılan karşılaştırma ile belirlemektir ve ~0.2" olarak tespit edilmiştir (Albayrak 2020; Albayrak vd., 2020a).





Şekil 3. Münih bölgesinde astrojeodezik gözlem için kullanılan noktalar.

*Figure 3. The Munich region benchmarks used for astrogeodetic observations.*

QDaedalus sistemi ile 10 nirengi noktasında gerçekleştirilen astronomik gözlemler, 2 kişilik bir ekiple, 5 farklı günde (Mayıs-Temmuz 2018) yapılan arazi çalışmaları sonucu bitirilebilmiştir. QDaedalus sistemi ile astronomik gözlemlere başlayabilmek için; sistemin nokta üzerine kurulumu, CCD kamera kalibrasyonu ve teleskobun referans yıldıza oryantasyonu başarılı bir biçimde tamamlanmalıdır (Bkz. Guillume vd., 2015; Hauk vd., 2017; Albayrak vd. 2020a; Albayrak ve Guillaume, 2021). Ölçme aletinin kurulduğu noktada, sistem ile yapılan astronomik ölçmelere “oturum” denilmektedir. Jeodezik ölçmelerdeki prensip ile hareket edilerek, bir oturumda arazi operatörü tarafından belirtilen her bir astronomik gözlem süresi ise “seri” olarak adlandırılmıştır. Hauk vd. (2017) tarafından bir seri gözlemin 15 dk. ve hava şartlarının açık gökyüzüne imkan verdiği oranda bir oturumda 3–4 seri gözlem yapılması önerilmiştir. Bu çalışmada, belirtilen öneri doğrultusunda, her bir seri 15 dk. olmak üzere, hava şartlarına bağlı olarak bir oturumda 2–4 seri gözlem gerçekleştirilmiştir. Gözlemlenen serilerin ortalamaları alınarak, o nirengi noktasına ait çekül sapma bileşenleri tanımlanmıştır. Münih’te bir oturumda gözlemlenen seri sayısı, serilerin ortalaması alınarak bir oturumda elde edilen çekül sapma bileşenleri ve standart sapmaları,

noktaların orijinal isimlendirilmesi ile birlikte Çizelge 1’de verilmiştir. Bu çizelgede, maksimum standart sapma değerlerinin K-G ( $\xi$ ) bileşeninde  $\pm 0.25''$ ; D-B ( $\eta$ ) bileşeninde ise  $\pm 0.17''$  olduğu görülmektedir. QDaedalus ve TZK2-D ile her bir yer noktasında gözlemlenen, bir oturumdan ya da oturum ortalamasından (tekrarlı gözlem yapılan noktalarda) elde edilen çekül sapma bileşenleri ve iki sistem arasındaki farklar ise Çizelge A1’de (Ekler) yer almaktadır. TZK2-D’nin QDaedalus sistemine göre daha yüksek doğrulukta olmasına rağmen, bu sistemin de hata bulundurduğu unutulmamalıdır. Ayrıca, Çizelge A1’de, 8 ve 10 numaralı nirengi noktalarında, iki sistem arasındaki farkın K-G yönünde yaklaşık  $0.5''$  olmasının nedeninin, astronomik gözlemlerin aynı şartlarda yapılamamasından ve gözlemlenen yıldız sayısındaki farklılıktan kaynaklandığı göz önünde bulundurulmalıdır. Münih’te QDaedalus sistemi ile gerçekleştirilen gözlemlerle ilgili daha ayrıntılı bilgiye, gözlemlenen her bir seriye ait çekül sapma bileşenlerine ve yer noktalarına ait jeosentrik jeodezik koordinatlara Albayrak vd. (2020a) yayınından ulaşılabilir.

Çizelge 1. Münih bölgesinde QDaedalus sistemi ile bir oturumda gözlemlenen seri sayısı, ortalama astrojeodezik çekül sapma verileri ve bunların standart sapmaları ( $\sigma$ ). Seri, ~15 dk’lık yapılan astrojeodezik gözlem süresini ve toplam seri ise bir oturumda yapılan seri sayısını ifade etmektedir.

*Table 1. The observed astrogeodetic vertical deflection (VD) sessions completed during one system installation, with the mean VD data and their standard deviations ( $\sigma$ ) in the Munich region. Session: ~15 minute astrogeodetic observation duration. Total session: all sessions per system installation.*

Nokta Adı	Orijinal Nokta Adı	Toplam Seri	$\xi$	$\eta$	$\sigma_{\xi}$	$\sigma_{\eta}$
1	7731	3	-0.14	2.01	0.07	0.17
2	593	4	-0.04	1.90	0.15	0.16
3	594	4	0.27	1.76	0.21	0.13
4	596	2	0.91	2.81	0.25	0.10
5	36900	4	1.19	3.61	0.06	0.11
6	600	2	2.02	2.57	0.11	0.02
7	601	2	2.06	2.84	0.11	0.04
8	602	2	1.16	3.41	0.14	0.06
9	603	4	1.57	3.40	0.13	0.12
10	8033	3	2.46	3.80	0.21	0.10

## QDaedalus ile Gözlemlenen ve GGMplus ve EGM2008 Modelleri ile Kestirilen Çekül Sapma Verilerinin Karşılaştırılması

Bu çalışmada, Münih bölgesinde QDaedalus sistemiyle gözlemlenen çekül sapma verileri, GGMplus ve EGM2008 global gravite alan modellerinden kestirilen çekül sapma verileri ile karşılaştırılarak (Çizelge 2), bu modellerin çalışma bölgesi için sağladığı doğruluk araştırılmıştır. Global gravite alan modeli olarak GGMplus ve EGM2008 modellerinin tercih edilmesinin nedeni, bu iki modelin daha önce bu çalışma ile aynı amaçla İstanbul'da gerçekleştirilen çalışmada kullanılmış olmasıdır. Böylece, bu çalışmadan elde edilen sonuçların, İstanbul'da yapılan çalışma ile mukayesesi mümkün olmuştur (Bkz. Tartışma bölümü).

Çizelge 2. GGMplus ve EGM2008 modelleri ile kestirilen çekül sapma verileri ve QDaedalus ile gözlemlenen çekül sapmaları verileri ve birbirleriyle karşılaştırılması (tüm birimler yaysaniyesi).

Table 2. Comparison of GGMplus- and EGM2008-predicted astrogeodetic vertical deflection (VD) data and QDaedalus observed VD data (units are arcseconds).

Nokta adı	GGMplus		EGM2008		QDaedalus-GGMplus		QDaedalus-EGM2008		EGM2008-GGMplus	
	$\xi$	$\eta$	$\xi$	$\eta$	$\xi$	$\eta$	$\xi$	$\eta$	$\xi$	$\eta$
1	0.00	2.00	0.28	1.90	-0.14	0.01	-0.42	0.11	0.28	-0.10
2	0.00	2.08	0.34	1.76	-0.04	-0.18	-0.38	0.14	0.34	-0.32
3	0.00	2.10	0.23	2.10	0.27	-0.33	0.04	-0.34	0.23	0.01
4	0.62	2.54	0.36	2.70	0.29	0.27	0.55	0.11	-0.26	0.16
5	1.33	3.80	1.96	3.91	-0.15	-0.19	-0.77	-0.30	0.63	0.11
6	2.02	2.80	1.89	3.28	0.00	-0.23	0.13	-0.71	-0.13	0.48
7	1.93	2.57	1.27	2.38	0.13	0.27	0.79	0.46	-0.66	-0.20
8	1.43	3.29	1.60	2.28	-0.27	0.12	-0.44	1.13	0.17	-1.02
9	1.62	3.00	1.59	1.61	-0.05	0.39	-0.02	1.78	-0.03	-1.39
10	2.30	3.57	1.60	2.27	0.16	0.24	0.86	1.53	-0.70	-1.29

Çizelge 2'de, QDaedalus sistemi ve GGMplus modeli arasındaki çekül sapma bileşenleri farklarına bakıldığında, ortalama farkın hem K-G ( $\xi$ ) hem de D-B ( $\eta$ ) bileşenlerinde yaklaşık 0.2" olduğu, maksimum farkların ise K-G bileşeninde 0.3"; D-B bileşeninde 0.4" olduğu görülmektedir. QDaedalus ve EGM2008 arasındaki farklara bakıldığında ise, GGMplus'a kıyasla farkların daha fazla olduğu ve maksimum farkların K-G bileşeninde 0.9"; D-B bileşeninde ise 1.8" olduğu görülmektedir. Ayrıca bu çizelgede, EGM2008 ile GGMplus modelleri arasındaki farklarının bulunduğu son iki sütun ise, modeller arasındaki omisyon hatalarını göstermektedir. Omisyon hatası,

gözlemlenen ve modellenen veriler arasındaki temel farktır (omisyon hatası için bkz. Hirt vd., 2010b; Jekeli, 2012). Çizelge 2’de görüldüğü üzere, GGMplus’ın omisyon hatası, EGM2008’e göre daha azdır. Çünkü, GGMplus ~250 m ile 10 km arasındaki yüksek frekansa sahip sinyali modelleyerek, omisyon hatasını minimize edebilmektedir (Albayrak vd., 2020a).

## TARTIŞMA

EGM2008 modeli, Pavlis vd. (2012) tarafından yayımlanmış olduğu tarihten bu yana, GGMplus gibi birçok global gravite alan modelinin geliştirilmesine katkı sağlamıştır. EGM2008 modeli vasıtasıyla geliştirilen global gravite alan modellerinin birçoğuna ICGEM web sayfasından erişilebilmektedir. Örneğin; EIGEN-6C4 (Förste vd., 2014), GECO (Gilardoni vd., 2016), SGG-UGM-1 (Liang vd., 2018), XGM2016 (Pail vd., 2018). EGM2008’in bir üst sürümü olan EGM2020 modelinin geliştirilmesi çalışmaları güncel olarak devam etmektedir (Barnes vd. 2015).

Bu çalışma kapsamında, Münih bölgesinde QDaedalus ile gözlemlenen veriler, GGMplus ve EGM2008 modelleri ile kestirilen veriler ile karşılaştırıldığında, GGMplus ile elde edilen verilerin gözlemlenen verilere çok yakın olduğu, maksimum farkın D-B yönünde ~0.4" olduğu görülmüştür (Bkz. Çizelge 2). EGM2008’in ise GGMplus kadar başarılı olmadığı vurgulanmıştır. GGMplus’ın, EGM2008 verileri ile birlikte, uydu gravite ve SRTM topografya verileri ile zenginleştirilmesinden dolayı daha yüksek çözünürlüğe sahip olması daha iyi sonuç elde edilmesine neden olarak gösterilmiştir. Münih’te yapılan bu çalışmaya benzer bir uygulama, daha önce Albayrak vd. (2020a) tarafından İstanbul’da gerçekleştirilmiştir. Münih’te olduğu gibi, İstanbul’da da QDaedalus sistemi ile gözlemlenen çekül sapma verileri, EGM2008 ve GGMplus modelleri vasıtasıyla kestirilen çekül sapma verileri ile karşılaştırılmıştır.

Albayrak vd. (2020a) tarafından, İstanbul’da QDaedalus sistemi gözlemleri için, İstanbul GPS Nirengi Ağı (İGNA; Ayan vd. 2006; Albayrak vd. 2020b) projesi kapsamında tesis edilen ve GPS ölçmeleri ile jeosentrik jeodezik koordinatları belirlenen yaklaşık 1200 mevcut yer noktası arasından özellikle İstanbul’un kıyı ve dağlık bölgelerinde seçilen 30 yer noktası kullanılmıştır. Bu noktalardan 21 tanesi İstanbul’un kıyı kesiminde, 9 tanesi ise iç kesiminde yer almaktadır. QDaedalus ile

gözlemlenen veriler, GGMplus ve EGM2008 modelleri ile kestirilen veriler ile karşılaştırıldığında, kıyı ve iç kesimde elde edilen sonuçların büyük farklılıklar göstermesi sonuçların kıyı ve iç kesim olarak iki farklı sınıfta incelenmesine neden olmuştur. İstanbul'un kıyı kesimlerinde seçilen 21 noktadan 15'inde, QDaedalus ile GGMplus ve EGM2008 arasındaki farkın 2" den fazla olduğu ve 6" büyüklüğe kadar ulaştığı görülmüştür. İstanbul'un iç kesimlerinde ise, gözlemler ile modeller arasındaki farkların oldukça az olduğu görülmüştür. QDaedalus ile GGMplus arasındaki maksimum farklar K-G bileşeninde 1"; D-B bileşeninde 1.5", EGM2008 ile arasındaki maksimum farklar ise K-G bileşeninde 1.9"; D-B bileşeninde 1" olarak raporlanmıştır.

İstanbul'un kıyı bölgelerinde gözlemlenen ve modellerle kestirilen veriler arasındaki büyük farkların, EGM2008'in geliştirilmesinde kullanılan uydu radar altimetre ölçmeleriyle üretilen Danimarka Ulusal Uzay Merkezi (Danish National Space Center-DNSC; Andersen ve Knudsen, 2009; Andersen vd., 2010) verilerinden kaynaklandığı Pavlis vd. (2012) ve Albayrak vd. (2020a) tarafından vurgulanmıştır. EGM2008 uydu radar altimetre verileri GGMplus'ın geliştirilmesinde de kullanıldığı için hem EGM2008 hem de GGMplus ile kıyı bölgelerinde elde edilen veri kalitesi düşüktür, fakat GGMplus'ın gözlemlenen değerlere daha yakın olduğu kıyı bölgelerinde de görülmüştür. İstanbul'un iç kesimlerinde yapılan karşılaştırma, daha önceki mukayeselerle benzer bir sonuca ulaşmamızı; GGMplus'ın, gözlemlenen değerlere daha yakın olduğunu bir kez daha göstermiştir. Sonuç olarak, Münih'te ve İstanbul'un iç kesimlerinde, GGMplus ve EGM2008 ile kestirilen değerlerde, uydu radar altimetre verileri ile üretilen deniz gravite verileri rol oynamadığından dolayı modellerle kestirilen değerlerin, QDaedalus ile gözlemlenen değerlere daha yakın olduğu tespit edilmiştir.

## **SONUÇLAR VE ÖNERİLER**

Astrojeodezik sistemlerle gözlemlenen çekül sapma verisi gravimetrik, hava ve uydu teknikleri ile üretilen gravite verilerinin hem kalite kontrolünde hem de doğruluğunun değerlendirilmesinde kullanılabilen bağımsız bir veri olması sebebiyle çok büyük bir öneme sahiptir. Ancak, dünya genelinde gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma verisi oldukça azdır. Bu kadar önemli bir veri setinin, geçmişten günümüze bu denli az üretilmesine sebep olarak; (i) 2000 yılı öncesi üretilen astrojeodezik sistemlerin kullanımının ve gözlem sonrası veri değerlendirmenin zor olması, (ii) 2000'li yıllarda

CCD'nin icadı ile geliştirilen SZKS'lerin ise kısıtlı üretilmeleri ve genellikle boyutlarının büyük olmalarından dolayı nakliyelerinin meşakkatli olması gösterilmektedir (Hirt ve Wildermann, 2018). Analog astrojeodezik sistemlerde yaşanan problemlere çözüm olarak üretilen SZKS'lerle ilgili bahsedilen zorluklar, hafif ve portatif bir sistem olan total station temelli QDaedalus sisteminin geliştirilmesi ile aşılmıştır. QDaedalus sistemi ile ilgili bu makale kapsamında bahsedilen başta Münih bölgesindeki uygulama olmak üzere, Avrupa ve Avustralya'daki diğer çalışmalar, QDaedalus'un endüstrileşmesi ve dolayısıyla daha yaygın kullanılması durumunda dünyanın birçok farklı bölgesinde astrojeodezik çekül sapma verisinin kolaylıkla gözlemlenebileceğinin bir göstergesidir.

Bu çalışmada, QDaedalus sistemi ile Münih'te gözlemlenen çekül sapma verisi, GGMplus ve EGM2008 global gravite alan modellerinin kalitesini kontrol etmek için kullanılmıştır. Her iki model ile kestirilen çekül sapma verilerinin QDaedalus ile gözlemlenen çekül sapma verilerine yakın sonuçlar verdiği, fakat GGMplus'ın, EGM2008 yersel gravite verilerini de içeren birleşik bir model olması nedeniyle, EGM2008'e göre daha yüksek doğrulukta olduğu görülmüştür. Münih'te elde edilen bu sonuçlar, daha önce Albayrak vd. (2020a) tarafından İstanbul'da aynı amaçla yapılan uygulama sonuçları ile de karşılaştırılmıştır. İstanbul'un iç kesimlerinde elde edilen sonuçların, Münih'te gerçekleştirilen uygulama sonuçlarına benzer olduğu, İstanbul'un kıyı kesimlerindeki sonuçların ise EGM2008'in hesaplanmasında kullanılan uydu radar altimetre verilerinin yetersizliğinden dolayı düşük doğruluğa sahip olduğu belirtilmiştir. Sonuç olarak, hem Münih bölgesinde hem de İstanbul'un kıyı ve iç kesimlerindeki gözlemlerde, GGMplus ile elde edilen çekül sapma bileşenlerinin kalitesinin, EGM2008'den daha iyi olduğu neticesine ulaşılmıştır. Gerçekleştirilen bu çalışmalar, mevcut ve ileride geliştirilecek global gravite alan modellerinin kalitesinin QDaedalus sistemi ile gözlemlenen ve gözlemlenecek verilerle değerlendirebileceğini göstermiştir.

## **TEŞEKKÜR**

Münih'te QDaedalus sistemi ile gerçekleştirilen arazi çalışmaları, Alman Akademik Değişim Servisi (DAAD) kısa dönem araştırma bursu, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) BİDEB 2214-A Doktora Sırası Araştırma Bursu (proje no: 1059B141601200; Albayrak ve Hirt, 2018a) ve Münih Teknik Üniversitesi

Astronomik ve Fiziksel Jeodezi Enstitüsü tarafından desteklenmiştir. Bu veri setinin EGM2008 (Pavlis vd. 2012) ve GGMplus (Hirt vd. 2013) ile karşılaştırılması ve yapılan çalışmanın makaleye dönüştürülmesi sürecindeki destekleri için ise TÜBİTAK BİDEB 2219 Doktora Sonrası Araştırma Burs Programı'na (proje no: 1059B192000149) ve İsviçre La Haute Ecole d'Ingénierie et de Gestion du Canton de Vaud (HEIG-VD) Yersel Mühendislik Enstitüsü'ne teşekkür ederiz. Ayrıca bu çalışmayı inceleyen, zaman ve emek harcayarak yayının bilimsel kalitesinin artmasına yardımcı olan Dr. Elmas Sinem İnce ve gizli hakeme katkılarından dolayı teşekkürlerimizi sunarız. Şekil 3'teki harita QGIS kullanılarak çizdirilmiştir (OpenStreetMap, 2019).

## KAYNAKLAR

Abele, M., Balodis, J., Janpaule, I., Lasmame, I., Rubans, A., Zariņš, A., 2012. Digital zenith camera for vertical deflection determination. *Geodesy and Cartography*, 38(4),123–129. <https://doi.org/10.3846/20296991.2012.755324>.

Albayrak M., Hirt C., 2018a. Determining the Astrogeodetic Geoid Profile of the Munich Region Using the QDaedalus System. Final Report BİDEB 2214-A, The Scientific and Technological Research Council of Turkey (TUBİTAK), Ankara, Turkey, p. 63.

Albayrak, M., Hirt, C., 2018b. Astrogeodetic observations at Geodetic Observatory Wettzell, Geodetic Observatory Wettzell, Technical Report, p.43.

Albayrak, M., Hirt, C., Guillaume, S., Hauk, M., Halicioğlu, K., 2018. Testing the QDaedalus measurement system for astrogeodetic observation of the gravity field. AGU Fall Meeting 2018, Abstracts. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2018AGUFM.G51F0534A>.

Albayrak, M., Halicioğlu, K., Özlüdemir, M.T., Basoğlu, B., Deniz, R., Tyler, A.R.B., Aref, M.M., 2019a. The use of the automated digital zenith camera system in Istanbul for the determination of astrogeodetic vertical deflection. *Boletim de Ciências Geodésicas* 25(4).

Albayrak, M., Hirt, C., Guillaume, S., Özlüdemir, M.T., Halicioğlu, K., Basoğlu, B., 2019b. New astrogeodetic observations of vertical deflections at the Istanbul astrogeodetic network demonstrate issues in global gravity models along coastlines. In 27th IUGG General Assembly.

Albayrak, M., 2020. Assessment of global gravity models in coastal zones: A case study using astrogeodetic vertical deflections in Istanbul, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.

Albayrak, M., Hirt, C., Guillaume, S., Halicioglu, K., Özlüdemir, M.T., Shum, C.K., 2020a. Quality assessment of global gravity field models in coastal zones: a case study using astrogeodetic vertical deflections in Istanbul, Turkey. *Studia Geophysica et Geodaetica* 64 (3). <https://doi.org/10.1007/s11200-019-0591-2>.

Albayrak, M., Özlüdemir, M.T., Aref, M.M., Halicioglu, K., 2020b. Determination of Istanbul geoid using GNSS/levelling and valley cross levelling data. *Geodesy and Geodynamics* 11 (3). <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.01.003>.

Albayrak, M., Guillaume, S., 2021. Astrojeodezide QDaedalus sistemi uygulamaları: Bir İnceleme (applications of the QDaedalus system in astrogeodesy: A Review), *Harita Dergisi* 165 (Baskıda).

Andersen, O.B., Knudsen, P., 2009. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114(C11). <https://doi.org/10.1029/2008JC005179>.

Andersen, O.B., Knudsen, P., Berry, P.A., 2010. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry. *Journal of Geodesy* 84(3):191-9. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0355-9>.

Ayan, T., Deniz, R., 2000. Fiziksel Jeodezi Ders Notu. İstanbul Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Jeodezi Anabilim Dalı, İstanbul, Türkiye.

Ayan, T., Deniz, R., Arslan, E., Celik, R.N., Denli, H.H., Akyılmaz, O., Ozsamlı, C., Özlüdemir, M.T., Erol, S., Erol, B., Acar, M., Mercan, H., & Tekdal, E., (2006). İstanbul GPS nirengi ağı (İGNA) 2005-2006 yenileme ölçü ve değerlendirmesi. İstanbul Teknik Üniversitesi Rapor 2005 /3123, Vol. 1, İstanbul, Turkey, s.186.

Aydın, C., 2014. Fiziksel Jeodezi Ders Notu. Yıldız Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Harita Mühendisliği, İstanbul, Türkiye.



Barnes, D., Factor, J.K., Holmes, S.A., Ingalls, S., Presicci, M.R., Beale, J., Fecher, T., 2015. Earth gravitational model 2020. AGU Fall Meeting 2015, Abstracts. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2015AGUFM.G34A..03B/abstract>.

Bevis, M., Melini, D., Spada, G., 2016. On computing the geoelectric response to a disk load. *Geophysical Journal International* 205(3):1804-12. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw115>.

Bucha, B., Janák, J.A., 2013. MATLAB-based graphical user interface program for computing functionals of the geopotential up to ultra-high degrees and orders. *Computers and Geosciences* 56:186-96.

Bürki, B., Müller, A., Kahle, H.G., 2004. DIADEM: The new digital astronomical deflection measuring system for high-precision measurements of deflections of the vertical at ETH Zurich. In: Marti U et al. (ed) Electronic proceedings of IAG GGSM2004 meeting in Porto, Portugal. Published also in CHGeoid2003, Report 03-33 A, Bundesamt für Landestopographie (swisstopo), Wabern, Schweiz.

Bürki, B., Guillaume, S., Sorber, P., Oesch, H.P., 2010. DAEDALUS: A versatile usable digital clip-on measuring system for total stations. In 2010 International Conference on Indoor Positioning and Indoor Navigation. IEEE. <https://doi.org/10.1109/IPIN.2010.5646270>.

Charalampous, E., Psimoulis, P., Guillaume, S., Spiridonakos, M., Klis, R., Bürki, B., Rothacher, M., Chatzi, E., Luchsinger, R., Feltrin, G., 2015. Measuring sub-mm structural displacements using QDaedalus: A digital clip-on measuring system developed for total stations. *Applied Geomatics* 7(2):91-101. <https://doi.org/10.1007/s12518-014-0150-z>.

Featherstone, W.E., Rüeger, J.M., 2000. The importance of using deviations of the vertical in the reduction of terrestrial survey data to a geocentric datum. *Trans-Tasman Surv* 1(3):46–61. <https://doi.org/10.1080/00050326.2000.10440341>. [Erratum in *The Australian Surveyor* 47(1):7] <https://doi.org/10.1080/00050356.2002.10558836>.

Förste, C., Bruinsma, S.L., Abrikosov, O., Lemoine, J.M., Marty, J.C., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F., Biancale, R., 2014. EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services, <http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>.

Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2016. GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Stud Geophys Geod* 60, 228–247. <https://doi.org/10.1007/s11200-015-1114-4>.

Guillaume, S., Bürki, B., Griffet, S., Durand, H.M., 2012. QDaedalus: Augmentation of total stations by CCD sensor for automated contactless high-precision metrology. In FIG working Week.

Guillaume, S., 2015. Determination of a precise gravity field for the CLIC feasibility studies. PhD Thesis, Dissertation Nr. 22590, Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zurich, Switzerland. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-010549038>.

Guillaume, S., Clerc, J., Bürki, B., 2015. QDaedalus digital clip-on measuring system for total station user manual, Institute of Geodesy and Photogrammetry, Geodesy and Geodynamics Laboratory, ETH Zurich, Switzerland.

Guillaume, S., Clerc, J., Leyder, C., Ray, J., Kistler, M. 2016. Contribution of the image-assisted theodolite system QDaedalus to geodetic static and dynamic deformation monitoring. In 3rd Joint International Symposium on Deformation Monitoring(JISDM). [http://www.fig.net/resources/proceedings/2016/2016\\_03\\_jisdmsubmission66.pdf](http://www.fig.net/resources/proceedings/2016/2016_03_jisdmsubmission66.pdf).

Halicioglu, K., Deniz, R., Özener, H., 2016. Digital astro-geodetic camera system for the measurement of the deflections of the vertical: Tests and results. *International Journal of Digital Earth* 9(9):914–23. <https://doi.org/10.1080/17538947.2016.1189612>.

Hauk, M., Hirt, C., Ackermann, C., 2017. Experiences with the QDaedalus system for astrogeodetic determination of deflections of the vertical. *Survey Review* 49(355):294-301. <https://doi.org/10.1080/00396265.2016.1171960>.

Heiskanen, W.A., Moritz, H., 1967. Fiziksel Jeodezi (Çeviri:Onur GÜRKAN), W.H. Freeman and Co., San Francisco.

Heiskanen, W.A., Moritz, H., 1984. Physical Geodesy. Institute of Physical Geodesy, Technical University Graz, Austria.

Hirt, C., 2001. Automatic determination of vertical deflections in real-time by combining GPS and digital Zenith Camera for solving the "GPS-Height-Problem". In 14th International Technical Meeting of The Satellite Division of the Institute of Navigation 2001 (pp. 2540-51).

Hirt, C., Bürki, B., 2003. The digital zenith camera-a new high-precision and economic astrogeodetic observation system for real-time measurement of deflections of the vertical. In 3rd Meeting International Gravity and Geoid Commission of the International Association of Geodesy (pp. 161-6). Editions Ziti. <https://espace.curtin.edu.au/handle/20.500.11937/15374>.

Hirt, C., 2004. Entwicklung und Erprobung eines digitalen Zenitkamarasystems für die hochpräzise Lotabweichungsbestimmung. PhD Thesis, Wissen. Arb. Fach. Vermessungswesen Univ. Hannover Nr. 253 [Almanca]. <http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01dh04/393223965.pdf>.

Hirt, C., 2006. Monitoring and analysis of anomalous refraction using a digital zenith camera system. Astronomy & Astrophysics 459(1):283-90. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20065485>.

Hirt, C., Bürki, B., 2006. Status of geodetic astronomy at the beginning of the 21st century. In: Festschrift Univ.- Prof. Dr.- Ing. Prof. h.c. Günter Seeber anlässlich seines 65. Geburtstages und der Verabschiedung in den Ruhestand, (Hirt C., Ed.), Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik an der Universität Hannover 258: 81–99.

Hirt, C., Flury, J., 2008. Astronomical–topographic levelling using high-precision astrogeodetic vertical deflections and digital terrain model data. Journal of Geodesy 82(4–5):231–48. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0173-x>.

Hirt, C., Seeber, G., 2008. Accuracy analysis of vertical deflection data observed with the Hannover Digital Zenith Camera System TZK2-D. *Journal of Geodesy* 82(6):347-56. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0184-7>.

Hirt, C., 2010. Prediction of vertical deflections from high-degree spherical harmonic synthesis and residual terrain model data. *Journal of Geodesy* 84(3): 179–90. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0354-x>.

Hirt, C., Bürki, B., Somieski, A., Seeber, G., 2010a. Modern determination of vertical deflections using digital zenith cameras. *Journal of Surveying Engineering* 136 (1): 1–12. <https://ascelibrary.org/doi/pdf/10.1061/%28ASCE%29SU.1943-5428.0000009>.

Hirt, C., Marti, U., Bürki, B., Featherstone, W.E., 2010b. Assessment of EGM2008 in Europe using accurate astrogeodetic vertical deflections and omission error estimates from SRTM/DTM2006. 0 residual terrain model data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115(B10).

Hirt, C., Guillaume, S., Wisbar, A., Bürki, B., Sternberg, H., 2010c. Monitoring of the refraction coefficient in the lower atmosphere using a controlled setup of simultaneous reciprocal vertical angle measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115(D21). <https://doi.org/10.1029/2010JD014067>.

Hirt, C., Schmitz, M., Feldmann-Westendorff, U., Wübbena, G., Jahn, C.H., Seeber, G., 2011. Mutual validation of GNSS height measurements and high-precision geometric-astronomical leveling. *GPS Solutions* 15(2):149-59.

Hirt, C., 2012. Anomalous atmospheric refraction and comments on 'fast and accurate determination of astronomical coordinates...' (Balodimos et al., 2003. *Survey Review*, 37(290): 269–75). *Survey Review* 44(327):285-9. <https://doi.org/10.1179/175227012X13455477714906>.

Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., Rexer, M., 2013. New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical research letters* 40(16):4279-83.

Hirt, C., Wildermann, E., 2018. Reactivation of the Venezuelan vertical deflection data set from classical astrogeodetic observations. *Journal of South American Earth Sciences* 85: 97-107. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.003>.

Ince, E.S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., Schuh, H., 2019. ICGEM–15 years of successful collection and distribution of global

gravitational models, associated services, and future plans. *Earth System Science Data* 11(2).

Jekeli, C., 1999. An analysis of vertical deflections derived from high-degree spherical harmonic models. *Journal of Geodesy* 73(1): 10–22.

Jekeli, C., 2012. Omission error, data requirements, and the fractal dimension of the geoid. In VII Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy (pp. 181–187). Springer, Berlin, Heidelberg.

Liang, W., Xu, X., Li, J., Zhu, G., 2018. The determination of an ultra-high gravity field model SGG-UGM-1 by combining EGM2008 gravity anomaly and GOCE observation data, *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 47 (4): 425–434, <https://doi.org/10.11947/j.AGCS.2018.20170269>.

Morozova, K., Jäger, R., Balodis, J., Silabriedis, G., Kaminskis, J., Kalinka, M., Balodis, K., Mitrofanovs, I., 2019. Preliminary Results on Quasi-Geoid for Western Part of Latvia Using Digital-Zenith Camera and DFHRS V. 4.3 Software. *Geophysica*. 54(1):61-8.

OpenStreetMap, 2019. OpenStreetMap Wiki ([http://wiki.openstreetmap.org/wiki/Main\\_Page](http://wiki.openstreetmap.org/wiki/Main_Page)).

Pail, R., Fecher, T., Barnes, D., Factor, J.F., Holmes, S.A., Gruber, T., Zingerle, P., 2018. Short note: the experimental geopotential model XGM2016. *Journal of geodesy*, 92(4), pp.443-451. <https://doi.org/10.1007/s00190-017-1070-6>.

Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth* 117(B4). <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>.

Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2013. Correction to “The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118(5):26-33. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50167>.

Pick, M., Picha, J., Vyskočil, V., 1973. *Theory of earth's gravity field*. Amsterdam, London, New York: Elsevier Scientific Publishing Company.

Schack, P., Hirt, C., Hauk, M., Featherstone, W.E., Lyon, T.J., Guillaume, S., 2018. A high-precision digital astrogeodetic traverse in an area of steep geoid gradients close

to the coast of Perth, Western Australia. *Journal of Geodesy* 92(10): 1143-1153. <https://doi.org/10.1007/s00190-017-1107-x>.

Seeber, G., 2003. *Satellite Geodesy*. W. de Gruyter: Berlin, New York. Second edition.

Sigl, R., 1991. *Geodätische Astronomie*. Wichmann, 4. Auflage.

Smith, D.A., Holmes, S.A., Li, X., Guillaume, S., Wang, Y.M., Bürki, B., Roman, D.R., Damiani, T.M., 2013. Confirming regional 1 cm differential geoid accuracy from airborne gravimetry: the geoid slope validation survey of 2011. *Journal of Geodesy* 87(10–12):885–907. <https://doi.org/10.1007/s00190-013-0653-0>.

Soler, T., Han, J.Y., Weston, N.D., 2013. On deflection of the vertical components and their transformations. *Journal of Surveying Engineering* 140(2):04014005(1-15). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000126](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000126).

Somieski, A.E., 2008. *Astrogeodetic geoid and isostatic considerations in the North Aegean Sea, Greece* (Doctoral dissertation, ETH Zurich). <https://doi.org/10.3929/ethz-a-005710420>.

Tian, L., Guo, J., Han, Y., Lu, X., Liu, W., Wang, Z., Wang, B., Yin, Z., Wang, H., 2014. Digital zenith telescope prototype of China. *Chinese Science Bulletin* 59(17):1978-83. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0256-z>.

Torge, W., Müller, J., 2012. *Geodesy*. 4th edition. De Gruyter, Berlin.

Tóth, G., Völgyesi, L., 2017. Data processing of QDaedalus measurements. *Geosciences and Engineering* 5(8):147-64.

Tóth, G., Völgyesi, L., 2018. Experiences of QDaedalus measurements. *Geosciences and Engineering* 6(9):75-86

u-blox AG, 2015. NEO-6T/LEA-6T product summary.

Üstün, A., 2006. *Fiziksel Jeodezi, Lisans Ders Notları*. Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği, Konya, Türkiye.

Vittuari, L., Tini, M.A., Sarti, P., Serantoni, E., Borghi, A., Negusini, M., Guillaume, S., 2016. A comparative study of the applied methods for estimating deflection of the vertical in terrestrial geodetic measurements. *Sensors* 16(4):565. <https://doi.org/10.3390/s16040565>.

Voigt, C., 2013. Astrogeodatische Lotabweichungen zur Validierung von Schwerefeldmodellen, Doctoral Dissertation, Hannover: Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik der Leibniz University [Almanca].

Volařík, T., Machotka, R., Kuruc, M., Puchrik, L., Jurčík, J., 2013. Determination of quasigeoid in local network using modern astrogeodetic technologies. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 10(172):437-42.

Wang, B., Tian, L., Wang, Z., Yin, Z., Liu, W., Qiao, Q., Wang, H., Han, Y., 2014. Image and data processing of digital zenith telescope (DZT-1) of China. *Chinese Science Bulletin* 59(17):1984-91. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0277-7>.

Wang, Y.M., Becker, C., Mader, G., Martin, D., Li, X., Jiang, T., Breidenbach, S., Geoghegan, C., Winester, D., Guillaume, S., Bürki, B., 2017. The Geoid slope validation survey 2014 and GRAV-D airborne gravity enhanced geoid comparison results in Iowa. *Journal of Geodesy* 91(10):1261-76. <https://doi.org/10.1007/s00190-017-1022-1>.

Wielen, R., Schwan, H., Dettbarn, C., Lenhardt, H., Jahreiss, H., Jährling, R., 1999. Sixth Catalogue of Fundamental Stars (FK6). Part I. Basic fundamental stars with direct solutions. *Veröffentlichungen des Astronomischen Rechen-Instituts Heidelberg, Germany*.

Willi, D., Guillaume, S., 2019. Calibration of a Six-Axis Robot for GNSS Antenna Phase Center Estimation. *Journal of Surveying Engineering*. 145(4):04019016. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000291](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000291).

Zariņš, A., Rubans, A., Silabriedis, G., 2016. Digital zenith camera of the University of Latvia. *Geodesy and Cartography* 42(4):129-35. <http://dx.doi.org/10.3846/20296991.2016.1268434>.

Zariņš, A., Rubans, A., Silabriedis, G., 2018. Performance analysis of Latvian zenith camera. *Geodesy and Cartography* 44(1):1-5. <https://doi.org/10.3846/gac.2018.876>.

**EKLER**

Çizelge A1. Hannover SZKS TZK2-D (doğruluğu  $\sim 0.1''$ ) ve QDaedalus sistemi (doğruluğu  $\sim 0.2''$ ) ile gözlemlenen astrojeodezik çekül sapma bileşenlerine ait oturma ortalamaları ve iki sistem arasındaki farklar (tüm birimler yay saniyesi).

*Table A1. Nightly-mean values of observed vertical deflections using Hannover DZCS' TZK2-D (accuracy  $\sim 0.1''$ ) and QDaedalus system (accuracy  $\sim 0.2''$ ), and their differences (units are arcseconds).*

Nokta No	TZK2-D		QDaedalus		Farklar	
	$\xi$	$\eta$	$\xi$	$\eta$	$v_{\xi}$	$v_{\eta}$
1	0.10	1.94	-0.14	2.01	0.24	-0.07
2	0.31	2.01	-0.04	1.90	0.35	0.11
3	0.34	1.90	0.27	1.76	0.07	0.14
4	0.77	2.59	0.91	2.81	-0.14	-0.22
5	1.41	3.45	1.19	3.61	0.23	-0.16
6	2.17	2.70	2.02	2.57	0.16	0.14
7	2.24	2.82	2.06	2.84	0.18	-0.02
8	1.61	3.39	1.16	3.41	0.45	-0.02
9	1.74	3.22	1.57	3.40	0.17	-0.18
10	2.00	3.71	2.46	3.80	-0.46	-0.09





Yerbilimleri, 2020, 41 (3), 247-297, DOI:10.17824/yerbilimleri.814748  
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni  
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

## Termal kızılötesi uydu görüntülerinden yüzey sıcaklığı ve ısı akısı hesapları: Türkiye'deki, yakın çevresindeki ve Dünya'daki volkanlardan örnekler

*Surface temperature and heat flux calculations using thermal infrared satellite imagery: Volcanoes in Turkey, its close proximity and worldwide examples*

İNAN ULUSOY <sup>1</sup>, CANER DİKER <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Hacettepe Üniversitesi, Beytepe Kampüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06800, Çankaya / Ankara, Türkiye

Geliş (received): 22 Ekim (October) 2020 Kabul (accepted) : 6 Aralık (December) 2020

### ÖZ

Yeryüzünde jeotermal girdiye bağlı sıcaklık anomalileri, fümeroller, buhar bacaları, bacaların etrafında alterasyon mineralizasyonları, buhar/gaz emisyonu ve yerin sıcak olduğu alanların varlığı ile belirgin hale gelir. Termal kızılötesi (TIR) uydu görüntüleri yeryüzünün ısı durumunu incelemeye ve gözlemlemeye olanak vermektedir. Kızılötesi tayftaki uydu görüntülerinden geniş alanlar için hassas 'yüzey sıcaklığı' hesaplamaları yapmak olanaklıdır. Yüzey sıcaklığı görüntüleri özellikle dağlık bölgelerde tek başına yorumlaması zor görüntülerdir. Öyle ki, gece çekilmiş termal uydu görüntüleri dahi gündüzden artakalan güneş ısını gece geç saatlere kadar kaydedebilir. Dolayısıyla TIR görüntüler topoğrafik düzeltme yapılarak kullanılmalıdır. Topoğrafik düzeltme sonucunda elde edilen görüntüler 'yüzey sıcaklığı anomalisi' görüntüleridir. Yüksek irtifa atmosferik sıcaklık verisi ile birlikte TIR uydu görüntülerinden 'ışyan bağlı ısı akısı' hesaplamak mümkündür. Yüzey sıcaklığı anomalisi görüntüleriyle birlikte ışyan bağlı ısı akısı görüntüleri ısı analizlerde ve jeotermal haritalamalarda oldukça kullanışlı görüntülerdir.



İnan ULUSOY inan@hacettepe.edu.tr

İNAN ULUSOY ORCID 0000-0002-6343-9921  
CANER DİKER ORCID 0000-0002-9733-0633

Anadolu'dan, yakın çevresinden ve Dünya'dan örneklerle volkanlarda yüzey sıcaklığı anomalisi ve ışıyan bağlı ısı akısının ne gibi sonuçlar verdiğini ve farklı şiddetteki ısı volkanik faaliyetin bu sonuçları ne ölçekte çeşitlendirdiğini irdledik. Gerekli düzeltmeler ve işlemlerden sonra, TIR görüntülerinden hesaplanan yüzey sıcaklığı ile gerçek yeryüzü sıcaklığına dair kestirimde bulunmak mümkündür.

**Anahtar Kelimeler:** Termal anomali, TIR, ASTER, ısı akısı, Anadolu, Türkiye.

## **ABSTRACT**

*Thermal anomalies on the ground surface related with the geothermal input become evident with fumaroles, vapour vents, alteration mineralizations around these vents, vapour/gas emissions and hot grounds. Thermal infrared (TIR) satellite imagery allows investigation and monitoring of the thermal state of the earth surface. It is possible to make precise 'surface temperature' calculations for large areas using satellite imagery recording the thermal spectrum. Surface temperature imagery is hard to interpret solely, especially in mountainous areas. Even, thermal imagery acquired during nighttime can preserve relict solar heat till late hours after the sunset. Consequently, the TIR satellite images should be used with topographic correction. Imagery derived after topographic correction is called as 'surface temperature anomaly' images. With the contribution of upper-air temperature data, it is possible to calculate 'relative radiant heat flux' using TIR satellite images. Together with surface temperature anomaly images, relative radiative heat flux images are very powerful images for thermal analysis and geothermal mapping. Results of surface temperature anomaly and relative radiative heat flux calculations for worldwide examples, volcanoes from Anatolia and close proximity and the variety of the results depending on the intensity of the volcanic activity have been explicated. After necessary corrections and processes, surface temperature derived from TIR imagery may be used to estimate the real surface temperature.*

**Keywords:** Thermal anomaly, TIR, ASTER, heat flux, Anatolia, Turkey.

## GİRİŞ

Tüm maddeler gündüz ve gece boyunca Termal Kızılötesi (TIR) dalga boylarında (3 – 15  $\mu\text{m}$ ) enerji yayarlar; termal ışımanın gece, uydu (veya hava) görüntüleri ile kaydedilmesi, önemli keşif imkânları sunar (Sabins, 1997). 1950'li yıllarda askeri amaçlı araştırmalar ve yatırımlar ile başlayan termal görüntüleme (Sabins, 1997), jeotermal enerjiyi nicel tespit potansiyeli ile önemli bir jeofiziksel veri sunar. Termal görüntü alan uzaktan algılama uyduları genellikle 10,5 – 12,5  $\mu\text{m}$  arasındaki kızılötesi dalga boyunu kaydeder. Günümüzde termal aralıkta, çeşitli zamansal ve mekânsal çözünürlükte görüntü sunan uydu ve cihazlar bulunmaktadır (ör. ASTER, MODIS, Landsat, Sentinel). Termal görüntüler, mineralojik haritalamada, gaz ve gaz bulutu konsantrasyonu çalışmalarında, buharlaşma hesaplarında, zirai çalışmalarda, kent ısı-adası haritalama ve iklim çalışmalarında tutarlı ve sürekli veri sunmaktadır. Yeryüzü sıcaklığının nicel tespit potansiyeli, termal uydu görüntülerini volkanolojik, jeotermal ve nemlilik ile ilgili uzaktan algılama çalışmalarında vazgeçilmez bir veri seti haline getirmektedir.

Volkanik bacaların etrafındaki fümeroller ve sıcak/nemli yeryüzü, aktif volkanik ve hidrotermal sistemlerin düşük dereceli belirteçleridir. Yeraltındaki magmatik sistem ile fiziksel bir bağlantı olan baca sıcaklıkları, magmatik sisteme dair nicel çıkarımlar yapabilmemize izin verir ve magma derinliği, hacmi, kütle akısı veya enerji bütçesi gibi sisteme dair hesaplamalar yapabilmemize olanak verir (Harris ve Stevenson, 1997). Termal uzaktan algılama baca sıcaklıklarını yerel, havadan veya uydu üzerine yerleştirilmiş cihazlarla düzenli ve güvenli takip imkânı sağlar (Harris ve Stevenson, 1997). Bu temelde, farklı uydular üzerindeki kayıtçılarla kaydedilen TIR uydu görüntüleri jeotermal ve volkanik aktivitenin incelenmesinde (ör. Coolbaugh vd., 2007; Vaughan vd., 2008; van der Meer vd., 2014; Ramsey ve Flynn, 2020) ve volkanik bacalar etrafında ışıyan ısı akısının hesaplanmasında (ör. Gaonac'h vd., 1994; Harris ve Stevenson, 1997; Ganas vd., 2010; Vaughan vd., 2012; Ulusoy, 2016) kullanılabilecek önemli veri setleri sunmaktadır.

Türkiye’de termal uzaktan algılama ile ilgili çalışmalar bu tayf aralığının nicel jeofiziksel veri üretme potansiyelinin aksine çok sınırlıdır. Yer ve iklim bilimlerinin çeşitli alanlarında (ör. Yürür, 2006; Çelik ve Kalkan, 2012; Şener, 2016; Şekertekin, 2019; Akyürek, 2020) ve volkanoloji, jeotermal enerji alanında (ör. Ulusoy vd., 2008; Çapar, 2009; Ulusoy vd., 2012; Diker, 2014; Ulusoy, 2016; Erenoğlu vd., 2019) bu konuda çok az çalışma göze çarpmaktadır. Özellikle Türkçe kaynakçada metodolojik kavramların irdelendiği ve/veya uygulama niteliğindeki çalışmalar yok denecek kadar azdır. Nicel yeryüzü sıcaklığının, gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra tüm ülke çapında yüksek zamansal/uzamsal çözünürlükte ve doğrulukta hesaplanabileceği, uluslararası ücretsiz ve kolay erişimin olduğu geniş bir veri setinin kullanımını yaygınlaştırmanın önemli olduğunu düşünmekteyiz. Bu veri setlerinin doğru kullanımı, ülkemiz topraklarında yeryüzü sıcaklığının küresel ısınmayla birlikte nerede ve ne hızda ilerlediğini bize gösterebilir. Jeotermal alanların tespiti, volkanik sıcak noktaların takibi, deprem hareketliliği ile yeryüzü sıcaklığı ilişkisi TIR görüntüleri ile gözlemlenebilir.

Bu çalışmanın ilgi alanı, ana hedefin etrafında birkaç parçaya bölünmüş durumdadır. İlk hedef, metodolojik kavramın basit bir özetle iyi anlatılmasıdır. Termal Kızılötesi görüntü işleme ve analizlerinde dikkat edilmesi gereken ve ülkemizde uygulamada çok da dikkate alınmayan teorik esasların örneklenerek anlatımı, teorik arka plan hakkında araştırmacılara temel bir fikir vermeyi hedeflemektedir. İkinci hedef, Doğu Anadolu’da Holosen boyunca yayımlı/patlayıcı aktivite gerçekleştirmiş volkanların termal anomali ve ısı akısı görüntülerinin oluşturulmasıdır. Sonuçlar, bilinen ve ölçülen sıcak kaynaklarla karşılaştırılmıştır. Üçüncü hedef, Holosen’de aktiviteleri bilinen Anadolu’ya komşu aktif volkanların incelenmesi ve sonuçların daha önceki çalışmalardaki uydu gözlemleri ile kıyaslanmasıdır. Son kısım, mevzubahis metodolojinin güncel olarak tüm Dünya’da devam etmekte olan çeşitli şiddetteki volkanik aktiviteye duyarlılığını nicelleme amacını gütmektedir.

İncelenen volkanların güncel termal durumlarını nicel olarak analiz edebilmek için ASTER cihazının görüntülediği Termal kızılötesi tayf kullanılmıştır. Yeryüzü sıcaklığını, yüzey sıcaklık anomalisini ve ışıyan bağıl ısı akısını hesaplayabilmek

için ASTER gece görüntüleri tercih edilmiştir. Uygulamada, termal görüntülerin atmosferik düzeltmesini takiben sıcaklık ve emisivite görüntüleri birbirinden ayrılmış ve daha sonra yeryüzü sıcaklığı ASTER'in 5 TIR bandı kullanılarak hesaplanmıştır. Yüzey sıcaklığı görüntülerine topoğrafik düzeltme uygulanmıştır. Işıyan bağıl ısı akısı, topoğrafik düzeltmesi yapılmış olan yüzey sıcaklığı anomali görüntüleri, emisivite, buhar basıncı ve yüksekliğe bağlı hava sıcaklığı verileri kullanılarak hesaplanmıştır.

## **TEMEL KAVRAMLAR VE TEORİK ARKA PLAN**

Termal uydu görüntüleri ile yapılan geniş alanlı ve detaylı yeryüzü sıcaklığı analizlerinde gözetilmesi gereken birtakım temel kavramlardan söz etmek mümkündür. Bu temel kavramlar teorik arka planın iyi bilinemediği durumlarda yanlış jeolojik/termal yorumlara yol açabileceği gibi, iyi bilindiği takdirde de görüntü yorumlamada bir avantaj olarak kullanılabilir niteliktedir. Termal uzaktan algılamada doğrudan belirleyici nitelikteki bu temel kavramlardan en önemli üçü topoğrafik etki, termal çaprazlanma ve emisivitedir. Takip eden kısımda bu ana etkenler ayrı ayrı maddeler halinde detaylandırılmıştır. Bunlara ek olarak termal görüntülere termal terslenme (ör., Eneva ve Coolbaugh, 2009) ve göl-etkisi (ör., Niziol, 1987) gibi meteorolojik kaynaklı tali etkiler de tesir edilebilir.

### **Topoğrafik Etki**

Termal uydu görüntülerini etkileyen temel faktörlerden biri topoğrafik etkidir. Topoğrafik etki üç bileşenden oluşur. Bunlar, yükseklik etkisi, bakı etkisi ve eğim etkisidir (Watson, 1975; Minnaert, 1941; Smith vd., 1980; Teillet vd., 1982; Mayer vd., 1993; Florinsky vd., 1994; bakı ve eğim etkileri bir arada, aydınlanma etkisi olarak da isimlendirilmektedir). Bu etkilerden birincisi, yükseklik gradyanı (lapse-rate), bilindik bir olgudur; troposferde yükseklik arttıkça hava sıcaklığı lineer bir

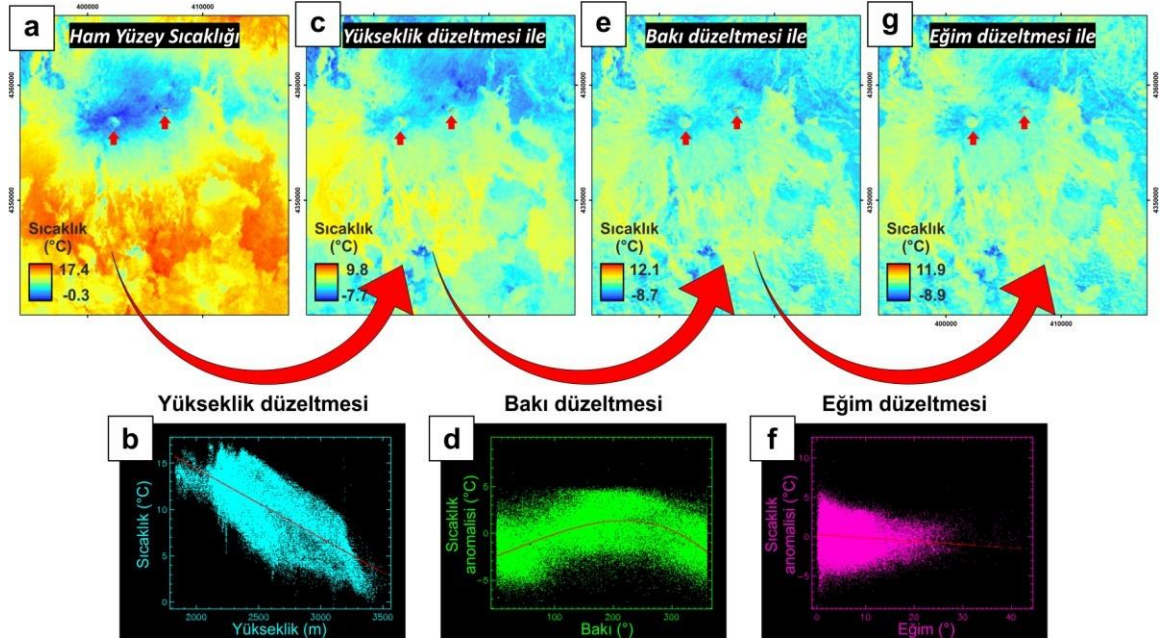
şekilde azalır. Bu lineer azalmanın tipik ortalama miktarı  $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  civarında gözlenir (Warner ve Chen, 2001; Eneva ve Coolbaugh, 2009); değer, bölgeden bölgeye, mevsimden mevsime ve iklimden iklime ufak değişiklikler gösterebilir. Atmosferik yükseklik etkisi, yeryüzü sıcaklığını da önemli ölçüde etkileyen bir etkendir ve yeryüzü sıcaklığı da atmosferik yükseklik etkisi değerlerine paralel şekilde azalır. Görüntüyü etkileyen ikinci büyük topoğrafik etki bakı etkisidir. Güneşin doğrudan baktığı yamaçlar, güneş görmeyen yamaçlara göre daha fazla ısınacaktır. Diğer bir topoğrafik etki de eğim etkisidir. Güneş ışınlarının geliş açısına dik eğimi yeryüzü parçaları daha fazla ısınırken, güneş ışınlarının geliş açısına eğik bakan yeryüzü parçaları nispeten daha az ısınır. Buna karşın eğime bağlı sıcaklık farkının gece gündüz arasında değişiklik gösterebileceği bilinmelidir.

Gündüz çekilen termal görüntülerde topoğrafik etki oldukça belirgindir ve dolayısıyla düzeltilmesi zaruridir. Gündüz görüntülerinde topoğrafik etkiyi düzeltmek amacıyla geliştirilmiş çok sayıda yöntem vardır. Bunlardan en bilinenleri kosinüs düzeltmesi (Smith vd., 1980; Teillet vd., 1982) ve kosinüsdüzeltilmesi temelli diğer düzeltme yöntemleridir (yani Minaert düzeltmesi, c- düzeltmesi ve piksel temelli c-düzeltilmesi; Minnaert, 1941; Smith vd., 1980; Holben ve Justice, 1980; Teillet vd., 1982). Gündüz termal uydu görüntüsünün çekildiği tarih ve saat bilindiği için güneşin gökyüzündeki konumu da bilinmektedir. Bu bilgiye ek olarak topoğrafik yükseklik, bakı ve eğimin bilindiği durumda, yani örneğin bir sayısal yükseklik modeli mevcutsa, aydınlanma etkisi basit bir eşitlik ile gündüz termal görüntüsünden silinebilir. Lakin bu tip düzeltmelerin bazılarının dezavantaj olarak tanımlanabilecek sonuçları olduğu da bilinmektedir; örneğin kosinüs düzeltmesinin aşırı düzeltme yaptığı bilinmektedir (Mayer vd., 1993; Nichol vd., 2006). Örneğin, düzeltme yönteminin güneş görmekte olan güneybatı yamaçları düzeltirken zıt (kuzeydoğu) yamaçlarda gözlenen sıcaklık değerlerini fazladan artırdığı bilinmektedir.

Gece çekilen termal görüntülerde güneşin kayaçlar üzerindeki artık ısısının korunmaya devam ettiği (Elachi, 1987; Watson, 1973; Coolbaugh vd., 2007), hatta bu etkinin bir sonraki gün doğumuna kadar sürebileceği bilinmektedir (Coolbaugh vd., 2007). Gece görüntülerinde belirli bir güneş ışını açısından söz edilemeyeceğinden topoğrafik düzeltme için klasik yöntemlerden farklı düzeltmelere ihtiyaç vardır (Coolbaugh vd., 2007; Ulusoy vd., 2012). Ulusoy vd.

(2012) bu amaçla hem gece hem de gündüz TIR görüntülerinde kullanılabilecek bir normalizasyon yöntemi önermektedir. Üç aşamalı bir regresyon metodu ile yükseklik, bakı ve eğim etkilerini normalize eden STcorr kodu (Ulusoy vd., 2012) gece TIR görüntülerindeki topoğrafik imzayı yok eder (van der Meer, 2014; Pavlidou vd., 2016; Ulusoy, 2016; Lemma, 2019; Hewson vd., 2020).

Gece uydu görüntüsünden yüzey sıcaklığı hesaplandıktan sonra, elde edilen sıcaklık görüntüsünde en belirgin etki topoğrafik etkidir. Şekil 1a'da Tendürek Dağı'nın gece termal uydu görüntüsünden hesaplanmış yüzey sıcaklığı görüntüsü görülmektedir. Tipik olarak yükseklik arttıkça azalan yüzey sıcaklığı bu görüntüde en belirgin örgüdür (Şekil 1a'da kırmızı oklar volkanın zirvesindeki iki zirve kraterini işaret etmektedir). Ulusoy vd. (2012)'un üç aşamalı regresyon çözümlemesi ilk aşamada yüksekliğe karşı bir sıcaklık grafiği (Şekil 1b) oluşturularak en iyi çakışma doğrusu ile görüntü üzerinde bir regresyon işlemi gerçekleştirilerek yükseklik etkisini normalize eder. Üretilen yükseklik etkisi düzeltilmiş görüntü (Şekil 1c) kuzey yarımkürede tipik olarak güney ve güneybatı yamaçların kuzey ve kuzeybatı yamaçlara göre görünür oranda (Şekil 1d: bu görüntü için değer yaklaşık +3 °C civarındadır) daha sıcak gözleneceği bir görüntüdür. Bunun nedeni gün boyu güneş görmüş olan güney ve batı yamaçlardaki kayaçların daha fazla ısınmış olmasıdır. Bu görüntü, bakıya göre oluşturulan ikinci bir grafik (Şekil 1d) üzerinden 2. veya 3. dereceden polinomal bir en iyi çakışma eğrisi ile yine bir regresyon işlemi uygulanarak çözülür (Şekil 1e). Bakı düzeltmesi yapılmış görüntüde artakalan tek topoğrafik etki eğim etkisidir. Eğim yine 1. dereceden bir polinom ile regresyon kullanılarak düzeltilir (Şekil 1f,g). Üç topoğrafik etkinin de düzeltildiği bu son görüntü (Şekil 1g) Yüzey Sıcaklığı Anomalisi ( $\Theta$ ) olarak isimlendirilir ve kilit görüntülerden biridir.  $\Theta$  görüntüsü topoğrafik etkinden arındırılmış, düşük dereceli termal anomalilerin görünürlüğünün arttığı, termal uzaktan algılama için kullanışlı bir görüntü türüdür.



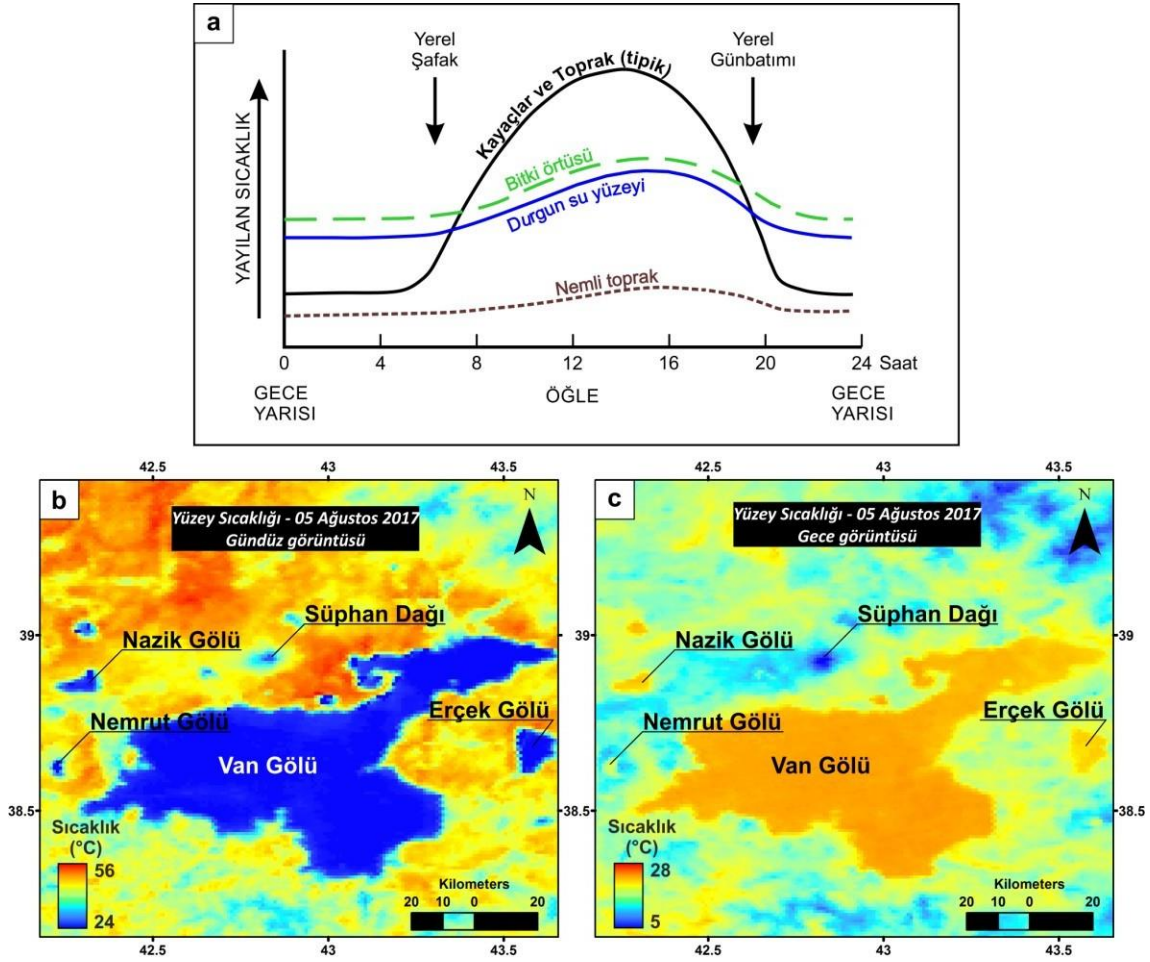
Şekil 1. Gece uydu görüntülerinde topoğrafik etki ve üç aşamalı regresyonla düzeltilmesi. a) Tendürek volkanı gece termal görüntüsünden hesaplanan 'yüzey sıcaklığı', b) Yükseklik etkisinin düzeltilmesinde kullanılan regresyon grafiği ve en iyi çakışma doğrusu, c) Yükseklik etkisi düzeltilmiş görüntü, d) Bakı etkisinin düzeltilmesinde kullanılan regresyon grafiği ve 3. dereceden en iyi çakışma polinom eğrisi, e) Bakı etkisi düzeltilmiş görüntü, f) Eğim etkisinin düzeltilmesinde kullanılan regresyon grafiği ve doğrusu ve son olarak, g) Eğim etkisi de düzeltilmiş 'yüzey sıcaklığı anomalisi' görüntüsü.

Figure 1. Topographic effect in nighttime satellite images and its correction with three stage regression. a) 'Surface Temperature' calculated from nighttime thermal image of Tendürek volcano, b) Regression graph and best-fit line used for the correction of the altitude effect, c) Altitude corrected image, d) Regression graph and 3rd degree best-fit polynomial curve used for the correction of the aspect effect, e) Aspect corrected image, f) Regression graph and best-fit line used for the correction of the slope effect and finally, g) slope corrected 'Surface Temperature Anomaly' image.

## Termal Çaprazlanma ve Termal Görüntülerde Gündüz-Gece Farkı

Her maddenin ve yeryüzündeki her kayacın ısı kaybı ve kazanımı hızı termal kapasitesine ve termal eylemsizliğine (inertia – ısınabilme ve soğuyabilme kabiliyeti) bağlıdır. Yeryüzündeki farklı unsurların termal ısı kaybı ve kazanımı bir gün içerisinde farklı termal kapasiteleri ve eylemsizliği nedeniyle değişiklikler gösterir (Şekil 2a). Bu unsurlardaki en hızlı sıcaklık değişimleri Şekil 2a'deki eğimlerin dikleştiği yerden de anlaşılabilir gibi gün doğumu ve gün batımı zamanlarıdır (Sabins, 1997). Termal çaprazlanma (thermal crossover; Şekil 2a)





Şekil 2. Termal çaprazlanma kavramı ve termal görüntülerde gündüz-gece farkı. a) Farklı yer unsurlarının termal görüntülerde 24 saat içindeki davranışı ve termal çaprazlanma (Sabins, 1997'den Türkçeleştirilerek). Van gölü ve çevresinin 5 Ağustos 2017 tarihli b) gündüz ve c) gece termal uydu (MODIS) görüntülerinde termal çaprazlanmanın etkisi.

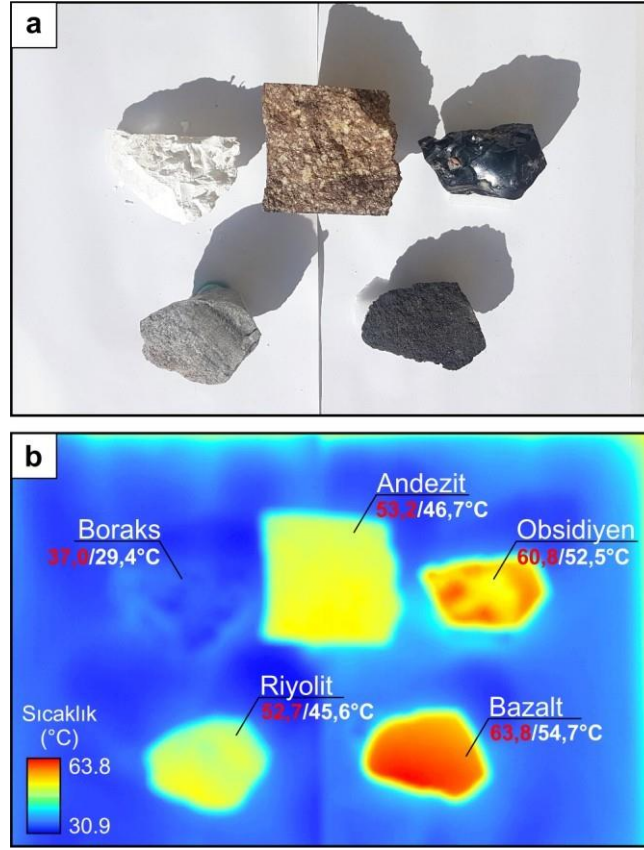
Figure 2. Thermal crossover concept and the difference in nighttime-daytime thermal imagery. a) Response of different surface features in thermal images within 24 hours and thermal crossover (from Sabins, 1997). Effect of thermal crossover in 05 August 2017 dated b) daytime and c) nighttime thermal satellite (MODIS) imagery of Lake Van and its surroundings.

günde iki kere tekrarlanan, bir termal görüntüde iki farklı maddenin kızılötesi parlaklık değerlerinin birbirinden ayırılmadığı durumu ifade eden doğal bir olgudur (Sabins, 1997; Retief vd., 2003). Bu kavram askeri, tıbbi ve uzaktan algılama amaçlı termal gözlemlerde de önem arz eder (Retief vd., 2003; Zhao vd., 2017). Yerbilimlerinde, uzaktan algılama çalışmalarında termal çaprazlanma kavramı analiz ve yorumu doğrudan etkiler. Gündüz termal görüntülerinde kayalar ve toprak tipik olarak bitki örtüsünden, su kütlelerinden ve nemli topraktan daha sıcaktır (Şekil 2a). Gündüz-gece geçişlerinde bir termal çaprazlanma sonrasında

bu durum tersine döner. Gece termal görüntülerinde ise durgun su ve bitki örtüsü kayalardan daha sıcak ışıma yapar (Sabins, 1997; Şekil2a). Bunun sonucu olarak gündüz görüntülerinde kayalardan ve yeryüzünden soğuk ışıma yapan durgun su kütleleri ve bitki örtüsü, gece görüntülerinde yeryüzü ve kayalardan daha sıcak görünmeye başlar. Şekil 2b'de Van Gölü ve çevresini gösteren 5 Ağustos 2017 tarihli MODIS gündüz termal uydu görüntüsü, Şekil 2c'de aynı alanın aynı tarihli MODIS gece termal uydu görüntüsü görülmektedir. Gündüz yüzey sıcaklığı görüntüsünde Van Gölü ve çevresindeki göllerin kendilerini çevreleyen yeryüzüne göre daha soğuk olduğu, gece yüzey sıcaklığı görüntülerinde ise bu durumun tersine döndüğü görülebilmektedir. Dolayısıyla termal görüntülerin jeotermal yorumlanmasında suyun, su buharının ve bitki örtüsünün gece görüntülerinde ışıma değerlerinin yüksek olacağı göz önünde bulundurulmalıdır. Özellikle jeotermal sinyalin içinde su buharının varlığı göz ardı edilmemelidir.

### **Kara Cisim Işıması, Emisivite ve Yüzey Sıcaklığının Hesaplanması**

Hava sıcaklığı dediğimiz kavramın ölçümü geleneksel olarak ısı akımlarından yalıtılmış, altı açık bir kutu içinde hava ile doğrudan temasla, yerden yaklaşık 1.5 – 2 metre yükseklikte ölçülür (ör. Erell vd. 2005). Uzaktan algılamada kullanılan sıcaklık ölçümü ise uydu veya hava araçlarındaki sensörler ile ölçülen radyometrik sıcaklıktır. Prevost (1791) ve takip eden çalışmalarla biliyoruz ki, mutlak 0'dan (0 Kelvin) yüksek sıcaklığa sahip tüm nesnelere elektromanyetik ışıma şeklinde enerji yayılır ve salınan enerjinin miktarı nesnenin özelliklerine bağlıdır. Bir nesneye çarpan radyatif enerjinin (genellikle) bir kısmı yansır, bir kısmı soğurur ve bir kısmı da nesneden geçer. Tüm nesnelere olduğu gibi kayalar içerisinde de siyah/koyu renkli olanlar geniş bir dalga boyu aralığındaki ışığı soğurur ve üzerine düşen geniş bir dalga boyu aralığındaki ışığın çoğunluğunu yansıtan beyaz/açık renkli bir kayaya göre daha fazla ısınır (Şekil 3). Tendürek Volkanı'nın gece yüzey sıcaklığı görüntüsünde de gözlenebileceği gibi (Şekil 1) bazaltik kayalar renkleri



Şekil 3. Farklı renkteki kayaçların/mineralin aynı ışık koşulları altında ısındıktan sonra yaydıkları enerjinin termal tayfta kaydı. Basit bir deneyle, farklı renklerdeki kayaçları ve bir minerali, bir yaz günü yaklaşık 4 saat güneş ışınlarına maruz bıraktıktan sonra, saat 14:30'da a) görünür ve b) termal görüntüleri alınmıştır. Kayaç/mineral isminin altında kırmızı rakamlar ile ilgili kayacın yüzeyinde gözlenen maksimum sıcaklık ve beyaz rakamlar ile de yüzeyin ortalama sıcaklığı verilmiştir.

Figure 3. After heated under the same solar conditions, registration of the emitted energy from different colored rocks/mineral on thermal spectrum. With a simple experiment, different colored rocks and a mineral was exposed to 4 hours of sun light, and then, at 14:30 their a) visible and b) thermal imagery were acquired. Under the name of the rock/mineral, with red color, maximum temperature and with white color, the average temperature on the specimen surface were indicated.

nedeniyle gün boyu daha fazla ısınmıştır. Kayaçların ışığı yansıtabilme özellikleri, nemlilikleri de bu durumu doğal olarak etkiler. Isı iletkenlikleri ve termal kapasiteleri ısı kaybını veya korunmasını etkileyen faktörlerdir.

Bu aşamada kara cisim ışıması (blackbody radiation) kavramı devreye girer. Kara cisim, tüm dalga boylarında mükemmel soğurgan ve mükemmel yayıcı olarak tanımlayabileceğimiz hipotetik bir nesnedir. Teorik veya model bir kütle olan kara cisim, üzerine düşen tüm ışımayı soğurur, geçirgen değildir ve yansıtma (Sabins,

1997). Buna karşın doğadaki gerçek yüzeyler kara cisim gibi davranmazlar. Aynı sıcaklıkta, bir kara cisme kıyasla gerçek bir yüzeyden yayılan ışımının oranı emisivite olarak isimlendirilir (EUMeTrain, 2017). Dolayısıyla, emisivite  $\epsilon$ :

$$C = \frac{F}{F_b} \quad (1)$$

eşitliğiyle tanımlanır, burada  $F$ : nesneden ışıyan akı,  $F_b$ 'de kara cisimden ışıyan akı'dır (Sabins, 1997). Örneğin, bilinen emisivitesi 0.96 olan bir yüzey (bu değere yakın bir emisivite değeri için bazalt örnek verilebilir) aynı sıcaklıktaki bir kara cisme göre %4 daha az ışıma yayar (EUMeTrain, 2017). Kirchhoff kanunu ile başlayan bu tanımlamayı takiben, Stefan-Boltzmann kanunu, birim alan başına birkara cismin yaydığı enerjinin, kara cismin sıcaklığının artmasıyla arttığını söyler:

$$F_b = a * T_{kin}^4 \quad (2)$$

burada  $a$ , Stefan-Boltzmann sabiti ve  $T$  mutlak sıcaklıktır (Sabins, 1997). Son olarak Wien yasası yayılan ışımının dalga boyu ile nesnenin sıcaklığı arasındaki ilişkiyi tanımlar. Buna göre, bir nesnenin sıcaklığı arttıkça maksimum yayılımın dalga boyu artar:

$$\lambda_{max} = \frac{2897^{*}K}{T_{rad}} \quad (3)$$

Burada,  $T_{rad}$  Kelvin cinsinden ışıyan sıcaklık,  $2897^{*}K$ 'de fiziksel bir sabittir (Sabins, 1997). Plank eşitliği, eşitlik (1) ile beraber çözülrse, emisivite ve sensörde ölçülen ışıma ( $F_{rad}$ ) ile (bilinen ışıma sabitleri  $C_1$  ve  $C_2$  kullanılarak) yüzey sıcaklığı hesaplanabilir:

$$F_{rad} = C \frac{C_1}{5\pi(e^{C_2/T-1})} \quad (4)$$

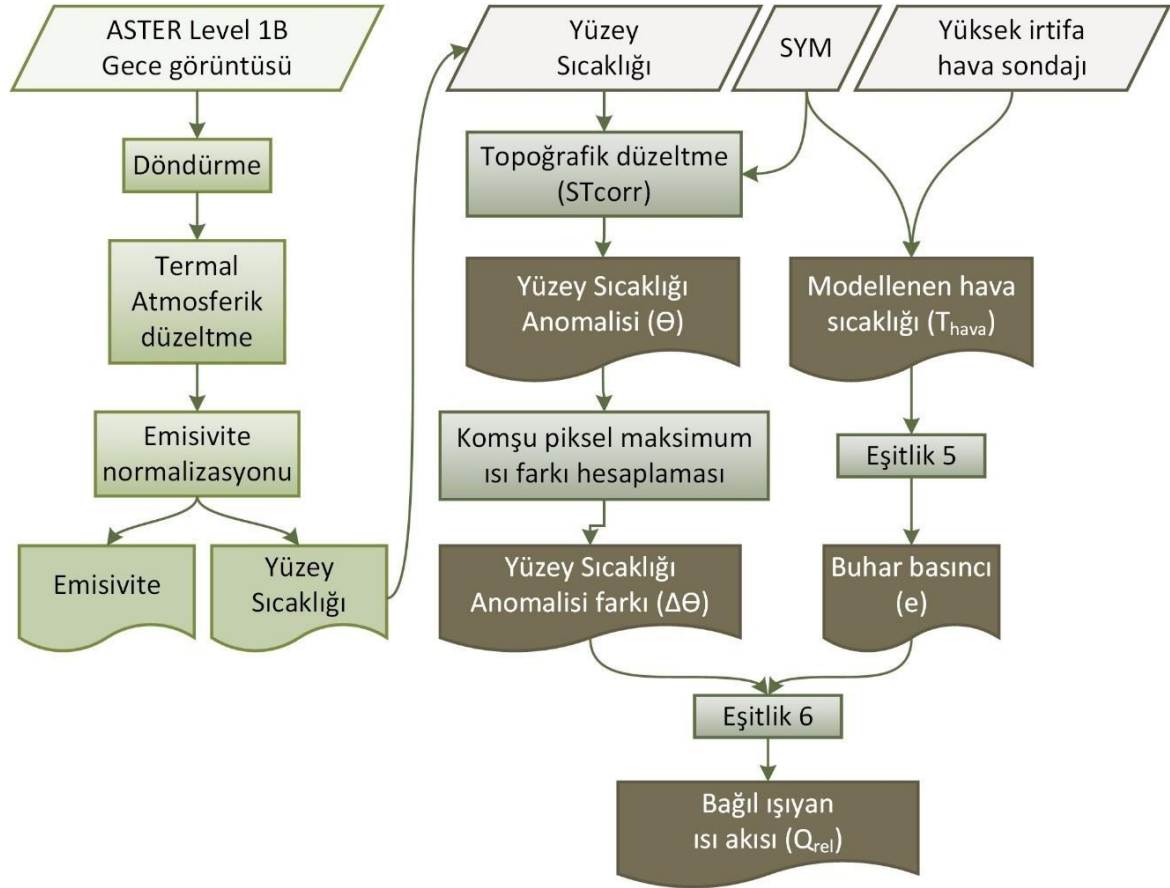
Bu noktadan itibaren yüzey sıcaklığı hesaplamalarındaki kısıt, sıcaklık ile emisiviteyi aralarındaki doğrusal olmayan ilişkiden ötürü ayırmakta yaşanan

zorluktur (Rolim vd., 2016). Uydu görüntülerinden sıcaklığı hesaplayabilmek için üç ana yöntem kullanılmaktadır. Bunlardan birincisi tek kanallı (tek bantlı) yöntem, ikincisi çok kanallı yöntem ve üçüncüsü de çok açılı yöntemlerdir. Tek kanallı yöntem ile yüzey sıcaklığı hesaplamak kolaydır fakat emisivitenin önceden bilinmesi gereklidir ki bu her piksel için pek mümkün değildir. Bu tek bantlı çözümlenmeleri geliştirmeye ve test etmeye yönelik çalışmalar da mevcuttur (ör., Käfer vd., 2020; Çelik ve Kalkan, 2012). Lakin tek bantlı çözümlenmelerde bu geliştirme işlemine çoğu zaman ihtiyaç vardır; çünkü sıcaklığı hesaplamada kullanılan tek bant ya çok geniş aralıklı bir tayfı kaydeder ve/veya baskın bir jeolojik etmeden (örneğin özellikle termal kızılötesi aralığı için silisyum) ya da daha doğru bir deyişle emisiviteden etkilenir.

Çok kanallı yöntemler temel olarak sıcaklık ve emisiviteyi birbirinden ayırmak için farklı algoritmalar kullanılmaktadır (ör. Watson, 1992; Kahle vd., 1980; Becker ve Li, 1995; Gillespie, 1985; Gillespie vd., 1998; Green ve Craig, 1985; Hook vd., 1992; Matsunaga, 1994; Barducci ve Pippi, 1996). Bu sıcaklık ve emisivite ayırma algoritmaları arasında Emisivite Normalizasyonu yöntemi (Gillespie, 1985; Gillespie vd., 1998) düşük hata payı nedeniyle tercih edilebilen bir yöntemdir; emisivite değerlerinin büyük değişimler gösterdiği alanlarda bu yöntemin de veriminin düştüğü akılda tutulmalıdır (Rolim vd., 2016).

## **ÇALIŞMADA KULLANILAN METODOLOJİ**

Kullanılan metodolojinin ana iş-aşısı, termal uydu görüntülerinden yüzey sıcaklığı (YS), yüzey sıcaklığı anomalisi ( $\theta$ ) ve ışıyan bağıl ısı akısının ( $Q_{rel}$ ) hesaplanmasını hedeflemektedir (Şekil 4). Doğal olarak bu hesaplamalar öncesinde, ham veri belli bir noktaya kadar ön hazırlık işlemlerinden geçmelidir.



Şekil 4. Çalışmada kullanılan yöntemin iş-akış şeması. ASTER L1B görüntüsünden itibaren yüzey sıcaklığı, yüzey sıcaklığı anomalisi ve ışınan bağıl ısı akısı hesabı.

Figure 4. Flowchart of the procedure used in the study. Calculation of surface temperature, surface temperature anomaly and relative radiative heat flux from the ASTER L1B imagery.

### Veri Hazırlama ve Yüzey Sıcaklığının Hesaplanması

Takip eden işlemlerin tümünde radyometrik olarak kalibre edilmiş, geometrik düzeltmesi yapılmış ASTER L1B sensörde radyans veri seti kullanılmıştır. Orijinal veri seti, uydunun gerçek eğimli yörüngesine göre hizalanmıştır; dolayısıyla görüntüler, veri setinin önbilgisinde kayıtlı açığa göre kuzeye döndürülmüştür. TIR sensördeki radyans verisinden yeryüzü ışımasını hesaplayabilmek için, bir görüntü-içi atmosferik dengeleme algoritması (Johnson ve Young, 1998; Hernandez-Baquero, 2000) kullanılarak atmosferik düzeltme yapılmıştır. ASTER veri seti 5 TIR banda sahiptir. Bu 5 farklı bant, dalga boyuna bağlı emisivite farklılıklarını (yani TIR bantlarındaki jeolojik emisiviteyi) tespit edebilmeye olanak tanır. Böylece gerçek kinetik sıcaklığı hesaplamak mümkündür (Gillespie vd.,1998; Hook vd., 1999).

Çalışmamızda, 5 termal bant kullanılarak sıcaklık ve emisivite birbirinden emisivite normalizasyonu yöntemi (Hook vd., 1992; Kealy ve Hook, 1993; Gillespie vd., 1998) kullanılarak ayrılmıştır. Kelvin cinsinden elde edilen bu veri yüzey sıcaklığı verisidir ve Celcius dereceye çevrilerek kullanılmıştır(Şekil 4).

### **Yüzey Sıcaklığı Anomalisi, Anomali Farkı ve Bağlı Isı Akısı Hesabı**

Beş bandın emisivite normalizasyonu ile elde edilen yüzey sıcaklığı (YS) görüntüsü, sıradaki işlemler için ana girdidir. Yüzey sıcaklığı anomalisi ( $\theta$ ) görüntüsü türetebilmek için gereken işlem topoğrafik düzeltmedir (Şekil 1 ve 4). STcorr kodu ile yapılan topoğrafik düzeltme işlemi için sayısal yükseklik modeline (SYM) ihtiyaç vardır; bu amaçla incelenen her volkanik alanın ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Model; ASTER GDEM Validation Team, 2011) SYM'si kullanılmıştır. TIR görüldü bandı ile uyumu açısından yükseklik verisi 90 metre grid çözünürlüğüne indirilmiş, aydınlanma (illumination) düzeltilmesi için kullanılan bakı ve eğim görüntüleri bu SYM'lerden oluşturulmuştur.

Üretilen veri seti Yüzey sıcaklığı anomalisi ( $\theta$ ) görüntüsüdür. Bir sonraki aşama, yüzey sıcaklığı anomali farkı ( $\Delta\theta$ ) görüntüsü oluşturma aşamasıdır (Şekil 4). Bu amaçla, bir merkez piksel ve onu çevreleyen 8 piksel arasındaki ısı farkı hesaplanır ve maksimum ısı farkı merkez pikselin yeni değeri olarak atanır (Ulusoy vd., 2013). Bu işlem  $\theta$  görüntüsünün tüm pikselleri için yapılır, böylece  $\Delta\theta$  görüntüsü oluşturulur.

Işıyan ısı akısı (radiant heat flux), birim zamanda belirli bir yüzeyden ışılan ısı enerjisinin oranıdır; vektörel büyüklüğü  $W/m^2$  cinsinden ölçülür. Arazide ısı akısı ölçmenin yöntemlerinden biri, belli bir alanı temsil eden farklı derinlikteki sıcaklık sensörleri ile ısıyı kaydetmek ve düşey ve yatay profilde birim zamandaki ısıyı ölçmektir. Uzaktan algılamada farklı derinlikteki ısı sensörler yerine komşu alanlar

kullanılır (ör. Gaonac'h vd., 1994; Ganas vd., 2010). Örneğin bir pikselin ısı anomalisi benzer yükseklikte, benzer atmosferik özelliklere sahip, termal aktivitenin olmadığı bir diğer piksele göre hesaplanarak akı bulunur. Işıyan bağılısı akısı terimi (relative radiative heat flux;  $Q_{rel}$ ), bir komşu alana göre ışıyan ısı akısını tanımlar.

Yüzey sıcaklığı anomali farkı, emisivite değerleri ve buhar basıncı kullanılarak ışıyan bağıl ısı akısı ( $Q_{rel}$ ), Stefan-Boltzmann eşitliklerinden türeyen şu iki formülle ile hesaplanır (Tetens, 1930; Haurwitz, 1945; Sekioka ve Yuhara, 1974; Harris ve Stevenson, 1997; Gaonac'h vd., 1994; Ganas vd., 2010; Ulusoy, 2016):

$$e = 6,11 \times 10^{\left(\frac{7,5 \times T_{Gava}}{237,7 + T_{Gava}}\right)} \quad (5)$$

$$O_{rel} = 4,614 s [0,52 + 0,065(e)^{0,5}] \Delta\theta \quad (6)$$

Burada,  $e$ , mbar cinsinden buhar basıncını;  $T_{hava}$  °C cinsinden hava sıcaklığını;  $\varepsilon$  spektral emisiviteyi ve  $\Delta\theta$  de anormal piksel ile çevresindeki pikseller arasındaki °C cinsinden yüzey sıcaklığı farkını ifade eder.

İncelenen tüm görüntüler için yüksek irtifa hava meteorolojik verisi Wyoming Üniversitesi, Atmosferik Bilimler Bölümü radyosonda arşivinden (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) temin edilmiştir. Hesaplamalar için, termal görüntünün çekildiği tarihte, ilgili volkanik alana en yakın meteoroloji istasyonunca kaydedilen meteorolojik veri kullanılmıştır (Çizelge 1). Meteorolojik veriden elde edilen düşey sıcaklık gradyanı (lapse-rate) ve SYM kullanılarak bir Hava sıcaklığı modeli oluşturulur (Şekil 4:  $T_{hava}$  görüntüsü).  $T_{hava}$ 'nın hesaplanması, eşitlik 5 kullanılarak buhar basıncı ( $e$ ) görüntüsünün hesaplanmasına olanak verir. Bu noktadan sonra  $e$ ,  $\Delta\theta$  ve  $\varepsilon$  artık eşitlik 6'da yerine konarak ışıyan bağıl ısı akısı hesaplanır. Tüm bu hesaplanan değerlerin piksel ölçeğinde değil, görüntü ölçeğinde yapılması ile atmosferik ve meteorolojik değişikliklerden bağımsız olduğu için oldukça kullanışlı olan  $Q_{rel}$  görüntüleri oluşturulabilir (Ulusoy, 2016).



Çizelge 1. Isı akısı hesaplanan her volkan için alınan ASTER görüntülerinin kayıt tarihi ve ışıyan bağıl ısı akısı için yüksek hava sonda verilerinin alındığı meteorolojik istasyonlar.

*Table 1. ASTER imagery acquisition date for every volcano that heat flux has been calculated and the meteorological station that provides the upper-air data for relative radiative heat flux calculation.*

<b>Volkan</b>	<b>Görüntü Tarihi</b>	<b>Meteoroloji istasyonu</b>
Ağrı	25/06/2002	Tebriz
	08/12/2010	Erzurum
	16/12/2013	Yarevan
	16/08/2015	Yarevan
	22/12/2015	Erzurum
Tendürek	2001-2014	Erzurum-Yarevan
Nemrut	14/07/2007	Yarevan
	07/08/2010	Erzurum
	15/08/2013	Erzurum
Nisiros	15/09/2013	Heraklion
Santorini	05/03/2007	Santorini
Demavend	17/11/2010	Mehrabad
Taftan	15/08/2012	Zahedan
Telica	09/03/2016	San Andres
	14/04/2014	Corozal
	17/04/2015	Juan Santa Maria
Momotombo	15/02/2016	San Andres
	19/10/2002	Surabaya
Tenger	10/02/2012	Surabaya
	19/10/2002	Surabaya
Semeru	10/02/2012	Surabaya
	13/01/2014	Medan
Sinabung	13/01/2014	Medan
Nyiragongo	18/03/2016	Nairobi
Nyamuragira	18/03/2016	Nairobi

## **BULGULAR: VOLKANLARDA YÜZEY SICAKLIĞI ANOMALİLERİ VE ISI AKISI**

Türkiye'den, yakın çevresinden ve Dünya'dan volkanlar için Yüzeysel sıcaklığı anomalisi ve ışıyan bağıl ısı akısı önceki bölümde anlatılan yöntemler silsilesi ile hesaplanmıştır. Hesaplama da kullanılan görüntüler, bu görüntülerin tarihleri ve ilgili tarihe ait üst hava sıcaklık verisinin alındığı meteoroloji istasyonları Çizelge 1'de sunulmuştur. Türetilen  $\theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntüleri Şekil 5 ile Şekil 10 arasında sunulmuştur. İncelediğimiz volkanlar arasında, özellikle Doğu Anadolu bölgemizde

yer alan Ağrı ve Tendürek Dağları ile Nemrut Kalderası'nda, ayırt edilebilir termal aktivite göstergeleri niteliğindeki olası ve bilinen sıcak yeryüzü, buhar/fümerol çıkışları tespit edilmiştir. Tendürek volkanı için gece TIR görüntülerinden türetilen  $\theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntüleri ile uzun dönemli gözlemler yapılabileceği daha önce Ulusoy (2016) tarafından da gösterilmiştir. Bunlar kayda değer anomalilerdir, lakin yakın çevremizde daha yüksek dereceli ısı aktivitenin olduğu aktif volkanlar mevcuttur: Yunanistan sınırları içinde olan, fakat Datça yarımadasına 18 km mesafedeki Nisiros (Nisyros) ve Ege Denizi'nde Kiklad adalarından biri olan Santorini ile İran'daki Demavend ve Taftan volkanlarına ait gece TIR görüntüleri de bu çalışma kapsamında incelenmiştir. Dünya üzerinde farklı seviyede ve tipte aktiviteleri olan volkanlar da termal çıktının ve bu çıktının uydu görüntülerine nasıl yansıdığına gözlenmesi amacıyla inceleme kapsamına alınmıştır. Bu kapsamda da Endonezya'nın Java adasındaki Semeru volkanı ve Tengger Kalderası ile Sumatra adasında yer alan Sinabung volkanı, Nikaragua'daki Momotombo ve Telica volkanları ve Demokratik Kongo Cumhuriyeti'ndeki Nyiragongo ve Nyamuragira volkanları da incelenmiştir.

### **Doğu Anadolu'daki Genç Volkanlar**

Güncel çalışmalar göstermektedir ki, tarihsel anlamda Türkiye'deki en genç patlayıcı püskürme kayıtları ve güncel aktivite göstergeleri Ağrı Dağı, Tendürek ve Nemrut Kalderası'nda gözlenmektedir (Feraud ve Özkocak, 1993; Aydar vd., 2003; Ulusoy vd., 2008; Karakhanian vd., 2002; Ulusoy, 2016).

Bu volkanlardaki bilinen ve termal görüntülerde gözlenen noktalarda maksimum yüzey sıcaklığı anomalileri ve ışılan bağlı ısı akısı hesap sonuçları bilinen ve muhtemel anomali kaynakları ve yüzey belirtileri Çizelge 2'de özetlenmiştir.

### **Ağrı Dağı**

Ağrı Dağı'nın 2002 – 2015 tarihleri arasında 5 gece-termal uydu görüntüsü incelenmiştir (Şekil 5a,b ve Çizelge 2). Volkan üzerinde, birincisi Ahora krateri (ve vadisi; Şekil 5a,b: ac, av) üzerinde ve ikincisi de Küp gölü ve civarında (Şekil 5a,b:kl) olmak üzere iki belirgin sıcaklık anomalisi gözlenmektedir. Bu anomaliler Ahora kraterinde diğer tarihli görüntülere göre 2002 yılında daha belirgindir ve yüksesıcaklıktadır (Şekil 5a,b; Çizelge 2). Ahora kraterinin güneybatı kenarında gözlenen maksimum yüzey

Çizelge 2. Doğu Anadolu volkanları üzerinde doğrulanmış ve olası ısı kaynakları ile ilişkili Yüzeysel Sıcaklığı Anomalisi ve Işıyan Bağlı Isı akısı hesaplama sonuçları.  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{max}$  değerleri ilgili Şekil'de kısaltmalarla işaret edilen alanda hesaplanan maksimum piksel değerleridir (\*<sup>a</sup> Ölmez vd., 1994; \*<sup>b</sup> Ulusoy vd., 2008; \*<sup>c</sup> Atasoy vd., 1988; PS: Doğal-Potansiyel Ölçümleri).

Table 2. Surface Temperature anomaly and Relative radiant heat flux calculation results related to verified and potential heat sources on Eastern Anatolian volcanoes.  $\Theta_{max}$  and  $Q_{max}$  values are the maximum pixel values calculated on the points marked with abbreviations on the related Figure. (\*<sup>a</sup> Ölmez et al., 1994; \*<sup>b</sup> Ulusoy et al., 2008; \*<sup>c</sup> Atasoy et al., 1988; PS: Self-Potential measurements).

Volkan	Alan	İlgili Şekil'deki İşaret	Görüntü Tarihi	Yüzeysel Sıcaklığı Anomalisi $\Theta$ (°C)	Bağlı Işıyan Isı akısı $Q_{rel}$ (W/m <sup>2</sup> )	Muhtemel kaynak	Doğrulanmış kaynak	Yüzeysel belirtisi	Arazide doğrudan ölçüm
Ağrı	Ahora krateri	k	2002	6.3	18.2	Hidrotermal			
			2010	2.8	10.5				
			2013	2.7	9.6				
			2015	4.5	11.5				
			2015	4.9	8.8				
	Ahora vadisi	v	2002	4.7	26.1	Hidrotermal			
			2010	5.0	16.7				
			2013	3.4	7.6				
			2015	4.6	18.1				
			2015	6.7	15.7				
	Küp Gölü	k	2002	5.1	28.1		Mevsimlik göl / su kaynakları	Mevsimlik göl / su kaynakları	
			2010	1.8	16.4				
			2013	0.9	13.8				
			2015	2.1	9.5				
			2015	1.9	15.5				
Tendürek	Batı krater Doğu krater	Tbk	2001-2014	2.3 ila 10.9	14.4 ila 35.5	Hidrotermal		Fümeroller	40-80 °C * <sup>a</sup>
			Tdk	arası	0.1 ila 6.0				
Nemrut	İliçgöl	il	2007	5.1	27.7	Hidrotermal		Sıcak su kaynağı	40-60 °C * <sup>b,c</sup>
			2010	4.1	19.3				
			2013	7.0	38.1				
	Fümerol bacası	f	2007	-	-	Hidrotermal		Fümeroller	32-41 °C * <sup>b</sup>
			2010	0.9	16.8				
			2013	-	12.1				
	Maar	om	2007	0.9	10.9	Hidrotermal		PS anomalileri * <sup>b</sup>	
			2010	1.6	18.2				
			2013	1.6	22.9				
	Freatik krater	fk	2007	0.5	-	Hidrotermal			
			2010	0.3	22.9				
			2013	0.9	22.9				
	Uzun maar	um	2007	1.5	-	Hidrotermal		PS anomalileri * <sup>b</sup>	
			2010	2.0	16.9				
			2013	1.2	16.2				
Büyük maar	bm	2007	1.5	-	Hidrotermal		Ps anomalileri * <sup>b</sup>		
		2010	2.0	16.9					
		2013	1.2	16.2					
Mazık ve Germav tepe domları (Nemrut)	Dom	Md	2007	4.1	10.6	Hidrotermal			
			2010	4.2	13.4				
			2013	4.9	21.9				
	Sıcak su kaynağı	Gss	2007	4.0	25.6	Hidrotermal	Sıcak su kaynağı	34-35 °C * <sup>c</sup>	
			2010	5.3	21.2				
2013	5.2	31.9							

sıcaklığı anomalisi ( $\Theta_{max}$ ) 6,3 °C'dir; bu değer 18,2 W/m<sup>2</sup>'lik bir  $Q_{rel}$  değeri

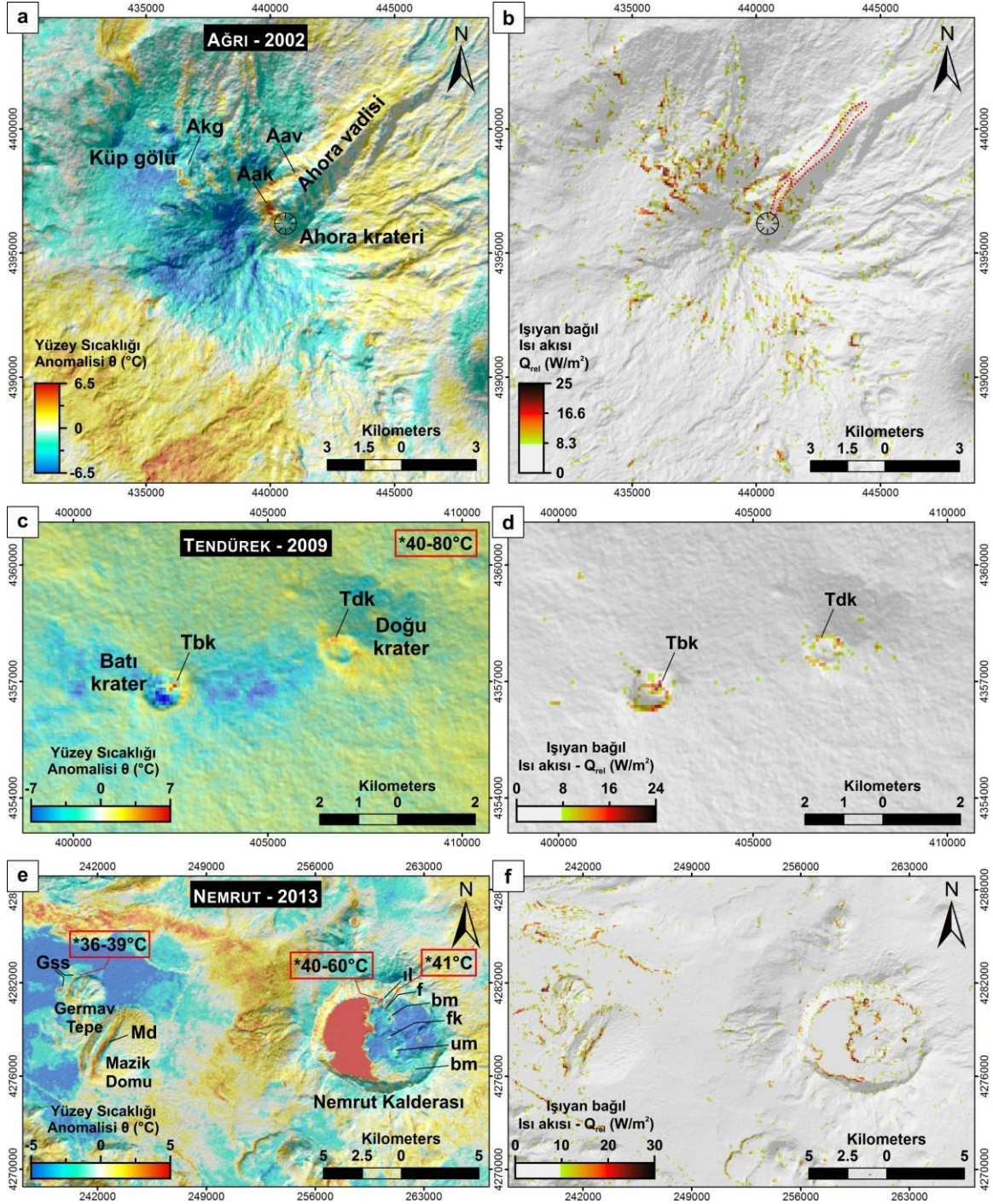
vermektedir ki, bu değerler bir stratovulkan üzerinde 4300 m yükseklikte dikkat çekicidir. Ahora vadisinin batı yamacında gözlenen  $\Theta_{\max}$  6,7 °C, hesaplanan  $Q_{\text{rel}}$  ise 26,1 W/m<sup>2</sup>'dir. Küp gölü ve civarındaki doğal kaynaksuları, gece termal görüntülerinin doğası gereği ('*Termal Çaprazlanma ve Termal Görüntülerde Gündüz-Gece Farkı*' başlıklı bölüme bkz.) 5,1 °C'lik  $\Theta_{\max}$  ve buna bağlı 28,1 W/m<sup>2</sup>'lik bir  $Q_{\text{rel}}$  değeri vermektedir.

### **Tendürek Dağı**

Ulusoy (2016) aynı yöntemi kullanarak 2001 – 2014 tarihleri arasında Tendürek volkanının iki zirve kraterinde zamana bağlı  $\Theta_{\max}$  ve  $Q_{\text{rel}}$  anomalilerini haritalamıştır (Şekil 5c,d; Çizelge 2). Batı kraterinde (Şekil 5c: wcr) gözlenen termal çıktı doğu kraterine (Şekil 5c: ecr) göre daha yüksektir; incelenen zaman aralığında batı kraterde ölçülen  $\Theta_{\max}$  2,7 ila 16,5 °C aralığında ve  $Q_{\text{rel}}$  de 14,4 and 25,2 W/m<sup>2</sup> aralığındadır (Çizelge 2; Ulusoy, 2016).

### **Nemrut Kalderası**

Nemrut Kalderası ve aynı volkanik sisteme ait Mazik ve Germav tepe domları için  $\Theta$  ve  $Q_{\text{rel}}$  görüntüleri üretilmiştir (Şekil 5e,f). Gece termal uydu görüntülerinde tespit edilen termal anomaliler arazide gözlenen/ölçülen güncel anomalilerle korelasyon içindedir. Önceki çalışmalarda Nemrut volkanik sisteminde pek çok sıcak su kaynağı ve buhar bacası belgelenmiş ve arazi ölçümleri not edilmiştir (Çizelge 2).



Şekil 5. Doğu Anadolu volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan Yüzey sıcaklığı anomalisi ve Işıyan bağıl ısı akısı görüntüleri: a) ve b) Ağrı Dağı, c) ve d) Tendürek Dağı, e) ve f) Nemrut Kalderası. Anomali adlandırmaları, sıcaklık değerleri (\*) ve ilgili referanslar Çizelge 2’de sunulmuştur.

Figure 5. Surface temperature anomaly and relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Eastern Anatolian volcanoes Mt. Ağrı (a and b), Mt. Tendurek (c and d) and Nemrut Caldera (e and f). Please refer to Table 2 for the nomenclature of the anomalous points, temperature measurements (\*) and related references.

Volkan üzerindeki bilinen kaynaklardan Iliğgöl (Şekil 5e: il) etrafındaki kaynaklar TIR türev görüntülerinde en yüksek çıktıyı verenlerdir. Bu kaynaklarda  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$  sırasıyla  $7\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve  $38,1\text{ W/m}^2$  olarak hesaplanmıştır. Üç kaldera içi maarda ölçülen, hidrotermal yükselimle ilişkili Doğal-Potansiyel anomalileri (Ulusoy vd., 2008) TIR görüntülerinde saptanan termal anomalilerle uyumludur (Şekil 5e: obm, lm, bm). Germav tepe domunun KB kenarındaki (Şekil 5e: hs) sıcak su kaynaklarının sıcaklığı  $34 - 35\text{ }^{\circ}\text{C}$  aralığında rapor edilmiştir (Atasoy vd., 1988).

Bu noktada termal uzaktan algılama analizleri  $\Theta_{max}$  için  $5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve  $Q_{rel-max}$  için de  $31,9\text{ W/m}^2$  değerleri vermektedir. Doğrudan arazi ölçümleri rapor edilmemiş olsa da termal anomaliler Mazik domu üzerindeki KKD – GGB doğrultulu fay boyunca

da gözlenmektedir (Şekil 5e: md). Mazik domu üzerindeki  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$  sırasıyla  $4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve  $21,9\text{ W/m}^2$  olarak hesaplanmıştır.

### **Aktif Komşu Volkanlar**

Anadolu çevresindeki komşu aktif volkanlardan bazıları da düşük-ortaç termal aktivite göstermektedir. Bu volkanlardan dördü Nisiros, Santorini, Demavend ve Taftan da metodoloji bölümünde tarif edilen iş-akışıyla analiz edilmiştir. Bu dört volkan üzerinde belirgin sıcak noktalar gözlenmiş, gece termal görüntülerinden  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri hesaplanmıştır.

### **Nisiros Kalderası**

Ülkemiz kıyısına kuş uçuşu 18 km mesafede yer alan ve aktif bir volkan olan Nisiros adası üzerindeki sıcak kaynaklar üzerinde daha önce Ganas vd. (2010) yüzey sıcaklığı ve ışılan bağıl ısı akısı hesabı yapmışlardır. Ganas vd. (2010) 2001 – 2005 tarihleri arasına ait ASTER gece görüntülerinden Stefanos kraterini, Kaminakia ve Polivatos fümerol alanlarını temsil eden pikseller üzerinde  $Q_{rel}$  hesaplamışlardır. Önceki metodoloji üzerinde gerçekleştirdiğimiz basit iyileştirme,  $Q_{rel}$  hesaplamalarını bir veya birkaç pikselden ziyade tüm termal uydu görüntüsü için yapabilmemize olanak vermektedir (ör. Ulusoy, 2016). 2013 tarihli bir ASTER gece görüntüsü ile Nisiros Adası için  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntüleri yeniden hesaplanmıştır (Şekil 6a,b). Hem Stefanos kraterindeki hem de Kaminakia ve Polivatos fümerol alanlarındaki termal anomaliler hâlâ net bir şekilde gözlenebilmektedir. On yıllık bir süre sonunda termal noktalarda hesaplanan  $Q_{rel}$ , önceki hesaplarla benzer değerler vermektedir. Ganas vd. (2010)'nin sırasıyla Stefanos krateri, Polivotis ve Kaminakia zonları için hesapladıkları maksimum  $Q_{rel}$ , değerlerinin ortalamaları  $25,9$ ,  $23,9$  ve  $21,3\text{ W/m}^2$ 'dir. 2013 tarihli görüntü için bizim hesaplamamız yine aynı sırayla  $20,1$ ,  $14,2$  ve  $4,1\text{ W/m}^2$  değerleri vermektedir (Çizelge 3). On yıl öncesine göre ısı akısında, Stefanos kraterinde az miktarda, Polivotis fümerol alanında kısmen düşüş gözlenmektedir. Buna karşın Kaminakia fümerol alanında  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntülerinde sıcak kaynak artık ayırilememektedir (Şekil 6a,b).

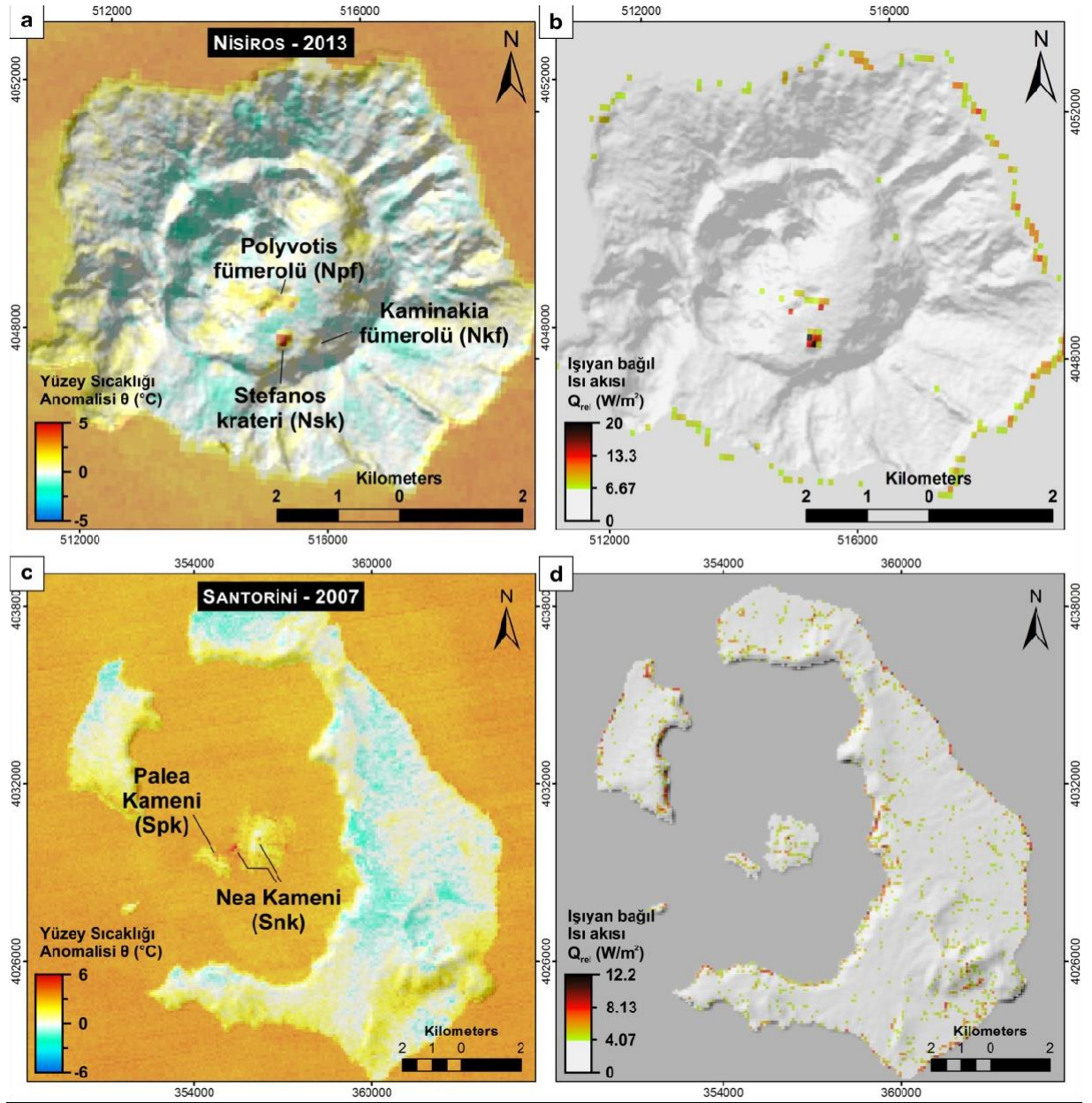
## Çizelge 3. Dünya'daki bazı volkanlar üzerinde doğrulanmış ve olası ısı kaynakları ile

ilişkili Yüzey Sıcaklığı Anomalisi ve Işıyan Bağlı Isı akısı hesaplama sonuçları.  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{max}$  değerleri ilgili Şekil'de kısaltmalarla işaret edilen alanda hesaplanan maksimum piksel değerleridir (\*<sup>a</sup> Lagios vd., 2007; \*<sup>b</sup> Arriaga vd., 2008; \*<sup>c</sup> Vougioukalakis, 2007; \*<sup>d</sup> Eskandiri vd., 2015; \*<sup>e</sup> Shakeri vd., 2008; \*<sup>f</sup> Hynek vd., 2013; \*<sup>g</sup> Spampinato vd., 2013).

Table 3. Surface temperature anomaly and relative radiant heat flux calculation results

related to verified and potential heat sources on some worldwide volcanoes.  $\Theta_{max}$  and  $Q_{max}$  values are the maximum pixel values calculated on the points marked with abbreviations on the related Figure. (\*<sup>a</sup> Lagios et al., 2007; \*<sup>b</sup> Arriaga et al., 2008; \*<sup>c</sup> Vougioukalakis, 2007; \*<sup>d</sup> Eskandiri et al., 2015; \*<sup>e</sup> Shakeri et al., 2008; \*<sup>f</sup> Hynek et al., 2013; \*<sup>g</sup> Spampinato et al., 2013).

Ülke	Volkan	Alan	İlgili Şekil'deki işaret	Görüntü Tarihi	Yüzey sıcaklığı Anomalisi $\Theta$ (°C)	Bağlı ışıyan ısı akısı $Q_{rel}$ (W/m <sup>2</sup> )	Doğrulanmış Kaynak	Yüzey belirtisi	Arazide doğrudan ölçüm	
		Stefanos								
Yunanistan	Nisiros	krateri	Nsk	2013	4,5	20,1			80 - 90 °C * <sup>a</sup>	
		Polyvotis krateri	Npf	2013	2,8	14,2	Hidrotermal	Fümeroller		
		Kaminakia	Nkf	2013	0,9	4,1				
	Santorini	Nea Kameni								
		(ada)	Snk	2007	3,5	10,2		Fümeroller	67 - 97 °C * <sup>b,c</sup>	
		Nea Kameni (sahil)		2007	6,2	13,5	Hidrotermal	Sıcak su kaynağı	34 °C * <sup>b,c</sup>	
Palea Kameni (sahil)		Spk	2007	3,8	7,9		Sıcak su kaynağı	38 °C * <sup>b,c</sup>		
İran	Demavend	zirve	Dz	2010	9,3	23,6	Hidrotermal	Fümeroller	-50 °C * <sup>d</sup>	
	Taftan	zirve	Tz	2012	4,9	19,7	Hidrotermal	Fümeroller		
		yamaç-1	Tgy	2012	3,4	14,5		Fümeroller	48 °C * <sup>e</sup>	
Nikaragua	Momotombo	zirve	Mz	2014	10,5	41,0	Hidrotermal			
				2015	11,1	40,8	Hidrotermal		100 - 605 °C * <sup>f</sup>	
				2016	32,7	102,3	Patlayıcı aktivite	Piroklastik aktivite		
	Güney yamaç	Mgy	2016	12,4	46,7	Patlayıcı aktivite	Kül geri düşme / Kül Bulutu			
		Kuzey yamaç	Mky		6,7	22,7	Lav akıntısı	Lav akıntısı		
Endonezya	Telica	zirve	Tz	2016	5,3	20,7	Hidrotermal			
		Termal havuz	Tth1		6,3	23,1				
		Termal havuz	Tth2		3,8	17,0			75 - 100°C * <sup>f</sup>	
				2002	8,0	26,2				
Endonezya	Tengger	Bromo krateri	Tbk	2012	8,1	34,9	Hidrotermal	Kuvvetli Fümeroller		
		Segara Wedi Lor	Tswl	2002	-	11,2		Fümeroller		
				2012	3,2	15,5	Fümeroller			
				2002	115,3	371,2				
Endonezya	Semeru	Zirve	Ses	2012	113,1	347,0	Patlayıcı aktivite	Kül bulutu		
		Piroklastik								
			akıntı	Sepa	2012	44,6	144,7		Piroklastik akıntılar	
	Sinabung	Piroklastik akıntı	Sipa	2014	105,5	361,1	Patlayıcı aktivite	Piroklastik akıntılar		
Kongo Demokratik Cumhuriyeti	Nyiragongo	Lav gölü	Nyir	2016	110,1	356,9	Lav gölü	Lav gölü	Göl Yüzeyi: -460 - -570 °C * <sup>g</sup> Eriyik: 907 °C * <sup>g</sup>	
	Nyamuragira	Lav gölü	Nyam	2016	108,6	348,7	Lav gölü	Lav gölü		



Şekil 6. Nisiros (a ve b) ve Santorini (c ve d) volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan Yüzey sıcaklığı anomalisi ve Işyan bağılı ısı akısı görüntüleri. Anomali adlandırmaları Çizelge 3'te sunulmuştur.

Figure 6. Surface temperature anomaly and relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Nysiros (a and b) and Santorini (c and d) volcanoes. Please referto Table 3 for the nomenclature of the anomalous points.



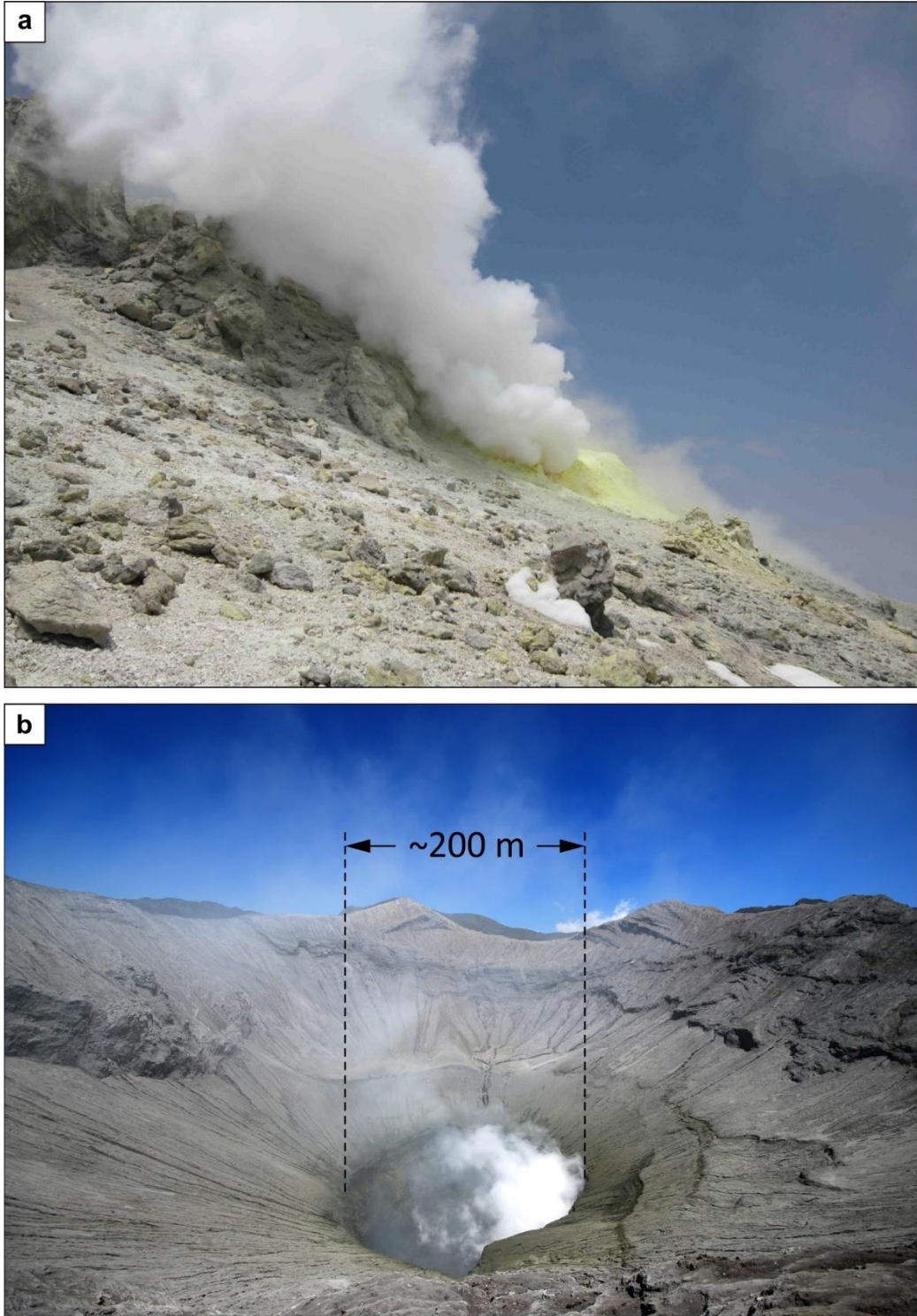
### **Santorini Kalderası**

İncelediğimiz pek çok ASTER gece görüntüsü arasında Santorini Kalderası'nın merkezindeki Nea Kameni Adası'nda mevcut termal anomaliye dair minör çıktılar elde edebildik. 2007 tarihli termal görüntü Nea Kameni adasının ortasındaki ve batı kıyısındaki zayıf termal noktaları haritalamamıza izin vermektedir (Şekil 6c,d).

Hesaplanan  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$  değerleri diğer incelenen volkanlara kıyasla düşüktür (Çizelge 3). Batı kıyısındaki sıcak kaynaklar civarında  $\Theta_{max}$  6,2 °C ve  $Q_{rel-max}$  da 13,5 W/m<sup>2</sup> hesaplanmıştır.

### **Demavend Dağı**

Demavend, Tahran'ın 55 km kuzeydoğusunda yer alan bir stratovolkandır. Güncel olarak zirvesinde hidrotermal aktivite gözlenmektedir. Volkanın güncel aktivitesi, zirvede fümerol bacaları ve bacaların etrafındaki kükürt mineralizasyonu ile gözlenmektedir (Şekil 7a). Yakın zamanda Eskandari vd. (2015) volkan üzerinde yayılan ısı akısını 2002 tarihli bir Landsat ETM+ gündüz görüntüsü kullanarak -69 – 277 W/m<sup>2</sup> aralığında ölçmüşlerdir. 2001 tarihli Landsat ETM+ gece görüntüsü ile hesapladıkları ısı akısı 48 W/m<sup>2</sup>'dir (Eskandari vd., 2015). Bu çalışma kapsamında değerlendirdiğimiz ASTER gece görüntüleri arasında 2010 tarihli görüntü hariç Demavend Dağı'nın zirve bölgesindeki termal anomali belirgin değildir. 2010 tarihli ASTER gece görüntüsünden hesaplanan  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntüleri Şekil 8a ve b'de sunulmuştur. Anomaliler diğer volkanlarda gözlemlediğimiz kadar belirgin olarak görüntülenmese de yüksek  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri ile belirgindir.  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$ , zirve bölgesinde sırasıyla 9,3 °C ve 23,6 W/m<sup>2</sup> olarak hesaplanmıştır (Çizelge 3).

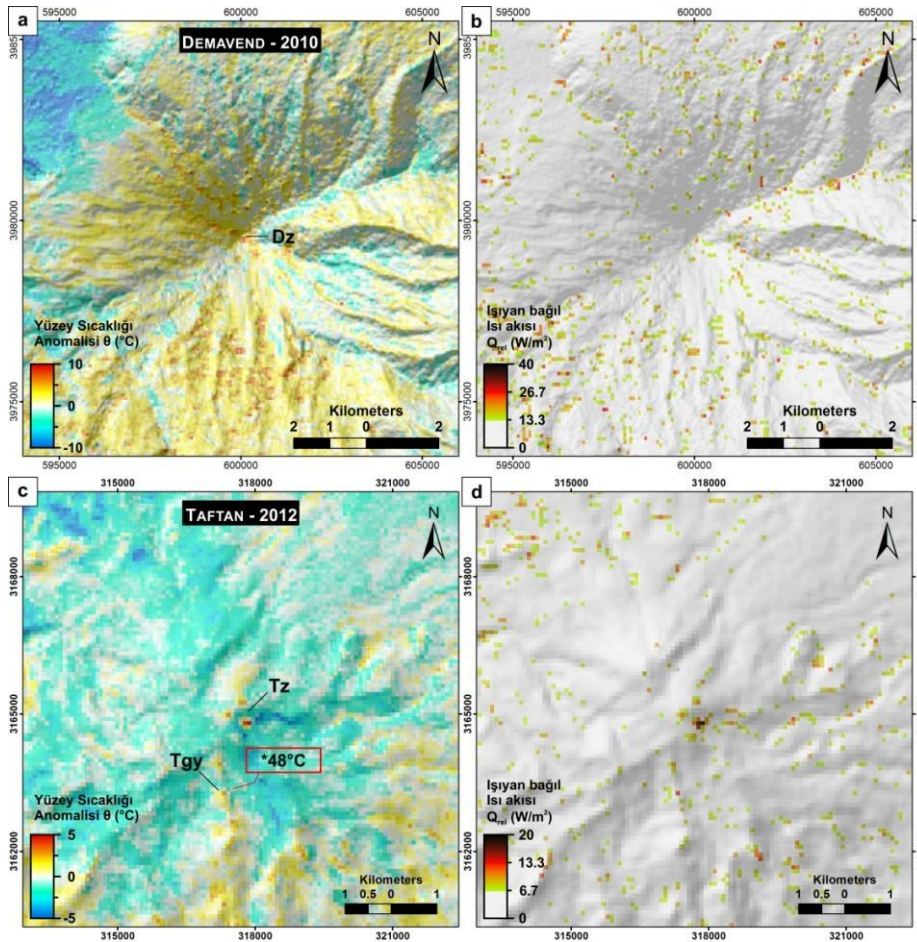


Şekil 7. a) Demavend dağı zirvesindeki sülfürlü buhar bacaları ve b) Tengger Kalderası, Bromo kraterinden buhar emisyonu.

Figure 7. a) Sulphur-rich vapour vents on the summit of Mt. Demavand and, b) Vapour emission from Bromo crater at Tengger Caldera.

## Taftan Dağı

Taftan volkanı Güneydoğu İran'da, Makran filiş zonu içerisinde yer alan aktif bir stratovolkandır; İran'ın önemli jeotermal kaynaklarından biridir (Shakeri vd., 2008). Taftan, Pers dilinde içten içe yanan, tüten anlamına gelmektedir. Zirvede baca cidarlarında sıvama halinde kükürt mineralizasyonları gözlenen, kuvvetli fümeroller mevcuttur; güney yamaçlarında sıcak su ve buhar kaynakları yer almaktadır (Shakeri vd., 2008; 2015). Zirve bacalarında  $\Theta_{\max}$  4,9 °C ve  $Q_{\text{rel-max}}$  da 19,7 W/m<sup>2</sup> hesaplanmıştır (Çizelge 3; Şekil 8c,d). Güney yamacında Shakeri vd. (2008)'nin doğrudan sıcaklık ölçümünün (48 °C) bulunduğu buhar bacasında da  $\Theta_{\max}$  3,4 °C ve  $Q_{\text{rel-max}}$  da 14,5 W/m<sup>2</sup> olarak hesaplanmıştır (Çizelge 3; Şekil 8c,d: tgy).



Şekil 8. Demavend (a ve b) ve Taftan (c ve d) volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan Yüzey sıcaklığı anomalisi ve Işıyan bağıl ısı akısı görüntüleri. Anomali adlandırmaları, sıcaklık değerleri (\*) ve ilgili referanslar Çizelge 3'te sunulmuştur.

*Figure 8. Surface temperature anomaly and relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Demavend (a and b) and Taftan (c and d) volcanoes. Please refer to Table 3 for the nomenclature of the anomalous points, temperature measurements (\*) and related references.*

## **Dünya'daki Aktif Volkanlardan Örnekler**

Anadolu ve çevresindeki komşu aktif volkanlar düşük-ortaç termal aktivite göstermektedir. Bu yakın volkanların tamamı renksiz, beyaz buhar bacaları, sıcak yeryüzü ve bacalar civarında güncel ve/veya uzun süreli hidrotermal aktiviteyi gösteren alterasyon mineralojisi ile gözlenmektedir. Bu düşük/ortaç karakterden daha yoğun hidrotermal aktiviteye ve dahi patlayıcı/yayılmalı volkanik aktiviteye geçildiğinde, termal uydu görüntülerinden hesaplanan  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  anomalilerindeki değişimi ortaya koymak amacıyla Dünya'daki aktif volkanlardan örnekler sunulmuştur. Aynı metodoloji kullanılarak Nikaragua'daki Telica ve Momotombo dağlarının TIR görüntüleri düşük şiddetli volkanik aktiviteye örnek olarak işlenmiştir. Bu volkanlara kıyasla daha şiddetli aktivite potansiyeli olan, Endonezya'dan üç örnek volkan da hesaplamalarımıza dâhil edilmiştir: Sinabung ve Semeru dağları ve Tengger Kalderası. Bu volkanlardan daha yüksek sıcaklıkta bir aktiviteyi temsil edebilecek örnekler olarak da Kongo Demokratik Cumhuriyeti'nde yer alan Nyiragongo ve Nyamuaragira lav gölleri incelenmiştir. Ortaç/yüksek termal/volkanik aktiviteyi temsile eden bu örneklerin her biri için gece termal görüntülerinden  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri hesaplanmıştır.

### **Telica ve Momotombo dağları**

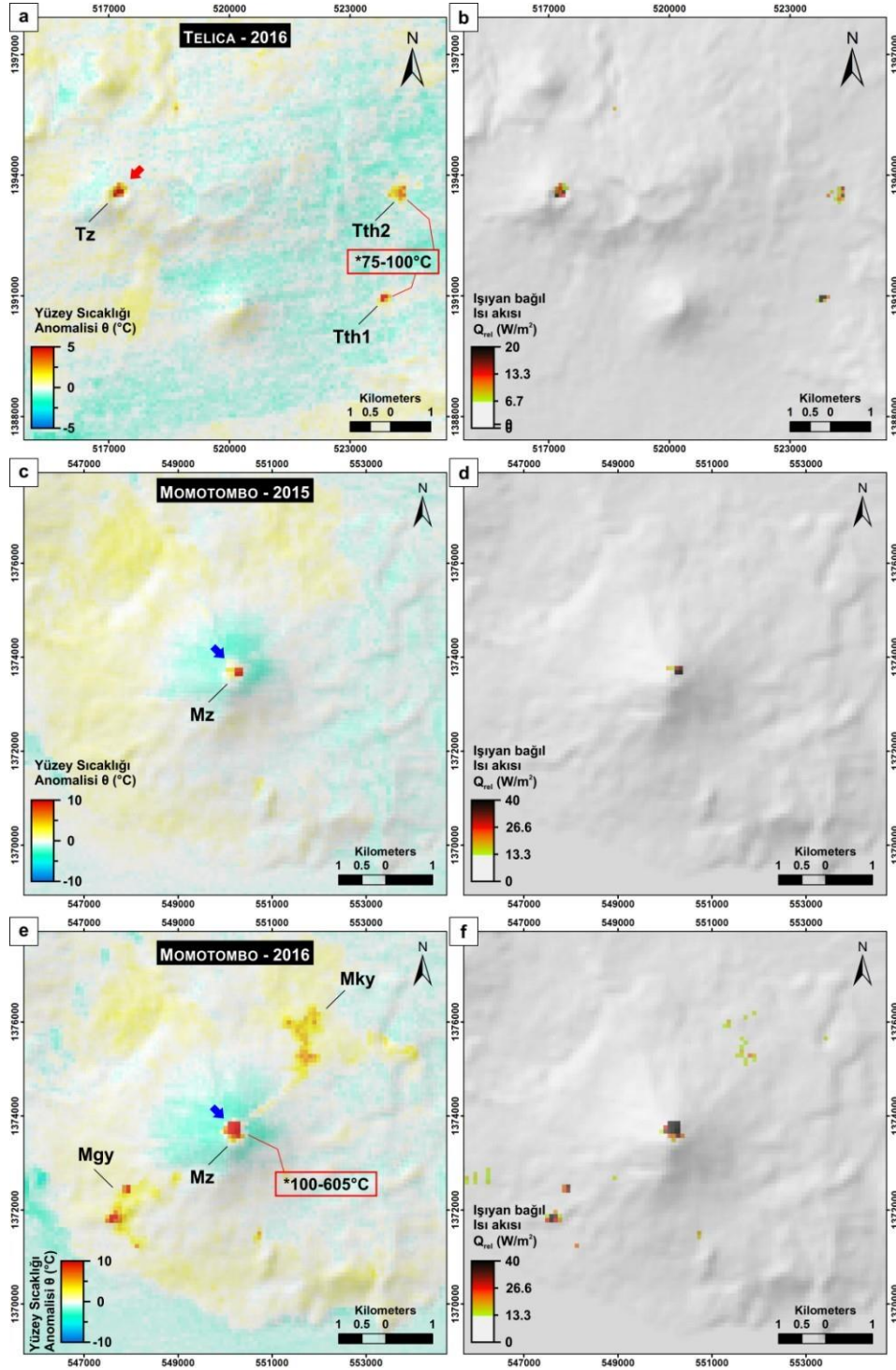
Birbirine komşu Nikaragua volkanları Cerro-Negro, Momotombo ve Telica aktif volkanlarıdır. Bu volkanlar üzerindeki  $SO_2$ 'ce zengin, yoğun buharlı fümerol bacaları etrafında asit-sülfat alterasyonunun yoğun olduğu gözlenir (Hynek vd., 2013; McCollom vd., 2013). Hynek vd. (2013), bu volkanlar üzerinde fümerol/hidrotermal ortamlarını beş ana sınıfa ayırmıştır: (1) oldukça düşük pH'lı (-1 ila 1) ve yüksek sıcaklıklı ( $>100^\circ C$ ) fümeroller, (2) ortaç asiditede (4 ila 5,5 aralığında pH) ve orta sıcaklıkta ( $50 - 100^\circ C$ ) fümeroller, (3) yüksek pH'lı (5,5 –6,5) ve düşük sıcaklıkta ( $40 - 65^\circ C$ ) fümeroller, (4) volkanların eteklerindeki su toplama havzalarında flüviyal

yıkamayla biriken hidrotermal alterasyon ürünleri, ve (5) yüksek sıvı/kayaç oranlı jeotermal havuzlar ve çamur-havuzları (~1,5 ila 4,6 aralığında pH ve 55 – 100°C aralığında sıcaklık). Bu üç komşu volkandan ikisine, aralarında 40 km mesafe olan Telica ve Momotombo stratovulkanlarına ait gece görüntüleri incelenmiştir.

Telica, 23 Eylül 2015 ile 11 Mayıs 2016 tarihleri arasında 2 VEI (volkanik patlama indeksi) hacminde patlamalar gerçekleştirmiştir (GVP, 2013). Volkanın zaman zaman kül bulutları oluşturan kül ve gaz patlamaları arasında 09 Mart 2016 tarihli gece görüntüsü kullanılarak  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri hesaplanmıştır (Şekil 9a,b).

Telica'nın zirvesinde ( $T_z$ ) hesaplanan maksimum sıcaklık anomalisi  $\Theta_{max}$  5,3 °C ve  $Q_{rel-max}$  da 20,7 W/m<sup>2</sup>'dir (Çizelge 3, Şekil 9a). Volkanın Doğu- Güneydoğusunda yer alan Hervidores de San Jacinto hidrotermal havuzları daTIR görüntülerde net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 9a: Tth1, Tth2). Bu havuzlarda Hynek vd. (2013) 75 – 100°C sıcaklıklarda kaynaklar raporlamışlardır. Hidrotermal havuzlarda gece termal görüntülerinden hesaplanan maksimum sıcaklık anomalisi  $\Theta_{max}$  6,3 °C ve  $Q_{rel-max}$  da 23,1 W/m<sup>2</sup>'dir (Çizelge 3, Şekil 9a: Tth1, Tth2).

Momotombo, 1918 yılındaki patlamasından 97 yıl sonra 1 Aralık 2015 tarihinde faaliyete geçmiş, faaliyeti 7 Nisan 2016'e kadar devam etmiştir (INETER, 1999; GVP, 2017). Faaliyet, zaman zaman birkaç km yüksekliğe varan kül bulutları ile kül patlamaları, Stromboli tipi patlamalar, kül ve gaz çıkışları, bazaltik lav akıntıları ve piroklastik akıntılar şeklinde gerçekleşmiştir, toplam 2 VEI hacminde malzeme çıkışı hesaplanmıştır (GVP, 2013; INETER, 1999; GVP, 2017). Momotombo'da, toplam 438 patlama kaydedilmiş, bunların 409'unda kül çıkışları not edilmiştir (INETER, 1999). 1 Aralık 2015 ile 1 Mart 2016 arasında 88 patlama kaydedilmiştir; buna karşın sadece Mart 2016'da 314 patlama ile patlama sayısında büyük bir artış olmuştur (INETER, 1999; GVP, 2017).



Şekil 9. Telica (a ve b) ve Momotombo (c-f) volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan Yüzey sıcaklığı anomali ve Işıyan bağıllı ısı akısı görüntüleri. Anomali adlandırmaları, sıcaklık değerleri (\*) ve ilgili referanslar Çizelge 3'te sunulmuştur.

Figure 9. Surface temperature anomaly and relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Telica (a and b) and Momotombo (c-d) volcanoes. Please refer to Table 3 for the nomenclature of the anomalous points, temperature measurements (\*) and related references.

Momotombo'ya ait patlama öncesi 14 Nisan 2014 ve 17 Nisan 2015 tarihli iki görüntü ve aktivite esnasında alınan 15 Şubat 2016 tarihli TIR uydu görüntülerinden  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri hesaplanmış, bunlardan son iki tarihli görüntü Şekil 9c-f'te sunulmuştur. Patlamadan 19 ay önce, 14 Nisan 2014 tarihli gece TIR görüntüsünde Momotombo zirvesinde  $\Theta_{max}$  10,5 °C ve  $Q_{rel-max}$  41,0 W/m<sup>2</sup> olarak hesaplanmıştır (Çizelge 3: Mz). Patlamadan 7 ay önce, 17 Nisan 2015 tarihinde de zirvede hem sıcaklık hem de ısı akısı önceki yıla benzer değerler vermektedir:  $\Theta_{max}$  11,1 °C ve  $Q_{rel-max}$  40,8 W/m<sup>2</sup> (Çizelge 3, Şekil 9c,d: Mz). Faaliyetin sürmekte olduğu 15 Şubat 2016 tarihli görüntüde ise zirvede  $\Theta_{max}$ 'ın 32,7 °C'ye ve  $Q_{rel-max}$ 'ın da 102,3 W/m<sup>2</sup>'ye yükseldiği gözlenmektedir (Çizelge 3, Şekil 9e,f: Mz). KB yamaçta 30 Aralık 2015 ile – 5 Ocak 2016 arasında yerleşen (GVP, 2017) lav akıntısının halen sıcaklığını korumakta olduğu görülmektedir (Şekil 9e: Mky). Lav akıntısı üzerinde hesaplanan maksimum  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  sırasıyla 6,7 °C ve 22,7 W/m<sup>2</sup>'dir (Çizelge 3, Şekil 9e,f: Mky). Volkanın güneybatısında ise, patlama bulutu ve taze yerleşen kül geri-düşme görüntülenmiştir (Şekil 9e: Mgy). Bulut üzerinde ölçülen  $\Theta_{max}$  12,4 °C ve  $Q_{rel-max}$  46,7 W/m<sup>2</sup> (Çizelge 3, Şekil 9e,f: Mgy). Şekil 9e ve f'nin lejantları özellikle Şekil 9c ve d ile aynı verilmiştir; bunun birinci nedeni her iki tarihli görüntüde sıcak gözlenen alanların birbirleriyle birebir kıyaslanabilir olması, ikinci nedeni de patlama sonrası görüntüde hem zirve alanındaki sıcaklık anomalilerini hem de lav akıntıları / kül bulutu kaynaklı anomalileri aynı anda görülebilir kılmaktır.

### **Sinabung Dağı**

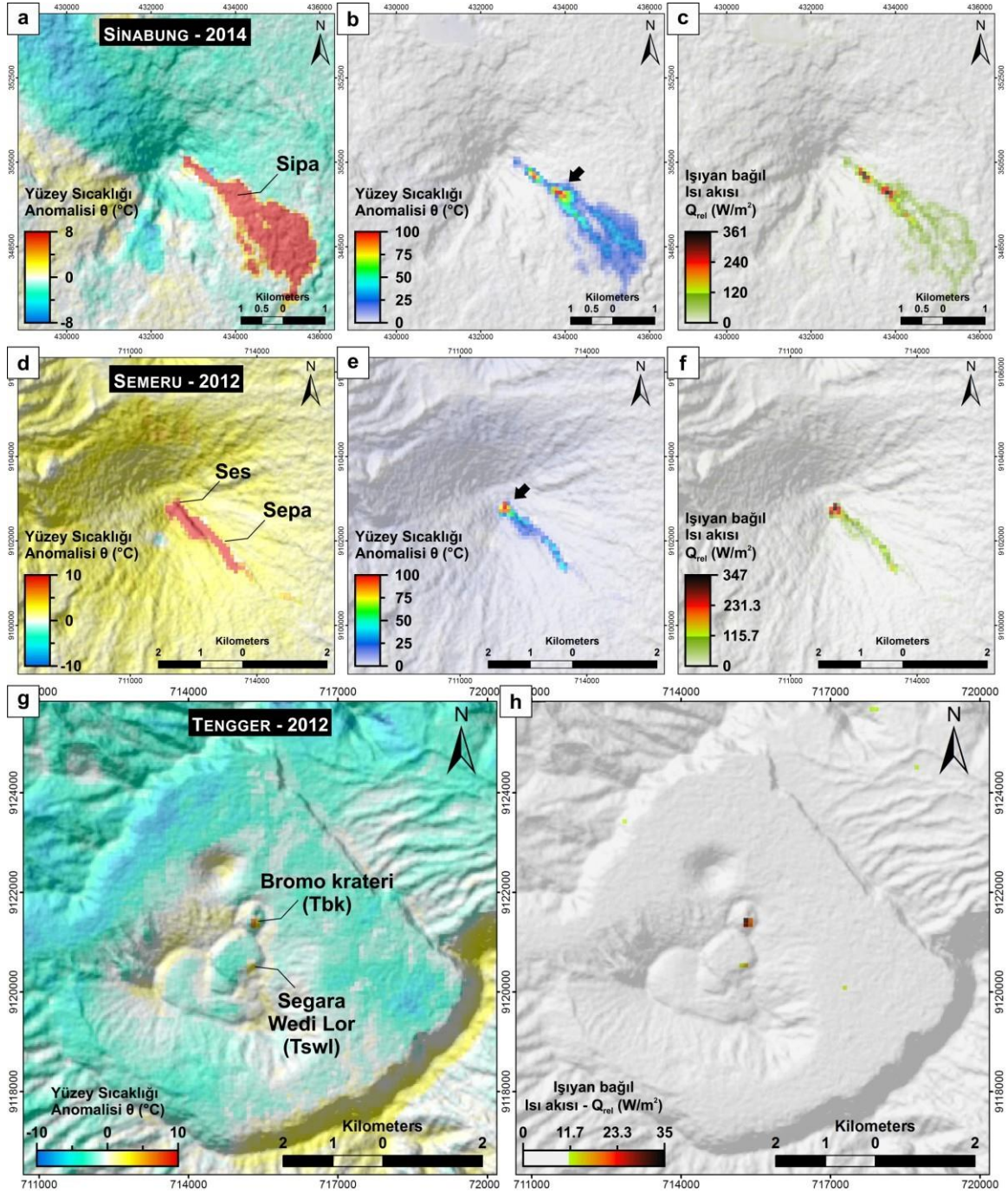
Sinabung, 1881 yılındaki patlamasından yaklaşık 120 yıl sonra 2010 yılındaki patlayıcı püskürmesine kadar uzun bir nekahet dönemi geçirdi. 2010 yılından beri

tekrarlayan yüksek sorguçlu patlayıcı püskürmeleri ve piroklastik akıntıları ile Endonezya'nın en aktif ve tehlikeli volkanlarından biridir. Volkan'ın  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  hesaplamaları 13 Ocak 2014 tarihli ASTER gece görüntüsü kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Yerel gözlem birimi Volkanoloji ve Jeolojik Afetleri Azaltma Merkezi'nin (PVMBG: Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi) 8 – 14 Ocak 2014 raporuna göre (GVP, 2014):

“Her gün, patlamaların oluşturduğu Kül bulutları oluşmuş, bulut zaman zaman 5 km'ye kadar yükselmiştir. Piroklastik akıntılar D, GD ve G yönünde 0,5 – 4,5 km mesafeye kadar ulaşmıştır. Sismik aktivite sürekli tremor ile yüksek seviyede kalmıştır. Ziyaretçilerin kratere GD yamaçta 7 km, diğer yamaçlarda 5 km'den fazla yanaşmasına izin verilmemiştir. 11 Ocak'ta volkanik depremler artmış, kül sorguçları 1 – 5 km yüksekliğe ulaşmış, pek çok köyde geri düşmeler rapor edilmiştir. GD yönünde 1 – 4,5 km mesafeye, E yönünde 1 km mesafeye kadar ulaşan piroklastik akıntılar gerçekleşmiştir. Tahliye edilen aile sayısı 7.898'e ve insan sayısı 25.516'ya ulaşmıştır.”

Bu aktif dönemde alınan termal uydu görüntüsü, piroklastik akıntıların hem yayılımının hem de yüzey sıcaklığının değişiminin hassas bir şekilde haritalanabilmesine olanak vermektedir (Şekil 10a,b,c). Aynı tarihli ASTER görüntüsünden hesaplanan  $\Theta$  görüntüleri Şekil 10a'da ve Şekil 10b'de iki farklı lejandla sunulmuştur. Şekil 10a'da verilen lejand ile sıcak piroklastik akıntının yayılımını net olarak haritalamak mümkündür. Şekil 10b'de verilen lejand ile de piroklastik akıntı üzerindeki sıcaklık değişimleri haritalanabilmekte, sıcaklığın daha yoğun olduğu bölgeler gözlenebilmektedir (Şekil 10b: siyah ok). Taze, sıcak piroklastik akıntı üzerinde  $\Theta_{max}$  105,5 °C ve  $Q_{rel-max}$  da 361,1 W/m<sup>2</sup> hesaplanmıştır (Çizelge 3, Şekil 10b,c: Sipa).





Şekil 10. Sinabung (a-c), Semeru (d-f) ve Bromo-Tengger (g ve h) volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan Yüze sıcaklığı anomalisi ve Işyan bağılı ısı akısı görüntüleri. Anomali adlandırmaları Çizelge 3'te sunulmuştur.

Figure 10. Surface temperature anomaly and relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Sinabung (a-c), Semeru (d-f) and Bromo-Tengger (g and h) volcanoes. Please refer to Table 3 for the nomenclature of the anomalous points.

## **Semeru Dağı**

Endonezya'nın oldukça aktif volkanlarından biri olan Semeru stratovolkanına ait işlenen ASTER gece termal görüntülerinden 10 Şubat 2012 tarihli görüntü Şekil 10d,e ve f'de sunulmuştur. PVMBG'nin raporuna göre Aralık 2011'de sismik olarak artan aktivite, 2 – 7 Şubat tarihleri arasında patlamaya dönüşmüştür. Kül bulutlarının yaklaşık 600 metreye yükseldiği aktivite esnasında zirvede kor rengi ışımalarla ufak patlamalar gözlenmiş, bu patlamalarla oluşan piroklastik çığlar ve fırlatılan malzeme 2,5 km kadar akmış/fırlatılmıştır (GVP, 2013).

Volkanın güneydoğu istikametinde geniş bir vadiye kanalize olan piroklastik çığlar, akıntılar ve döküntüler Şekil 10d,e ve f'de gözlenmektedir. Yüzey sıcaklığı anomalisi ( $\Theta$ ) görüntüleri gözlenen sıcaklıklarda Sinabung volkanında olduğu gibi piroklastik akıntıları detaylı inceleme olanağı sunmaktadır. Aynı tarihli ASTER görüntüsünden hesaplanan  $\Theta$  görüntüleri Şekil 10d'de ve Şekil 10e'de iki farklı lejantla sunulmuştur. Taze piroklastik akıntının yayılımı (Şekil 10d) ve piroklastik akıntı üzerindeki sıcaklık değişimleri net olarak haritalanabilmektedir (Şekil 10e). En yüksek sıcaklıklı aktivitenin zirvede devam ettiği gözlenebilmektedir (Şekil 10e: siyah ok). Solikhin vd. (2012) de ASTER termal görüntüleri kullanarak 2002-2003 yılı piroklastik akıntılarını patlama öncesi ve sonrası iki termal görüntü ile haritalamış ve etkilerini incelemişlerdir. Aylar sonra dahi piroklastik akıntılarda korunan sıcaklığın termal görüntülerle görüntülenebildiğini göstermişlerdir (Solikhin vd., 2012).

İncelediğimiz iki termal görüntüde zirvede gözlenen maksimum  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  sırasıyla 115,3 °C ve 371,2 W/m<sup>2</sup>'dir (Çizelge 3, Şekil 10e,f: Ses). 2012 tarihli görüntüde piroklastik akıntı üzerinde hesaplanan maksimum  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  de 44,6 °C ve 144,7 W/m<sup>2</sup>'dir (Çizelge 3, Şekil 10e,f: Sepa).

## **Tengger Kalderası ve Bromo krateri**

Tengger Kalderası'nda termal hesaplamalar, 2002 ve 2012 tarihli görüntüler ile gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3). Şekil 10 g ve h da, 10 Şubat 2012 tarihli ASTER

gece termal uydu görüntülerinden hesaplanan  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  haritaları sunulmuştur. Kaldera içindeki en aktif krater Bromo krateridir. PVMBG'nin raporları, görüntünün alındığı tarihte Bromo kraterinde olağan yoğun fümerollerin devam ettiğini, 1 Ocak – 29 Mart arasında beyaz bulutların kraterin 50 metre kadar üzerine ulaştığını ve sismik faaliyetin düştüğünü belirtmektedir (GVP, 2012). Bromo kraterinin olağan fümerollerini 2014 yılındaki ziyaretimizde de devam etmekteydi (Şekil 7b). Volkan, 2015 ve 2019 yıllarında Bromo kraterinden patlayıcı kül püskürmeleri gerçekleştirdi. Volkanın buhar çıkışlarına dair doğrudan sıcaklık ölçümleri mevcut değildir, lakin Aiuppa vd. (2015) gaz ölçümleri gerçekleştirmiştir. Bromo'nun gaz kompozisyonu su baskındır ( $H_2O/SO_2$  oranı  $100\pm 50$ ) ve diğer Java volkanları arasında gaz kompozisyonu yüksek-sıcaklıklı gaz emisyonları arasında kalmaktadır (Aiuppa vd., 2015).

Bromo kraterinde ölçülen maksimum  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri sırasıyla  $8,1\text{ }^\circ\text{C}$  ve  $34,9\text{ W/m}^2$ 'dir (Çizelge 3, Şekil 10g,h: Tbk). Bromo kraterinin güneyinde, daha yüksek kotta yer alan Segara Wedi Lor kraterinde hesaplanan  $\Theta_{max}$   $3,2\text{ }^\circ\text{C}$  ve  $Q_{rel-max}$  da  $15,5\text{ W/m}^2$ 'dir (Çizelge 3, Şekil 10g,h: Tswl).

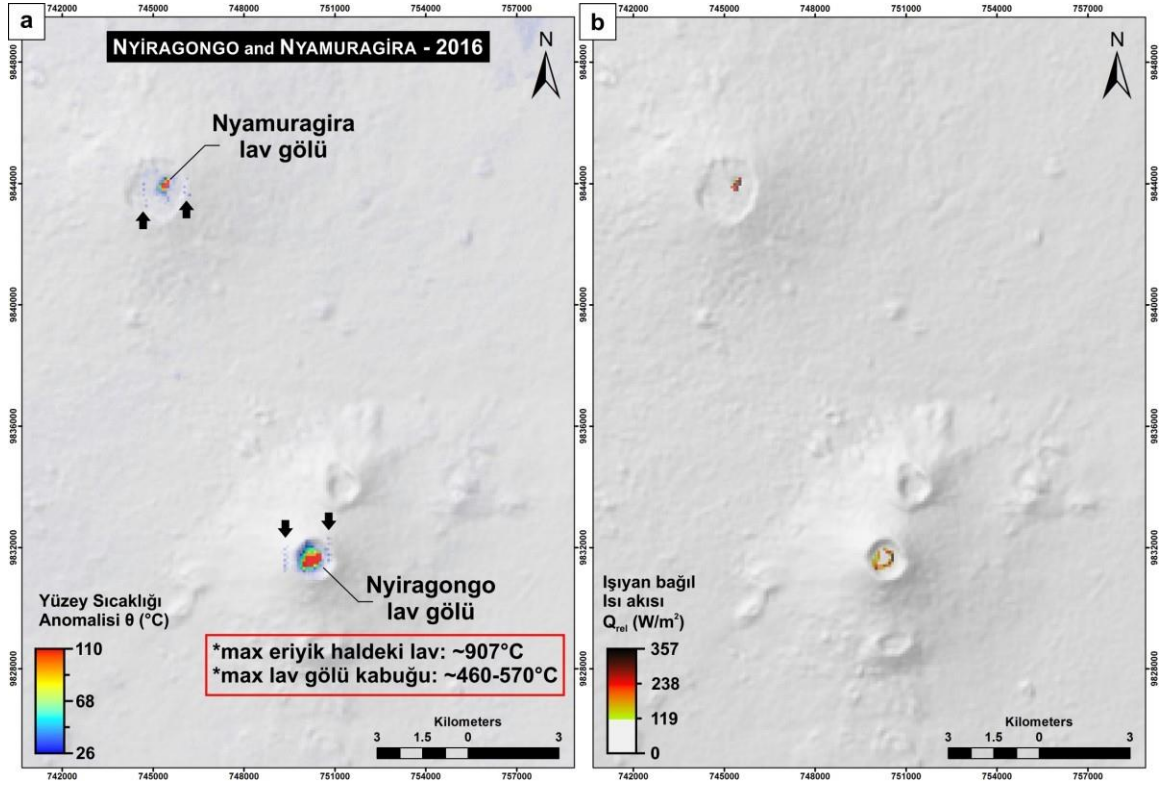
### **Nyiragongo ve Nyamuragira dağları**

Afrika'nın en aktif ve tehlikeli volkanlarından olan Nyiragongo ve Nyamuragira volkanları, Demokratik Kongo Cumhuriyeti'nde yer alır. İki volkan birbirlerine 13 km mesafededir. Nyiragongo (3470 m) bir stratovolkan, Nyamuragira da (3058 m) kalkan tipi bir volkandır. Nyiragongo zirvesindeki  $\sim 1,3$  km çapındaki krater içinde  $\sim 200$  m çapında aktif bir lav gölü yer almaktadır. Nyamuragira zirvesindeki  $\sim 2,2$  km çapındaki büyük kraterin içinde yer alan 400 m çapındaki pit-krater içinde de zaman zaman lav gölü gözlenmektedir. Spampinato vd. (2013) Nyiragongo lav gölünde sıcaklığın  $907\text{ }^\circ\text{C}$ 'ye ulaşabildiğini, göl yüzeyinde kabuklaşan katı lav üzerinde de  $460 - 570\text{ }^\circ\text{C}$  sıcaklıklar kaydedildiğini not etmektedir.

Kullanılan ASTER gece termal uydu görüntüsünün alındığı 18 Mart 2016 tarihinden hemen önce ve sonra yayınlanan raporlarında, Goma Volkanoloji Gözlemevi (Observatoire volcanologique de Goma), Nyiragongo volkanında 28 Şubat 2016'da faaliyetin şiddetlendiğini ve zaman zaman kraterin doğu kesiminde ikinci bir lav gölü

de oluşturarak 6 Nisan'a kadar devam ettiğini raporlamıştır (GVP, 2013). Görüntünün alındığı tarihte Nyamuragira'da aktivitenin olduğu bilirse de detaylı bir gözlem raporu mevcut değildir.

Nyirogongo ve Nyamuragira volkanlarının gece termal görüntülerinden hesaplanan  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri/görüntüleri Çizelge 3 ve Şekil 11a,b'de sunulmuştur. Nyirogongo lav gölü üzerinde hesaplanan  $\Theta_{max}$  110,1 °C ve  $Q_{rel-max}$  356,9 W/m<sup>2</sup>'dir. Nyamuragira lav gölü üzerinde hesaplanan  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$  da sırasıyla 108,6 °C ve 348,7 W/m<sup>2</sup>'dir.



Şekil 11. Nyiragongo ve Nyamuragira volkanları için ASTER görüntülerinden hesaplanan a) Yüzeý sıcaklığı anomalisi ve b) Işıyan bağıl ısı akısı görüntüleri. Anomali adlandırmaları, sıcaklık değerleri (\*) ve ilgili referanslar Tablo 3'te sunulmuştur.

Figure 11. a) Surface temperature anomaly and b) relative radiative heat flux images derived from ASTER images for Nyiragongo and Nyamuragira volcanoes. Please refer to Table 3 for the nomenclature of the anomalous points, temperature measurements (\*) and related references.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yüzey Sıcaklığı (YS), Yüzey Sıcaklığı Anomalisi ( $\Theta$ ) ve Işıyan Bağlı Isı Akısı ( $Q_{rel}$ ) hesaplarımız hem ülkemizdeki hem de yakın çevresindeki volkanlar üzerindedüşük sıcaklıklı termal anomalilerin tespiti ile ilgili önemli sonuçlar sunmaktadır.

Bununla beraber yöntem ve yöntemin geliştirilmesine dair tespitlerde bulunmak da mümkündür. Tespitlerimiz ve bulgularımız bu bölümde özetlenmiştir.

### Yönteme Dair

Jeotermal çalışmalarda gündüz görüntülerinin yansıma ve topoğrafik etki nedeniyle termal kızılötesi radyasyonu gizleme potansiyeli yüksektir. TIR uydu görüntülerinde imkân varsa gece görüntülerinin tercih edilmesi, havadan termal görüntüleme de gece görüntü alınması özellikle üstünde durulması gereken bir husustur. Termal yansıma ve topoğrafik etki gündüz görüntülerinde TIR görüntüde baskındır, düzeltilmesi zorunludur. Gece görüntülerinde dahi, günbatımından saatler sonra topoğrafik etki termal ışımayı önemli ölçüde etkiler (ör., Şekil 1) ve düzeltilmesi gerekir (Coolbaugh vd., 2007; Ulusoy vd., 2012). Termal çaprazlanmanın varlığından habersiz jeolojik ve jeotermal yorumlar TIR analizlerinde araştırmacıları yanlış bir yöne sürükleyebilir. Termal çaprazlanma nedeniyle, buhar ve hidrotermal kaynaklı toprak nemliliği dahi başlı başına gece görüntülerinde pozitif, gündüz görüntülerinde negatif sıcaklık anomalisi kaynağıdır (ör., Şekil 2). Doğrudan ölçmenin zor olduğu, hesaplamalarda kullanılan emisivite değerlerindeki küçük değişiklikler, hesaplanan sıcaklıklara da yansiyacaktır, yerel ölçümler (doğrulama) özellikle düşük sıcaklıklı termal anomaliler ile ilgili çalışmalarda düzeltmelere izin verir (Lagios vd., 2007).

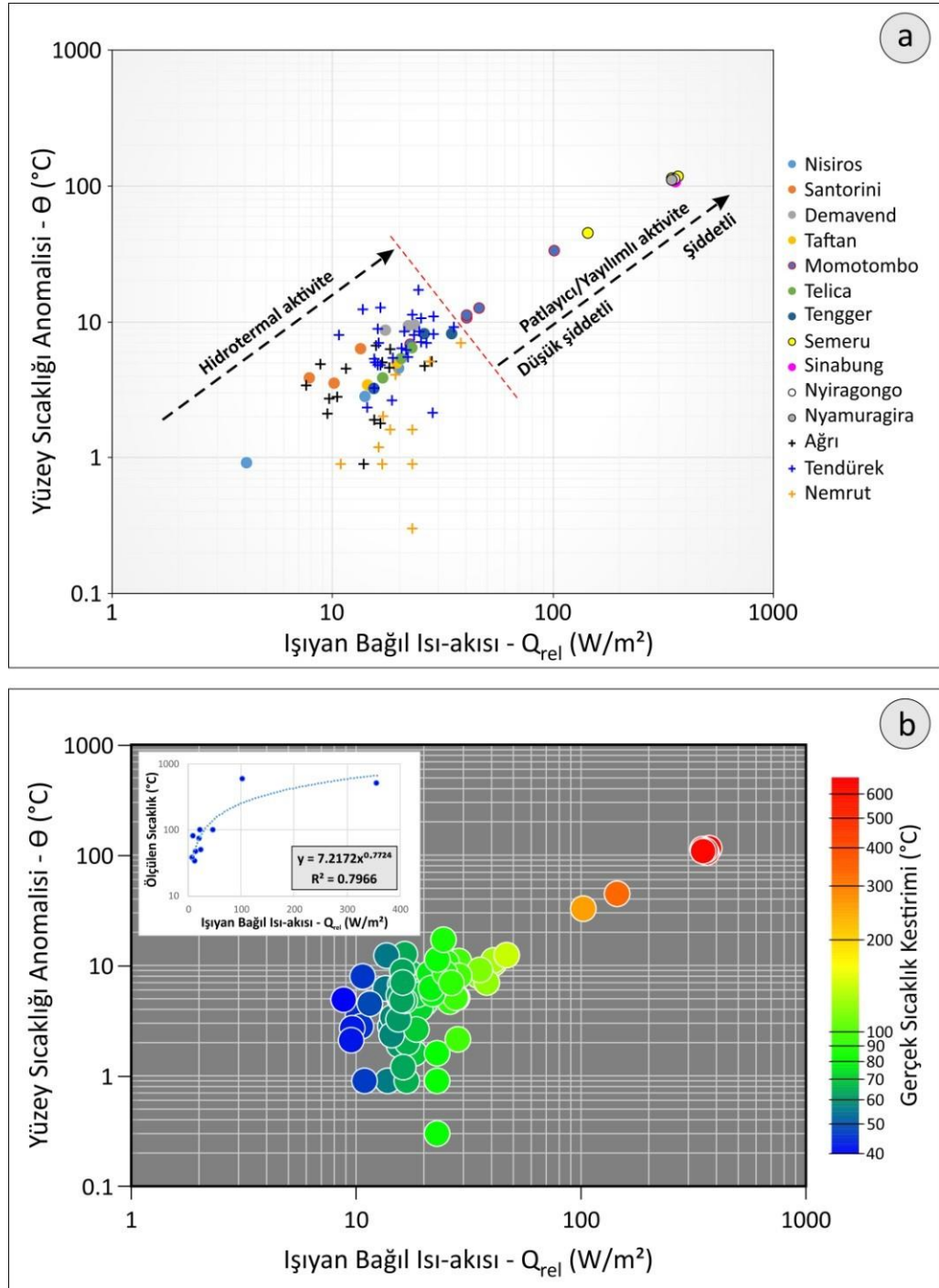
Termal kaynağın kapladığı alan ve kullanılan termal bandın çözünürlüğü TIR incelemelerde daima önem arz eder. Küçük ölçekli termal alanların (örneğin ASTER bantlarında) 90 x 90 m piksel alanı içinde daha soğuk çevre kayalarla termal karışımı nedeniyle, termal görüntüde ölçülen değerleri neredeyse her zaman bu termal kaynakların gerçek sıcaklıklarından daha küçüktür (Lagios vd., 2007; Vaughan vd., 2012).

Gaonac'h vd. (1994) ve Ganas vd. (2010) ışılan bağlı ısı akısı hesaplamalarında  $T_{hava}$  ve  $e$  değerleri için tek bir pikselin değerini,  $\Delta\theta$  için de iki komşu piksel arasındaki farkı kullanmışlardır. Sonuç olarak anomali beklenen 'bir' veya yan

yana birkaç piksel için  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  değerleri hesaplamışlardır. Ulusoy (2016)'un tek bir piksel değerini kullanarak hesaplamaktan ziyade, tüm görüntü matrisini kullanarak  $T_{hava}$  ve  $\Delta\theta$  'görüntüleri' hesaplamak üzere geliştirdiği prosedür yöntemin çıktısında önemli bir gelişme sunmaktadır. Bu sayede bütün uydu görüntüsü için  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntüleri hesaplanabilir. Sıcaklık-Emisivite ayrımı algoritmasından türetilen Maksimum spektral emisivite ( $\epsilon$ ) görüntüsü de  $Q_{rel}$  hesaplamasına dâhil edilebilir. Bu çalışmada görüntüler arasında dengeli bir karşılaştırma ve kıyaslama yapabilmek için emisiviteyi temsilen tek bir değer(0.96) tercih edilmiştir.

Hesaplanan tüm  $\Theta$  ve  $Q_{rel}$  görüntülerinde sıcak noktaları temsil eden sıcaklık değerleri  $\Theta_{max}$ 'a karşı  $Q_{rel-max}$  grafiği üzerinde sunulmuştur (Şekil 12a); şekilde Doğu Anadolu volkanları '+' işareti ile Dünya üzerindeki diğer volkanlar daire işaretleri ile gösterilmiştir. Log-Log grafikte,  $\Theta_{max}$ 'a karşı  $Q_{rel-max}$ 'ın doğrusal artışı gözlenmektedir. Üzerinde çalıştığımız volkanlar için hidrotermal/fümerol fazdaki aktivite ile patlayıcı/yayımlı aktiviteyi birbirinden net olarak ayırmak mümkündür (Şekil 12a: kırmızı kesikli çizgi); lakin bu ayırım, örnekleme artırıldığında farklılaşabilir. Bununla birlikte hem hidrotermal aktivitenin hem de patlayıcı / yayımlı aktivitenin şiddetinin artan  $\Theta$  -  $Q_{rel}$  değerleriyle orantılı olarak arttığını söylemek mümkündür. Şekil 12a'da Hidrotermal aktivite olarak belirtilen alandaki değerlerin göreceli olarak dağınık olduğu gözlenebilir. Bu dağınıklığın birkaç nedeni vardır:

- 1) Bu bölgeye düşen veri noktalarında hesaplanan sıcaklık anomalisi genellikle düşüktür (ASTER TIR bandında 90x90 metre grid çözünürlüğü için  $<18^\circ$  C). Hidrotermal çıkış noktalarının kapladığı alanın genellikle görüntü çözünürlüğünden daha küçük olması gerçekte olduğundan daha düşük sıcaklık değerleri okunmasına yol açar (ör., Lagios vd., 2007; Vaughan vd., 2012). Farklı tarihli görüntülerde düşük sıcaklıklar sıcak nokta üzerindeki rüzgâr gibi dış etkenlerden etkilenebilmektedir.



Şekil 12. İncelenen tüm volkanlar için a) sıcak noktalar üzerinde ölçülen Yüzey sıcaklığı anomalisine karşın Işıyan bağıl ısı akısının grafik dökümü ve b) Sıcak noktalarda ölçülen sıcaklığa karşılık uydu görüntülerinden hesaplanan ışıyan bağıl ısı akısı ilişkisinden gerçek sıcaklık kestirimi.

Figure 12. For all the volcanoes investigated here a) graphic depiction of surface temperature anomaly versus relative radiative heat flux over the hot sources, and b) Temperature estimation from the relation between satellite derived relative radiative heat flux and measured temperatures at sources.

2) Hidrotermal aktiviteyi tanımlayan farklı noktalardan alınan farklı değerler farklı sonuçlar vermektedir (örneğin Nisiros üzerindeki farklı kraterlerin değerleri).

3) Doğu Anadolu volkanları için çok sayıda uydu görüntüsü kullanılmıştır, hesaplanan sıcaklık değerlerinin mevsimsel farklılıklar gösterebileceği bilinmektedir (Ulusoy, 2016). Özellikle komşu pikseller ile hidrotermal noktalar arasındaki sıcaklık anomalisi farkı  $\Delta\theta$ , dolayısıyla hesaplanan  $Q_{rel}$  değerleri mevsimsel farklılıklar gösterir (Ulusoy, 2016).

Arazide sıcaklık ölçümü yapılan volkanlarda ölçülen sıcaklıklara, hesaplanan bağlı ısı akısı ( $Q_{rel}$ ) arasında kaba bir üssel ilişki olduğu görülmektedir (Şekil 12b – iç grafik). Bu korelasyon *Gerçek Sıcaklık* =  $7,2172 \times Q_{rel}^{0,7724}$  denklemiyle tanımlanır; ilişkinin belirleme katsayısı ( $R^2$ ) 0.7966'dır. Korelasyon, ilgili veri seti ile gerçek sıcaklığı artı/eksi %20,34 hata payı ile kestirebileceğimizi göstermektedir. Kullandığımız metodoloji ile  $Q_{rel}$  değerlerini hesapladığımız volkanlar üzerindeki gerçek sıcaklığa dair elde ettiğimiz üssel ilişkiyi kullanarak bir kestiriminde bulunmak mümkündür (Şekil 12b). Bu kestirim önemlidir, lakin kullandığımız yöntem algoritmasıyla jeotermal aramalarda gerçekçi yaklaşımlar yapmanın mümkün olduğunu göstermektedir. Daha fazla arazi ölçümü ile örneklemin artırılması, bu denklemin belirleme katsayısını düşürür, kestirimin hata payı azalır.

### **Volkanlar Üzerinde Hesaplanan Termal Anomaliler**

Ağrı Dağı üzerinde gece TIR görüntülerinden hesapladığımız en yüksek  $\Theta_{max}$  ve  $Q_{rel-max}$  değerleri Ahora kraterinin kuzeydoğusunda (Şekil 5a), 4200-4400 metre yüksekliklerdedir ve geniş bir alana yayılmıştır. Gözlenen maksimum anomali,  $\Theta_{max}$  6,3 °C ve 4.5 °C üzerinde anomali veren alan 89.100 m<sup>2</sup>'dir. Karakhanian vd. (2002) ve Feraud ve Özkocak (1993)'a göre 2 Temmuz 1840 yılı patlaması Ahora



kraterinden kaynaklanmış, Ahora vadisi boyunca piroklastik akıntılar ve/veya toprak kaymaları oluşmuştur. Tarihsel kayıtlarda (Alishan, 1890; Karakhanian vd., 2002), bu piroklastik akıntıların volkanın eteğindeki Ahora köyünü yıktığı ve kül altına gömdüğü rivayet edilmektedir. Krater kenarındaki yüksek sıcaklık anomalisi iki şekilde yoruma açıktır: 1) Tarihsel kayıtlara göre Anadolu'da bilinen en genç volkanik patlamanın yaşandığı krater, hala hidrotermal olarak aktiftir. Kuzey yamaçta buzun beklenenin aksine güney yamaca göre daha fazla çekildiği gözlenmektedir, bu durumda yüksek jeotermal girdinin katkısı olabilir; 2) Kuzey yamaçta buzulun erimesi kaynaklı sıvı hareketleri, gece görüntülerinde termal çaprazlanma nedeniyle yüksek sıcaklık anomalileri veriyor olabilir.

Ağrı, Tendürek dağları, Nemrut Kalderası ve Ege kıyılarına çok yakında yer alan Nisiros volkanında dikkate değer ölçekte termal anomaliler kaydedilmektedir (Şekil 5, 6a ve 6b). Bundan sonra gerçekleştirilecek gözlem ve takip amaçlı çalışmalarda, detaylı saha incelemeleri için bu anomaliler öncelikli alanlar addedilmelidir. Kaydedilen ölçekteki değerler iki nedenle dikkate değer önemdedir:

1) düşük seviyeli termal anomalilerin uydu görüntüleri ile tespit edilebileceğini göstermektedir ve 2) bu değerlerin sürekli takibi uzun süreli ve düşük maliyetli gözlem olanağı sağlayabilecek özelliğindedir.

Santorini, Demavend ve Taftan volkanlarında bilinen sıcak kaynaklar üzerinde tespit ettiğimiz anomaliler (Şekil 6c, 6d ve 8) her uydu görüntüsünde tespit edilebilen anomaliler değildir. Bu durum anomali kaynağının boyutları veya çevre kayaların emisivite değerleri kaynaklı olabilir. Eskandari vd. (2015) Demavend zirvesindeki fümerol bacalarını görüntü çözünürlüklerinin altında olduğu için belirleyemediklerini kaydetmektedir. İlgili anomali bu çalışmada da 17 yıllık bir dönemde sadece 1 görüntüde tespit edilebilmiştir; bu görüntünün de TIR anomalileri bağlamında oldukça gürültülü olduğu yadsınamaz (Şekil 8a, b). Anomali kaynağının net bir şekilde gürültüden ayırdedilebileceğini söylemek mümkün değildir.

Anomali kaynağının sıcaklığı arttıkça, kaynak bölge alanı genişledikçe tespit kolaylaşmaktadır. İncelediğimiz diğer örneklerde, Telica, Momotombo, Sinabung, Semeru, Tengger, Nyiragongo ve Nyamuragira volkanlarında anomali noktaları net bir şekilde haritalanabilmiştir. Momotombo, Sinabung ve Semeru örneklerinde görüldüğü üzere piroklastik akıntılar ve lav akıntılarını ve dahi bu akıntılar üzerindeki sıcaklık farklılıklarını haritalayabilmek mümkündür (Şekil 9e, 10a-f). Nyiragongo ve Nyamuragira örneklerinde görüldüğü gibi çok yüksek sıcaklıklı termal anomalilerin kaydı mümkündür, lakin bu anomalilerin etrafında kayıtcının kapasitesi ile ilgili sorunlar gözlenebilmektedir. Örneğin Nyiragongo ve Nyamuragira lav göllerinin oluşturduğu çok yüksek sıcaklı termal anomali uydu görüntüsünde anomalinin yaklaşık 250 – 500 metre doğusunda ve batısında çizgi halinde yaklaşık +15 °C'lik yalancı anomaliler gözlenmektedir (Şekil 11a: siyah oklar yalancı anomaliyi işaret etmektedir).

Termal uydu görüntüleri, yere dair jeofiziksel verinin doğrudan uydu görüntüsünden elde edildiği ender veri setlerindedir. On yıllardır termal uydu görüntülerinin uzamsal ve zamansal çözünürlüğü artmaktadır. Yüksek uzamsal çözünürlük termal haritalama ve tespit konusunda, yüksek zamansal çözünürlük de termal gözlem konusunda iddialıdır. Günümüz ve gelecek projeksiyonları bu ikiuç termal görüntü parametresinin gittikçe birbirine yaklaştığını ve hem uzamsal hem de zamansal çözünürlüğü yüksek termal uydu görüntülerin kullanımının hızla yaygınlaşacağını göstermektedir (ör., Ramsey ve Flynn, 2020). Bununa birlikte gelişen insansız hava araçları teknolojisiyle yüksek çözünürlüklü termal hava fotoğraflarının da büyük bir ivmeyle araştırma ve mühendislik alanına gireceği kesindir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma kapsamında sunulan Doğu Anadolu volkanları ile ilgili incelemeler 113Y032 no'lu TUBITAK projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yazarlar hakemlere hızlı ve yapıcı görüşleri için, Ercan Selim Kolbakır'a Demavend Dağı'nın zirve fotoğrafını paylaştığı için teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- Aiuppa, A., Bani, P., Moussallam, Y., Di Napoli, R., Allard, P., Gunawan, H., Hendrasto, M., Tamburello, G., 2015. First determination of magma-derived gas emissions from Bromo volcano, eastern Java (Indonesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 206–213.
- Akyürek, Ö., 2020. Termal Uzaktan Algılama Görüntüleri İle Yüzey Sıcaklıklarının Belirlenmesi: Kocaeli Örneği. *Doğ. Afet. Çev. Derg.*, 6(2), 377–390.
- Alishan, G., 1890. Airarat (Venice).
- Arriaga M-CS, Tsompanakis Y, Samaniego F (2008) Geothermal manifestations and earthquakes in the caldera of Santorini, Greece: an historical perspective. *Proceedings of the XXXIII workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, pp 28–30, SGP-TR- 185.
- ASTER GDEM Validation Team, 2011. *ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results*, 26 pp.
- Atasoy, E., Terzioğlu, N., Mumcuoğlu, H.Ç., 1988. Nemrut volkanı jeolojisi ve jeotermal olanakları. T.P.A.O. Research Group Report, p. 109.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Digonnet, F., Labazuy, P., Sen, E., Bayhan, H., Kurttas, T., Tolluoglu, A.U., 2003. Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123, 301–312.

- Barducci, A., Pippi, I., 1996. Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the “Grey body emissivity” method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(3), 681–695.
- Becker, F., Li, Z., 1995. Surface Temperature and Emissivity at Various Scales: Definition, Measurement and Related Problems. *Remote Sensing Reviews*, 12, 225–253.
- Coolbaugh, M.F., Kratt, C., Fallarco, A., Calvin, W.M., Taranik, J.V., 2007. Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106, 350–359.
- Çapar, N., 2009. Landsat Uydu Görüntüleri Kullanılarak Jeotermal Kaynakların Araştırılması, Ankara Örneği. Y. Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul (yayımlanmamış).
- Çelik, B. ve Kalkan, K., 2012. Isıl Uzaktan Algılama Verileri Yardımıyla Yeryüzü Sıcaklıklarının Tespitinde Farklı Tek-Kanal Algoritmalarının Meteorolojik İstasyon Verileri Kullanılarak Karşılaştırılması: İstanbul Örneği. IV. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu (UZAL-CBS 2012), 16–19 Ekim 2012, Zonguldak.
- Diker, C., 2014. Doğu Anadolu Volkanlarının Termal Kızılötesi Uydu Görüntüleri ile Uzun Süreli Termal Aktivitesinin Gözlenmesi. Y. Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).
- Elachi, C., 1987. *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*. John Wiley and Sons, New York 432 pp.
- Eneva, M., Coolbaugh, M., 2009. Importance of elevation and temperature inversions for the interpretation of thermal infrared satellite images used in geothermal exploration. *GRC Transactions*, 33, 467–470.
- Erenoglu, R.C., Arslan, N., Erenoglu, O., Arslan, E., 2019. Application of spectral analysis to determine geothermal anomalies in the Tuzla region, NW Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 12, 439.

- Erell, E., Leal, V., Maldonado, E., 2005. Measurement of Air Temperature in the Presence of a Large Radiant Flux: An Assessment Of Passively Ventilated Thermometer Screens. *Boundary-Layer Meteorology*, 114, 205–231.
- Eskandari, A., De Rosa, R., Amini, S., 2015. Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using Landsat imagery: Implications for the volcano dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 41–57.
- EUMeTrain, 2017. EUMeTrain Product Tutorial on Land Surface Temperature. EUMETNET ([https://www.eumetnet.eu/emc\\_training\\_bulleti/eumetrain-product-tutorial-land-surface-temperature/](https://www.eumetnet.eu/emc_training_bulleti/eumetrain-product-tutorial-land-surface-temperature/)).
- Feraud J. and Özkocak Ö., 1993. Les volcans actifs de Turquie: guide géologique et itinéraires d'excursions. *L'Assoc. Volc. Européenne (LAVE)*, 2, 1–82.
- Florinsky, I.V., Kulagina, T.B., Meshalkina, J.L., 1994. Influence of topography on landscape radiation temperature distribution. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 3147–3153.
- Ganas, A., Lagois, E., Petropoulos, G., Psiloglou, B., 2010. Thermal imaging of Nisiros volcano (Aegean Sea) using ASTER data: estimation of radiative heat flux. *Int. J. Remote Sens.*, 31 (15), 4033–4047.
- Gaonac'h, H., Vandemeulebrouck, J., Stix, J., Halbwachs, M., 1994. Thermal infrared satellite measurements of volcanic activity at Stromboli and Vulcano. *J. Geophys. Res.*, 99, 9477–9485.
- Gillespie, A.R., 1985. Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS. The TIMS Paper presented at the Data User's Workshop, JPL Publication, 86(38): 29–44.
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J.S., Hook, S., Kahle, A.B., 1998. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36 (4), 1113–1126.
- Global Volcanism Program (GVP), 2012. Report on Tengger Caldera (Indonesia). In: Sennert, S K (ed.), *Weekly Volcanic Activity Report*, 28 March-3 April 2012. Smithsonian Institution and US Geological Survey.

- Global Volcanism Program (GVP), 2013. Telica (344040), Momotombo (344090), Nyirogongo (223030), Semeru (263300) in *Volcanoes of the World*, v. 4.8.6 (20 Feb 2020). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 25 Mar 2020 <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.
- Global Volcanism Program (GVP), 2014. Report on Sinabung (Indonesia). In: Sennert, S K (ed.), *Weekly Volcanic Activity Report*, 8 January-14 January 2014. Smithsonian Institution and US Geological Survey.
- Global Volcanism Program (GVP), 2017. Report on Momotombo (Nicaragua) (Venzke, E., ed.). *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 42:1 Smithsonian Institution.
- Green, A.A., Craig, M.D., 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. Paper presented at the Proceedings of the airborne imaging spectrometer data analysis workshop. Pasadena, CA. p. 111–119.
- Harris, A.J.L., Stevenson, D.S., 1997. Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 76, 175–198.
- Haurwitz, B., 1945. *Dynamic Meteorology*. McGraw-Hill, New York, N.Y. 365 pp.
- Hernandez-Baquero, E., 2000. *Characterization of the Earth's Surface and Atmosphere from Multispectral and Hyperspectral Thermal Imagery* (Ph.D. Dissertation) Rochester Institute of Technology, Chester F. Carlson Center for Imaging Science, Rochester, NY.
- Hewson, R., Mshiu, E., Hecker, C., van der Werff, H., van Ruitenbeek, F., Alkema, D., van der Meer, F., 2020. The application of day and night time ASTER satellite imagery for geothermal and mineral mapping in East Africa. *Int. J. Appl. Earth Obs. and Geoinformation*, 85, 101991.
- Holben, B.N., Justice, C.O., 1980. The topographic effect on spectral response from nadir-pointing sensors. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 46, 1191–1200.

- Hook, S.J., Gabell, A.R., Green, A.A., Kealy, P.S., 1992. A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Remote Sens. Environ.*, 42, 123–135.
- Hook, S.J., Abbott, E.A., Grove, C., Kahle, A.B., Palluconi, F., 1999. Use of multi-spectral thermal infrared data in geological studies. In: Renez, A.N. (Ed.), *Manual of Remote Sensing*, third ed. *Remote Sensing for Earth Sciences 3*. John Wiley and Sons, New York, pp. 59–110.
- Hynek, B.M., McCollom, T.M., Marcucci, E.C., Brugman, K., Rogers, K.L., 2013. Assessment of environmental controls on acid-sulfate alteration at active volcanoes in Nicaragua: Applications to relic hydrothermal systems on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118, 2083–2104.
- INETER, 1999. Volcanoes en Nicaragua. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (<https://2.ineter.gob.webserverni/vol/dep-vol.html>). Erişim tarihi: 14 Temmuz 2020.
- Johnson, B.R., Young, S.J., 1998. In-scene atmospheric compensation: application to SEBASS data collected at the ARM Site. Technical Report. Space and Environment Technology Center, The Aerospace Corporation.
- Kahle, A.B., Madura, D.P., Soha, J.M., 1980. Middle infrared multispectral aircraft scanner data: analysis for geological applications. *Applied Optics*, 19(14), 2279–2290.
- Karakhianian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., 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(1–2), 319–344.
- Käfer, P.S., Rolim, S.B.A., Heinz, L.V.O., Iglesias, M.L., da Rocha, N.S., Diaz, L.R., 2020. Assessment of single-channel algorithms for land surface temperature retrieval at two southern Brazil sites. *J. Appl. Remote Sens.*, 14(1), 016507.
- Kealy, P.S., Hook, S.J., 1993. Separating temperature and emissivity in thermal infrared multispectral scanner data: implications for recovering land surface temperatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 31 (6), 1155–1164.

- Lagios, E., Vassilopoulou, S., Sakkas, V., Dietrich, V., Damiata, B.N., Ganas, A., 2007. Testing satellite and ground thermal imaging of low-temperature fumarolic fields: The dormant Nisyros Volcano (Greece). *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 62, 447–460.
- Lemma, K.G., 2019. Assessing The Potential of ASTER Night-time Surface Temperature And Derived Apparent Thermal Inertia for Geological Mapping within Haib, Namibia. MSc Thesis, University of Twente, Enschede, The Netherlands (unpublished).
- Matsunaga, T.A., 1994. Temperature-Emissivity Separation Method Using an Empirical Relationship between the Mean, the Maximum, and the Minimum of the Thermal Infrared Emissivity Spectrum. *Journal of Remote Sensing Soc. Japan*, 14(2), 230–241 (İngilizce özet ile Japonca).
- Mayer, P., Itten, K.I., Kellenberger, T., Sandmaier, S., Sandmaier, R., 1993. Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 48(4), 17–28.
- McCollom, T.M., Robbins, M., Moskowitz, B., Berquó, T.S., Jöns, N., Hynek, B.M., 2013. Experimental study of acid-sulfate alteration of basalt and implications for sulfate deposits on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118, 577–614.
- Minnaert, M., 1941. The reciprocity principle in lunar photogrammetry. *Astrophysics Journal*, 93, 403–410.
- Nichol, J., Law, K.H., Wong, M.S., 2006. Empirical correction of low Sun angle images in steeply sloping terrain: a slope-matching technique. *International Journal of Remote Sensing*, 27(3), 629–635.
- Niziol, T.A., 1987. Operational Forecasting of Lake Effect Snowfall in Western and Central New York. *Weather and Forecasting*, 2, 310–321.
- Ölmez, E., Ercan, T., Yildirim, T., 1994. Volcanology and geothermal energy possibilities of the Tendürek area (Diyadin, Zilan, Çaldıran), eastern Anatolia (Turkey). 47th Geological Congress of Turkey, Ankara. Abstracts vol. 47, p. 106.



- Pavlidou, E., van der Meijde, M., van der Werff, H., Hecker, C., 2016. Finding a needle by removing the haystack: A spatio-temporal normalization method for geophysical data. *Computers & Geosciences*, 90 (Part A), 78–86.
- Prévost, P., 1791. Mémoire sur l'équilibre du feu. *Journal de Physique*, Paris: Bachelier, 38, 314–322.
- Ramsey, M.S., Flynn, I.T.W., 2020. The Spatial and Spectral Resolution of ASTER Infrared Image Data: A Paradigm Shift in Volcanological Remote Sensing. *Remote Sensing*, 12, 738.
- Retief, S.J.P., Willers, C.J., Wheeler, M.S., 2003. Prediction of thermal crossover based on imaging measurements over the diurnal cycle. *Proc. SPIE 5097, Geo-Spatial and Temporal Image and Data Exploitation III*.
- Rolim, S.B.A., Grondona, A., Hackmann, C.L., Rocha, C., 2016. Review of Temperature and Emissivity Retrieval Methods: Applications and Restrictions. *American Journal of Environmental Engineering*, 6(4A), 119– 128.
- Sabins, F.F., 1997. *Remote Sensing: Principles and Interpretation*. third ed. W. H. Freeman and Company, New York, 494 pp.
- Sekioka, M., Yuhara, K., 1974. Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface. *J. Geophys. Res.*, 79, 2053–2058.
- Shakeri, A., Moore, F., Kompani-Zare, M., 2008. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4), 829–836.
- Shakeri, A., Ghoreyshinia, S., Mehrabi, B., Delavari, M., 2015. Rare-earth elements geochemistry in springs from Taftan geothermal area SE Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 49–61.
- Smith, J.A., Lin, T.L., Ranson, K.J., 1980. The Lambertian assumption and Landsat data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 46, 1183–1189.
- Solikhin, A., Thouret, J.-C., Gupta, A., Harris, A.J.L., Liew, S.C., 2012. Geology, tectonics, and the 2002–2003 eruption of the Semeru volcano, Indonesia: Interpreted from high-spatial resolution satellite imagery. *Geomorphology*, 138, 364–379.

- Spampinato, L., Ganci, G., Hernández, P.A., Calvo, D., Tedesco, D., Pérez, N.M., Calvari, S., Del Negro, C.D., Yalire, M.M., 2013. Thermal insights into the dynamics of Nyiragongo lava lake from ground and satellite measurements. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 5771–5784.
- Şekertekin, A., 2019. Işınım Transferi Denklemi Baz Alınarak Yer Yüzey Sıcaklığının Landsat-8 Uydu Verileri ile Haritalanması. *AKÜ FEMÜBİD* 19, 035506, 769–777.
- Şener, E., 2016. Burdur Gölü yüzey suyu sıcaklığı mevsimsel değişiminin Landsat 8 uydu görüntüleri kullanılarak belirlenmesi. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 4(2), 67–73.
- Teillet, P.M., Guindon, B., Goodenough, D.G., 1982. On the slope–aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 8, 1537–1540.
- Tetëns, O., 1930. Über einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys.*, 6, 297–309.
- Ulusoy, İ., Labazuy, P., Aydar, E., Ersoy, O., Çubukçu, E., 2008. Structure of the Nemrut caldera (Eastern Anatolia, Turkey) and associated hydrothermal fluid circulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174(4), 269–283.
- Ulusoy, İ., Labazuy, P., Aydar, E., 2012. STcorr: an IDL code for image based normalization of lapse rate and illumination effects on nighttime TIR imagery. *Computers and Geosciences*, 43, 63–72.
- Ulusoy, İ., Labazuy, P., Aydar, E., 2013. Multi-directional derivation of self-potential/elevation gradient (Ce) maps – swirl procedure. *Near Surface Geophysics*, 11(3), 275–282.
- Ulusoy, İ., 2016. Temporal radiative heat flux estimation and alteration mapping of Tendürek volcano (eastern Turkey) using ASTER imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 40–54.

- van der Meer, F., Hecker, C., van Ruitenbeek, F., van der Werff, H., de Wijkerslooth, C., Wechsler, C., 2014. Geologic remote sensing for geothermal exploration: a review. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 33, 255– 269.
- Vaughan, R.G., Kervyn, M., Realmuto, V., Abrams, M., Hook, S.J., 2008. Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 173, 196–206.
- Vaughan, R.G., Keszthelyi, L.P., Lowenstern, J.B., Jaworowski, C., Heasler, H., 2012. Use of ASTER and MODIS thermal infrared data to quantify heat flow and hydrothermal change at Yellowstone National Park. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 233–234, 72–89.
- Vougioukalakis, G., 2007. Santorini Guide to the Volcano. 82 pp. Scientific advisors: M. Fytikas, P. Dalambakis and N. Kolios. Published by The Institute for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano (I.S.M.O.SA.V.).
- Yürür, M.T., 2006. The positive temperature anomaly as detected by Landsat TM data in the eastern Marmara Sea (Turkey): possible link with the 1999 Izmit earthquake. *International Journal of Remote Sensing*, 27(6), 1205–1218.
- Warner, T.A., Chen, X., 2001. Normalisation of Landsat thermal imagery for the effects of solar heating and topography. *International Journal of Remote Sensing*, 22(5), 773–788.
- Watson, K., 1973. Periodic heating of a layer over a semi-infinite solid. *Journal of Geophysical Research*, 78, 5904–5910.
- Watson, K., 1975. Geologic applications of thermal infrared images. *Proceedings of the IEEE* 63, 128–137.
- Watson, K., 1992. Spectral Ratio Method for Measuring Emissivity. *Remote Sensing of the Environment*, 42, 113–116.
- Zhao, H., Ji, Z., Li, N., Gu, J. ve Li, Y. 2017. Target Detection over the Diurnal Cycle Using a Multispectral Infrared Sensor. *Sensors (Basel)*, 17(1), 56.