



**Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Göbekören Volkaniklerinin Petrolojisi (Kangal-Sivas)**  
*Petrology of the Plio-Quaternary Göbekören Volcanics (Kangal-Sivas)*

**Taner Ekici<sup>\*1</sup> , Sultan Taş<sup>2</sup> **

<sup>1</sup> *Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas*

<sup>2</sup> *Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140, Sivas*

Geliş/Received : 13.11.2018 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 19.12.2018 • Kabul/Accepted : 21.12.2018 • Baskı/Printed : 01.01.2019  
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Çalışma alanı Sivas iline bağlı Kangal ilçesinin 15 km B-GB'sında yer almaktadır. Çalışma alanında Geç Miyosen ile Pliyo-Kuvaterner yaş aralığına sahip kayaç birimleri gözlenmektedir. Birimler alttan üste doğru Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kangal Formasyonu ile başlamakta ve uyumlu olarak Üst Pliyosen yaşlı Uzunyayla Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Bu birimi ise uyumsuzlukla Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üzerlemektedir.

İnceleme alanında bulunan Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kangal Formasyonu, yaklaşık olarak 200 m kalınlığa sahip olup, kumtaşı, çamurtaşı ve yer yer linyit bantlarından oluşmaktadır. Kangal Formasyonu'nun üzerine ise uyumlu olarak yerleşmiş olan Uzunyayla Formasyonu Gastropotlu marn ve gösel kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimlerin üzerinde ise uyumsuz olarak Geç Pliyosen yaşlı yaklaşık 10 m kalınlığa sahip koyu kahve-siyah renkli, gözenekli, gaz boşluklu, masif ve çoğunlukla sütunsu bazaltlardan, daha az trakibazaltlardan oluşan Göbekören Volkanikleri bulunmaktadır.

Göbekören Volkanikleri jeokimyasal olarak alkalin karakter sergilemekte ve hem mineralojik-petrografik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının göstermektedir. Göbekören volkaniklerinde hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleşmiş olduğu gözlenmiştir. Bu durum magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca kısmi ergime miktarı trakibazaltlardan bazaltlara doğru artış göstermektedir.

Sivas Baseni içerisinde yer alan Göbekören Volkanikleri litosferik incelmanın bir sonucu olarak oluşmuş, kıtasal levha içi kökenli plato bazaltlarına karşılık gelmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Ana ve İz Element Jeokimyası, Göbekören Volkanikleri, Mineraloji ve Petrografi, Sivas Baseni.

**Abstract:** *The study area is located at 15 km W-SW of Kangal district of Sivas province. Lithological units are observed in the study area ranging from Late Miocene to Plio- Quaternary in age. The rock units start with Late Miocene-Pliocene Kangal Formation and Upper Pliocene Uzunyayla Formation conformably overlies this unite. Uzunyayla Formation is uncomfortably overlain by the Plio-Quaternary Göbekören volcanics and again uncomfortably over the Quaternary alluvium.*

*The Late Miocene-Pliocene Kangal Formation has a thickness of about 200 m in the study are and consists of sandstone, mudstone and lignite bands in some places. Uzunyayla Formation forms of marl and lacustrine limestone which was placed in conformity to Kangal Formation. Above units, Late Pliocene Göbekören Volcanics with dark brown-black colour, porous, air-bubbled, massive columnar and an approximate thickness of 10 m is composed mostly from basalt and less from trachybasalt.*

*Göbekören volcanics characterizes alkaline as geochemically. Both geochemical analyses and mineralogical observations show that there are olivine and clinopyroxene fractionation from basalts to trachybasalt. As a result of the geochemical investigations, it was observed that Göbekören volcanics has more enriched light rare earth elements than heavy rare earth elements which suggest that the crustal material may be added during the crystallization in the magmatism. In addition, the amount of partial melts increases from trachybasalt to basalts.*

*Göbekören volcanics which is located in Sivas Basin is continental plate basalts which is formed as a result of lithospheric thinning.*

**Keywords:** *Göbekören Volcanics, Major and Trace Elements Geochemistry, Mineralogy and Petrography, Sivas Basin.*

## GİRİŞ

Sivas ili Kangal ilçesinin 15 km GB'sında Kumarlı ve Mısıroren köylerinin güneyinde oldukça önemli yüzlekler sunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç volkanik kayaların bulunduğu çalışma alanı, Alpin dağ oluşum süreci ile oluşmaya başlayan Toros Kuşağı'nın doğu kesiminde Orta Anadolu düzlüğü ile Doğu Anadolu engebelerinin birleştiği yerdedir (Şekil 1). Doğusunda Divriği, Kuzeydoğusunda Çetinkaya, Batısında Altınyayla, Kuzeybatısında Ulaş, Güneyinde Gürün ilçeleri bulunmaktadır.

Göbekören Volkanikleri Sivas havzasının güney kısımlarını oluşturan Gürün otoktonu içerisinde yüzlekler sunmaktadır. Yöredeki en eski çalışmalar Blumenthal (1944) ve Baykal (1944, 1966) tarafından yapılmıştır. Gürün otoktonunu temsil eden kayalar Paleozoyik'den Tersiyer'e kadar yaş aralığındadır. Gürün otoktonu kuzeyinde kalan Kangal yöresinde yüzeyleyen kırıntılı egemen, göl ve akarsu kökenli Pliyosen yaşlı birim Kangal Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu birim de Göbekören Volkanikleri tarafından örtülmüştür.

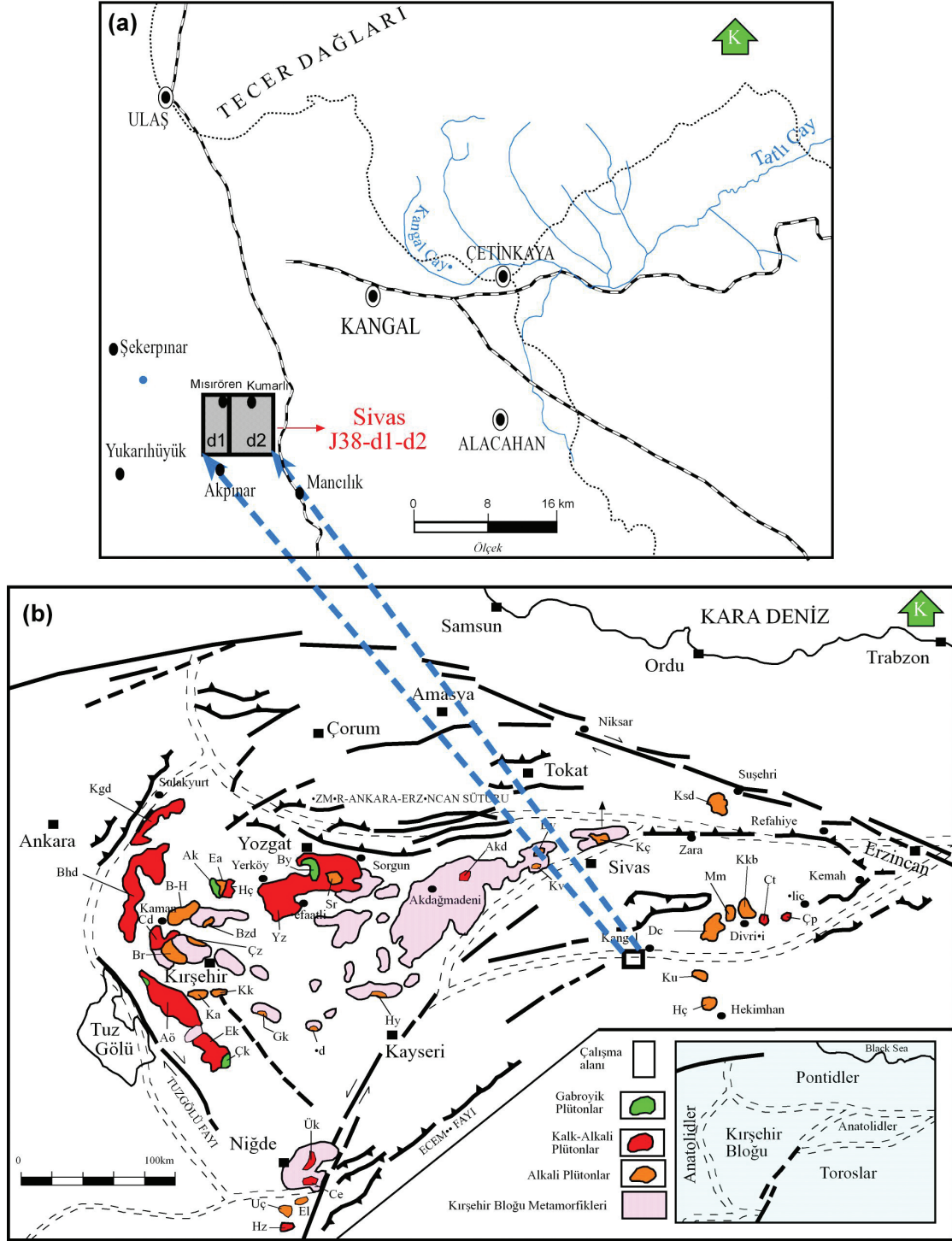
Sivas baseni içerisinde Göbekören Volkanikleri gibi Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazı volkanik kayalar bulunmakta olup bunlar Sivas baseninin daha iyi algılanması açısından önemlidir. Bu çalışmada da Sivas baseni içerisinde yer alan

Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç volkanik bir tanesi olan Göbekören Volkaniklerinin mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenik incelenmesi ile bölgesel tektonomagmatik evriminin aydınlatılması amaçlanmıştır.

## ANALİTİK YÖNTEMLER

Kayaç örneklerinin petrografik ince kesitleri Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında yapılmıştır. İnce kesitlerin mineralojik-petrografik incelemeleri, alttan aydınlatmalı Nikon Eclipse 50i POL tipi binoküler araştırma mikroskobunda Moorhouse (1969), McKenzie ve Guilford (1980), Yardley (1990), Erkan (2011), tarafından tanımlanan ölçütlere göre gerçekleştirilmiştir.

Jeokimyasal analizi yapılan kayaç örnekleri, öncelikle Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü; kırma-öğütme-eleme laboratuvarlarında, Fritsch marka çeneli kırıcı ile 0.5 cm'den daha küçük tane boyuna getirilmiştir. Daha sonra silikon-karbid havanlı titreşimli değirmen ile 200 mesh elek altına geçebilecek tane boyuna gelinceye kadar öğütülmüştür. Bunlardan 38 adet kayaç örneğinin ana, eser ve nadir toprak element (REE) analizleri Kanada'da ACME laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Jeokimyasal analizlerin yöntemi ilgili firmanın web sayfasında verilmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanının konumu a) Yerbulduru haritası, b) Bölgesel jeoloji haritası (MTA 1/500.000 ölçekli Jeoloji haritasından basitleştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 1. Location of the study area a) Simplified map showing the study area b) Regional geological map (Simplified from 1 / 500.000 scale geology map from MTA)

## STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki kayaç birimleri kronostratigrafik olarak Mesozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanmaktadır (Bilgiç, 2014).

Bölgesel olarak inceleme alanındaki birimler batı kesimlerindeki Mesozoyik yaşlı Munzur Kireçtaşı ile başlamakta ve bu birimin üzerine ise inceleme alanının güney kesimlerinde yüzlekle sunan Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Sümbüllü Formasyonu gelmekte, Orta Jura-Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından oluşan Maraşlı Formasyonu ile devam etmektedir. Bu birimleri de uyumsuz olarak Üst Kretase yaşlı Güneş Ofiyoliti üzerlemektedir. Munzur Kireçtaşı, Sümbüllü Formasyonu ve Maraşlı Formasyonu birbirlerine geçişlilik sunmaktadır (Şekil 2).

Çalışma alanı içerisinde yeralan birimler ise Güneş Ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan Kangal Formasyonu ile başlamaktadır. Bu birim uyumlu ve geçişli dokanak ilişkisi ile Geç Pliyosen yaşlı gölsel marn ve kireçtaşlarından oluşan Uzunyayla Formasyonu tarafından örtülmekte ve uyumsuz olarak bu çalışmanın ana konusunu oluşturan Göbekören volkanikleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2, 3).

Göbekören volkanikleri siyah, koyu kahverenkli, levhamsı ayrışmalı ve masif karakterli olivin bakımından zengin bazalt ve yaygın olarak tarakibazaltlardan oluşmaktadır.

## Munzur Kireçtaşı

İnceleme alanının batısında yer yer yüzeylenen birim Özgül vd., (1981) tarafından Munzur Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır.

Birim, orta-kalın tabakalı, gri-beyazımsı, sarımsı, krem renkli kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Oldukça kırıklı ve çatlaklı yapıda olup, bu çatlaklar kalsit dolguludur, üst düzeylerinde yer yer masif rudist kavkılı ve çört yumrulu kireçtaşı yer alır. Kalınlığı 400-750 m arasında değişir.

İnceleme alanındaki fosil içeriğine göre birimin yaşı Triyas-Kretase geniş zaman aralığı verilmiştir. Birimin sınırı şelf, şelf kenarı (resif) ve resif önü ortamlarla karakterize edilmektedir (Atabey vd., 1994).

## Sümbüllü Formasyonu

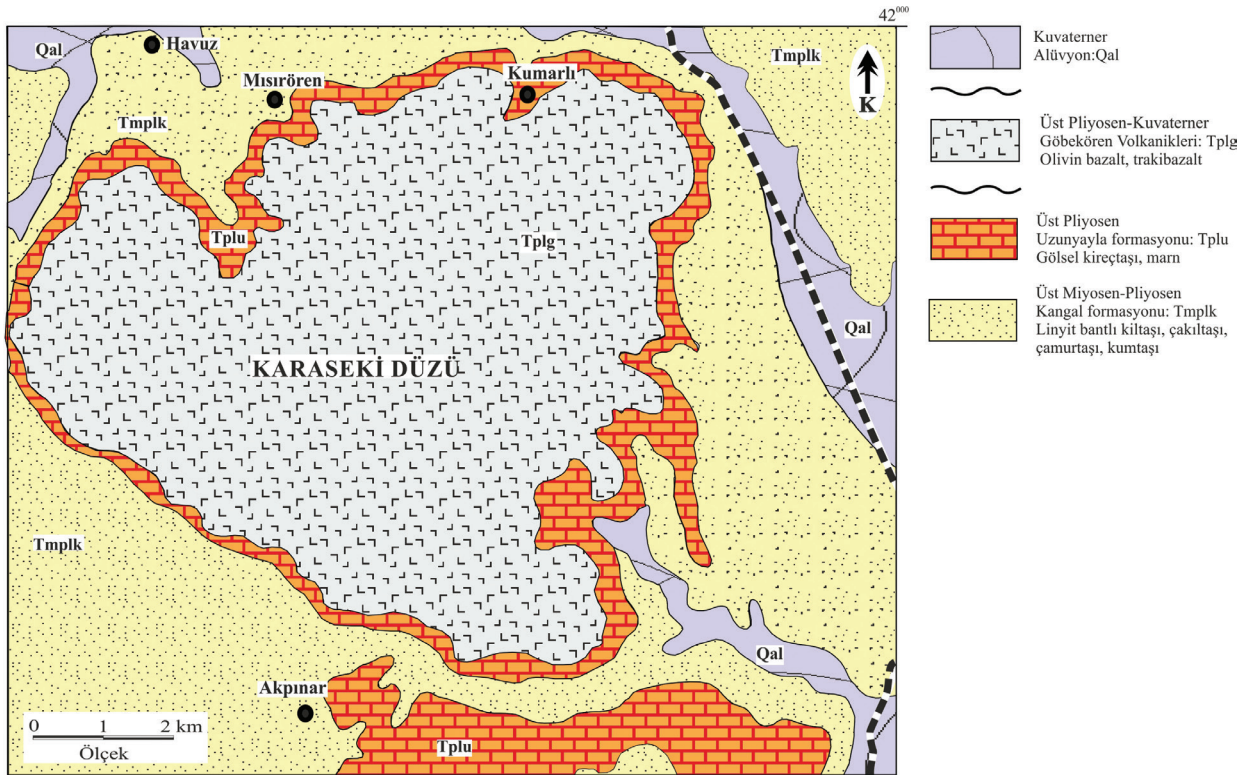
İnceleme alanının güney doğusunda yer alan Sümbüllü Formasyonu ilk kez Aziz vd., (1982) tarafından adlandırılmıştır. Birim tamamen orta-kalın tabakalı kireçtaşından oluşmaktadır. Ayrışmış, kayaç yüzey rengi gri, kirli gri, beyazımsı gridir. Tabakalanma devamlı izlenmemektedir. Rudistli düzeyler yer almaktadır ve bu düzeyler genelde masif, çatlaklı ve kırıklı olup, kalsit dolgulu olup yer yer dolomitleşme de mevcuttur. Alt düzeyler breşik karakterli iken üst düzeylerde daha çok çört bileşimli çamurtaşları yer alır. Ayrıca yaygın olarak karstlaşma gelişmiştir. Kireçtaşı düzeylerinde yaygın olan fay çizikleri de mevcuttur (Atabey vd., 1994).



YAŞ		FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR					
SENOZOYİK	KUVATERNER	Alüvyon			Alüvyon Traverten Yamaç Molozu					
						NEOJEN	Göbekören Bazaltı			Olivin Bazalt
	ÜST	Kangal	200-300 m		Çakıltaşı Kumtaşı Çamurtaşı Kıltaşı Linyit Bantlı					
	ALT					Güneş Ofiyoliti			Serpantinleşmiş Harzburgit, Peridotit, Gabro, Levha-Dayk Karmaşığı	
	KRETASE	Munzur Kireçtaşı (a)	750 m		TEKTONİK					
						JURA	Sümbüllü (b)	300-600 m		Pelajik Kireçtaşı, Çört ara katkılı kumlu Kireçtaşı, Kumtaşı (b)
	TRİYAS	Maraşlı (c)	350-600 m		Neritik Kireçtaşı (c)					

Şekil 2. Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (Bilgiç, 2014'den değiştirilmiş).

Figure 2. Stratigraphic column section of the study area (Modified from Bilgiç, 2014).



Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası (Bilgiç, 2014)

Figure 3. Geological map of the study area (Modified from Bilgiç, 2014)

Formasyonun Güneş Ofiyoliti ile olan ilişkisi tektoniktir. Bu ilişki bazı yerlerde ilksel bazı yerlerde ikincil konumdadır. Birimin üstünde yer alan Maraşlı Formasyonu ile Pınarbaşı Karışığı ve Eosen birimleri üzerine, güneyden kuzeye doğru Lütésiyan sonrasına itilmiştir. Birimin kalınlığı yaklaşık 600 m dir.

Fosil içeriğine göre birime Atabey vd., (1993) tarafından Jura-Kretase olmak üzere geniş bir yaş aralığı verilmiştir. Birimi temsil eden kireçtaşı sığ şelf, şelf kenarı ve kısmen de resif önü ortamlarında çökelmiştir. Dolomitleşmenin gözlemlendiği düzeyler, deniz suyu geliminin zaman zaman kısıtlandığı resif gerisi ortamı ve bu ortama tatlı su geliminin olduğu dönemleri işaret etmektedir (Atabey vd., 1994).

### Maraşlı Formasyonu

İnceleme alanının güney doğusunda ve batısında gözlenen birim Aziz vd., (1982) tarafından Maraşlı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim gri, sarımsı, beyaz, kahverengi, ince-orta tabakalı kireçtaşı ve bunlarla yer yer aralanmalı çört tabakaları ile temsil edilir. Üste doğru kalkarenit ve kumtaşı düzeyleri de yer almaktadır. Kumtaşlarında kayma ve slamp yapıları izlenebilmektedir. İçerisinde magmatik kayaç kırıntıları da gözlenmektedir.

Birim, topografik olarak altında yer alan Sümbüllü Formasyonu ile yanıl yönde geçişlidir. Güneş Ofiyoliti ile olan ilişkisi tektonik olup, ilksel ilişkinin korunduğu alanlarda altta, korunmadığı alanlarda ise ofiyolitlerin üzerinde yer almaktadır. Ayrıca Eosen yaşlı birimler üzerine güneyden

kuzeye doğru itilmiştir. Birim içerisinde yaygın simetrik ve asimetrik kıvrımlar gelişmiştir. Kalınlığı 350-600 m arasında değişmektedir.

Fosil içeriğine göre Atabey vd., (1994) birime Orta Jura-Kretase yaşı vermişlerdir. Formasyonu oluşturan kayalar şelf kenarı, açık şelf (yamaç) ve kısmen havza (pelajik) ortamlarında çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir (Atabey vd., 1994).

### **Güneş Ofiyoliti**

İnceleme alanının güney doğusunda bulunan birim; Bayhan (1980), Bayhan ve Baysal (1982) tarafından Güneş Ofiyoliti olarak tanımlanmıştır. Gökten (1993) tarafından ise Güneş Ofiyolitli Melanjı adı verilmiştir.

Güneş Ofiyoliti sınır ilişkileri faylı olan ve sarı, yeşil, kahve renkli serpantinleşmiş harzburjitler, peridotit, gabro, levha dayk karmaşığı ve yastık yapıları gibi ofiyolitik birimlerden oluşur (Yılmaz vd., 2001; Parlak vd., 2005, 2006).

Güneş Ofiyoliti Doğu Toros Platformunun (Munzur kireçtaşı ve Gürün görelî otoktonu) kuzeyinde yer alan okyanusal bir havzadan (Neo-Tetis Okyanusu) türeyerek güneye doğru yatay hareketlerle, naplar halinde ilerlemiş ve Doğu Toros Platformu üzerine Geç Kretase sonunda (Geç Maastrichtiyen öncesi) yerleşmiştir (Yılmaz vd., 2001; Parlak vd., 2005, 2006).

### **Kangal Formasyonu**

İnceleme alanında bulunan Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan birim; Aktimur vd., (1988), Atabey vd., (1994), Atabey ve Aktimur (1997) gibi araştırmacılar tarafından Kangal Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon Atabey vd., (1994) tarafından, kırmızı-gri-kahve renkli orta-kalın tabakalı, çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından

oluşup, çakıltası mercekli geometri, kötü boylanma sergilemektedir. Polijenik kumtaşları ise gri renkli ve daha ince tabakalı olarak tanımlanmıştır. Kırmızı renkli çamurtaşlarının yanı sıra gri-yeşil renkli ve kalın kiltası tabakaları içeren birimin üst düzeyinde kil taşı ile ardalanmalı bir kısmı işletilebilen kalınlıkta linyit damarlarını içermektedir.

Kangal Formasyonu Güneş Ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla yer alır ve birimi uyumlu-geçişli dokanak ilişkisi ile Uzunayla Formasyonu üzerler. Birim, akarsu-göl-bataklık ortamında depolanmıştır.

Atabey vd., (1994) tarafından yapılan çalışmada yıkama örneklerinde belirlenen; ostrakod ve gastropod gibi tatlı su fosillerine göre formasyonun yaşı Genç Miyosen-Pliyosen'dir. Narin ve Kavuşan (1993) tarafından yapılan çalışmada, Kangal kömürlerinin polen içeriğine göre ise, birimin yaşı Erken Pliyosen olarak belirtilmiştir.

Birim inceleme alanı çevresinde Kangal ilçesinde ve civarında geniş bir alanda yüzeylenmekte ve birim en fazla 200-300 m kalınlığa sahiptir.

Kangal Formasyonu, Yılmaz vd., (1989, 1990), Bilgiç ve Terlemez (2007)'nin tanımladığı Kurtoğlu Formasyonu ile deneştirilebilir.

### **Uzunayla Formasyonu**

İnceleme alanında Kangal Formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olarak bulunan birimi Göbekören Volkanikleri, uyumsuz bir şekilde üzerler. Birimin kalınlığı en fazla 50-100 m'dir.

Geç Pliyosen yaşlı gölsel marn ve kireçtaşlarından oluşan birim ilk olarak Alıntı (1961) tarafından Uzunayla Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yılmaz vd., (1989) ile Bilgiç ve Terlemez (2007) tarafından da Uzunayla Formasyonu olarak tanımlanmıştır.



Birim gastropodlu ve ince linyit bantlı, gri renkli marn ve sarı, beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer masif, sert kireçtaşlarından oluşmaktadır (Atabey vd., 1994 ve Atabey ve Aktimur, 1997). Kireçtaşları, gastropod fosilli, bitki kırıntılı ve yer yer pizolitik yapılar içerir. Boşluklu ve gözenekli bir yapıya sahip olarak tanımlanmıştır.

Birimin yaşı Atabey ve Aktimur (1997) tarafından yapılan çalışmada, birimin, tabanında yer alan killi-marnlı düzeylerde tespit edilen; fosillere göre Geç Pliyosen olarak saptanmıştır. Birim genel olarak yatay konumdadır ve göl ortamında çökelmiştir. Formasyon, Atabey ve Aktimur (1997)'un Etyemez üyesi ile denestirilebilir.

### **Göbekören Volkanikleri**

İnceleme alanında geniş bir bölgede yüzeylenmekte olan Göbekören volkanikleri ilk defa Atabey vd., (1993) tarafından Göbekören köyü çevresinde yüzeylenmekte olan bazaltik lav akıntıları için tanımlanmıştır. Yaklaşık 10 m kalınlığındadır.

Kıta içi açılma sonucu çatlaklardan türeyen bazaltik afanitik dokulu volkanik lav akıntıları (Göç 1993), koyu siyah-kahverengi renklerde tabakalı ve masif olivin bazalt karakterindedir. Sütunsu ve eklemli yapı sunmaktadır. Taban düzeylerinde yastık yapılı lavların varlığı, lavların göl suyuna ulaştığı alanları işaret etmektedir. Bazaltlar gözenekli ve çatlaklıdır, özellikle tabanda çamurtaşları arasında oturma yapıları gelişmiş olup, çamurtaşını pişirmiş ve kızılımsı renk vermiştir. Yer yer de bu çamurtaşları bazaltlar içinde topakçıklar halinde gözlenmektedir.

Koyu kahve-siyah renkli, levhamsı ayrışmalı veya masif olivin bazaltlardan oluşan birim gaz boşluklu, sütun yapılı yer yer de yastık yapılıdır.

Kangal ve Uzunyayla Formasyonları üzerinde bazaltik lavlar şeklinde yer alan birimin

yaşı Türkcan vd., (2000) tarafından yapılmış K/Ar radyometrik yaş tayini yöntemiyle  $3.34 \pm 0.08$  My olarak tespit edilmiştir. Bu da Pliyosen'e karşılık gelmektedir.

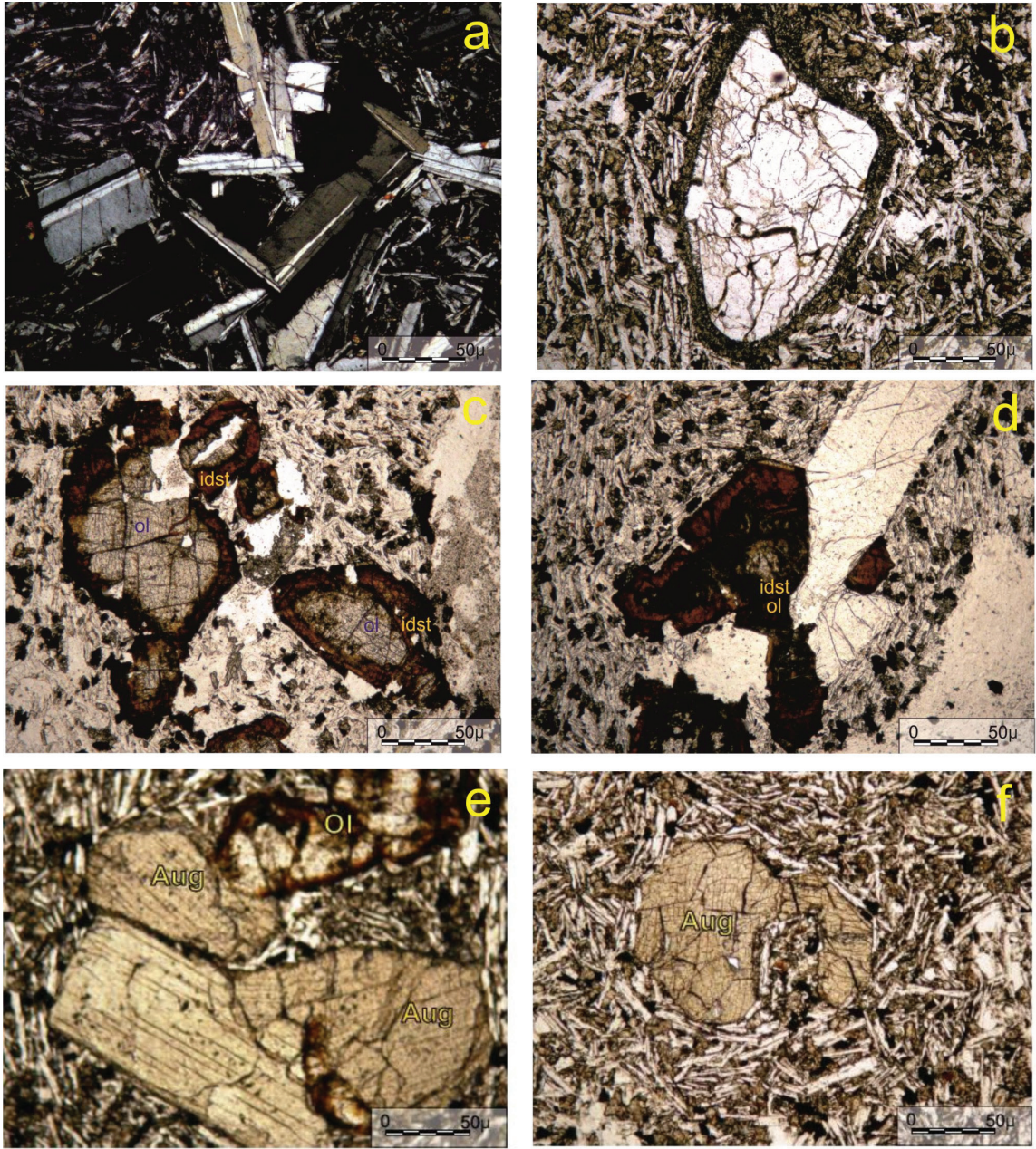
Birim, Sümengen vd., (1987) ve Yılmaz vd., (1989)'nin Adatepe Volkanikleri ile Aktimur vd., (1988)'nin de Dumluca Formasyonu ile denestirilebilir.

### **PETROGRAFIK İNCELEME**

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri genellikle holokristalin porfirik dokulu olup, minerolojik bileşimleri; plajiyoklaz, olivin ve ojit'ten oluşmaktadır. Bu mineraller kayaç içerisinde fenokristal ve mikrofenokristal halinde gözlenmektedir. Kayaçın hamur kısmı ise plajiyoklaz, ojit ve olivin mikrolitlerinden oluşmaktadır.

Plajiyoklaz mineralleri; renksiz, çoğunlukla çubuğumsu prizmatik biçimli olup, birbirine paralel ince lameller halinde olan polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Plajiyoklaz mineralleri yer yer glomeroporfirik doku da göstermektedir (Şekil 4a). Göbekören Volkanikleri içerisinde çok nadiren de olsa ikincil olarak boşluk dolgusu şeklinde yerleşmiş kuvars minerali gözlenmektedir. Bu kuvars minerali daha sonradan magmanın sıcak olan kısmı ile etkileşime girmiş olup bu sıcak dokanak etkisi de açıkça gözlenmiştir (Şekil 4b).

Olivin mineralleri; renksiz, çatlaklı yapıya sahip ve yüksek optik engebe göstermektedir. Olivin fenokristallerinde yaygın olarak gözlenen içerisindeki demirin ayrılması/ayrışması ile oluşan, iddingsitleşme türü bozunmalar bazen mineralin yalnızca dış kısmında (Şekil 4c), bazen de mineralin tamamında gözlenmektedir (Şekil 4d). Kuvvetli girişim rengi gösteren olivin fenokristallerinin yer yer kümelenerek glomeroporfirik doku da göstermektedirler.



Şekil 4. Göbekören Volkanikleri'nin incekesit görüntüleri (tek nicol)

(idst: iddingsitleşme, ol: olivin, Aug: ojit) a- Plajiyoklazların gösterdiği glomeroporfirik doku, b- Bazaltlarda kuvars mineralinin magma ile olan sıcak dokanakla ilişkisi, c- Bazaltlarda olivin fenokristallerinin yalnızca kenar zonlarında gözlenen iddingsitleşme dokusu, d- Tamamen iddingsitleşmiş olivin fenokristali, e- Ojit minerallerinde tek yönde ideal dilinim, f- Özşekilli ojit fenokristali.

**Figure 4.** Thin section views from Göbekören Volcanics (open nicol)

(idst: iddingsitized, ol: olivine, Aug: augite) a-Glomeroporphyric texture of plagioclase, b-Relation of quartz mineral with magma in basalts, c-Iddingsites texture only in the edge zones of olivine phenocrysts, d-Completely iddingsitized olivine phenocrysts in basalts, e- Ideal cleavage in a single direction of augite minerals, f- Euhedral augite phenocrysts.



Göbekören Volkanikleri içerisinde bulunan piroksen grubu minerallerden ojitler ise hemen hemen renksiz, grimsi yeşil, ender olarak kahverengimsi renklerde gözlenirken çok zayıf pleokroyizma ve tek yönde dilinimlenme göstermektedir (Şekil 4e). Yarı özşekilli/özşekilli olan ojit fenokristalleri c kristalografik eksenine dik geçmiş kesitlerinde özşekilli, sekizgen ve çift yönde gelişmiş dilinimler arasında 87-90°lik dilinim izlerine sahiptir (Şekil 4f). Bazı ojit fenokristallerinde ise boveno ikizlenmesi de görülmektedir.

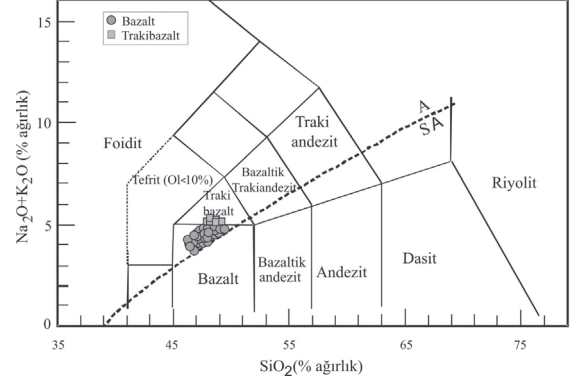
Petrografik incelemelerde Göbekören Volkaniklerini oluşturan trakibazaltlar içerisinde alkali feldispat minerallerine rastlanılmamıştır. Volkanik kayalardaki bazalt ve trakibazalt ayrımları ise tamamen jeokimyasal yöntemlerle yapılmıştır.

## JEOKİMYASAL İNCELEME

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri olarak isimlendirilen birime ait kayaların ana ve eser element analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Göbekören Volkanikleri'nin  $\text{SiO}_2$  içeriklerine baktığımızda yaklaşık olarak % 46.5-49 aralığında olduğu, MgO içeriklerinin ise %5.5-8.5 aralığında olduğu görülmüştür. Volkanikler bazalt ve trakibazaltlardan oluşmakta ve jeokimyasal olarak da alkali karakter sergilemektedir (Şekil 5).

Tüm jeokimyasal veriler dikkate alınarak Göbekören Volkanikleri petrolojik açıdan aşağıda incelenecektir.



**Şekil 5.** Göbekören Volkanikleri'ne ait kayaç örneklerinin toplam alkali-silis diyagramındaki konumları (Le Maitre vd., 1989).

**Figure 5.** Variation of Göbekören Volcanics in total alkali-silica diagram (Le Maitre et al., 1989).

## Fraksiyonel Kristalleşme

Göbekören Volkaniklerinin oluşumu esnasında magmadan itibaren meydana gelen kristalleşmeler, ilk oluşan kristallerin magma ortamını terk etmesi sonucunda fenokristal fazdaki sıvı-kristal temasının kesilmesi ve oluşan fenokristallerin magma ortamından uzaklaşması neticesinde oluşan fraksiyonel kristalleşme ile oluşmaktadır.

Fraksiyonel kristalleşmenin kantları özellikle ana ve eser elementlerin  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı olan değişim diyagramlarında görülebilmektedir.

Ana elementlere göre olan değişim diyagramında  $\text{SiO}_2$  değerinin artışı ile birlikte  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ve  $\text{K}_2\text{O}$  değerlerinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru bir artma eğilimi gözlenirken,  $\text{CaO}$  ve  $\text{MgO}$  değerlerinde ise azalma görülmektedir (Şekil 6).

**Çizelge 1.** Göbekören Volkaniklerinin ana ve eser element analiz sonuçları**Table 1.** Major and trace element compositions of Göbekören Volcanics

Örnek	ST-2	ST-4	ST-7	ST-11	ST-13	ST-16	ST-18	ST-21	ST-22	ST-24
SiO <sub>2</sub>	48.45	47.92	48.50	47.95	48.55	47.17	48.59	47.94	48.05	48.13
TiO <sub>2</sub>	2.06	2.05	2.07	2.11	2.06	1.96	2.02	2.07	2.04	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	14.81	15.27	14.96	15.18	14.61	15.02	15.12	15.16	15.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.68	11.36	11.74	11.65	11.73	11.46	11.75	11.77	11.55	11.59
MgO	7.31	7.38	7.54	7.57	7.06	8.41	7.51	6.93	7.31	6.98
MnO	0.16	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.15	0.16
CaO	9.52	8.97	9.18	9.65	9.28	8.25	9.22	9.21	9.62	9.71
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.11	3.30	3.12	3.29	2.87	3.28	3.21	3.28	3.31
K <sub>2</sub> O	1.32	1.31	1.32	1.42	1.31	1.28	1.32	1.30	1.32	1.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.35	0.35	0.36	0.34	0.34	0.35	0.35	0.35	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.033	0.031	0.033	0.038	0.033	0.032	0.034	0.033	0.031	0.033
LOI	0.3	2.3	0.2	0.7	0.7	3.1	0.4	1.6	0.8	0.9
Total	99.69	99.71	99.68	99.67	99.69	99.64	99.67	99.69	99.69	99.70
Ni	88	88	97	94	93	95	92	97	92	92
Sc	21	20	21	22	21	20	21	21	20	21
V	217	205	212	238	216	203	214	219	210	209
Co	52	47	53	57	52	48	61	57	50	53
Ga	21.3	20.7	20.8	21.1	21.4	19.3	19.8	19.6	19.4	20.0
Rb	17.3	18.2	17.0	17.8	17.8	15.6	16.7	17.7	17.7	16.0
Sr	503	460	501	529	499	631	516	495	502	494
Y	18	18	20	18	19	18	18	20	19	19
Zr	157	155	152	153	154	145	154	157	150	152
Nb	20.2	20.0	19.5	20.7	20.0	18.7	19.3	20.4	19.9	19.7
Ba	238	204	311	313	270	505	309	309	276	276
La	20.3	20.2	20.4	2.5	19.5	18.3	19.4	19.0	20.0	18.5
Ce	40.5	39.8	39.7	40.8	39.8	38.2	38.6	39.6	40.9	38.9
Pr	4.93	4.86	4.84	4.80	4.85	4.48	4.72	4.84	4.78	4.60
Nd	21.0	21.6	20.5	21.9	20.9	19.6	21.0	21.1	20.9	20.7
Sm	4.63	4.40	4.80	4.54	4.41	4.36	4.63	4.58	4.69	4.06
Eu	1.58	1.67	1.59	1.56	1.62	1.43	1.57	1.52	1.57	1.61
Gd	4.87	4.96	4.82	4.74	4.76	4.53	4.76	4.71	4.78	4.73
Tb	0.75	0.72	0.74	0.75	0.75	0.74	0.77	0.77	0.78	0.75
Dy	4.30	4.14	4.30	3.92	4.10	4.01	3.99	4.20	4.15	4.13
Ho	0.78	0.74	0.76	0.71	0.73	0.69	0.73	0.78	0.77	0.74
Er	1.99	1.98	1.89	1.89	1.98	1.69	1.99	1.88	1.87	1.89
Tm	0.26	0.25	0.27	0.24	0.24	0.26	0.24	0.24	0.26	0.27
Yb	1.63	1.64	1.67	1.45	1.48	1.48	1.50	1.64	1.61	1.47
Lu	0.23	0.24	0.23	0.23	0.22	0.21	0.23	0.25	0.20	0.21
Hf	3.8	3.9	3.6	3.5	3.7	3.2	3.7	3.9	3.8	3.4
Ta	1.2	1.3	1.3	1.2	1.3	1.1	1.1	1.2	1.4	1.1
Th	2.7	2.4	2.7	2.5	2.6	2.5	2.4	2.6	2.4	2.4
U	0.9	0.9	0.6	0.5	0.8	0.7	0.5	0.8	0.7	0.5

Örnek	ST-27	ST-28	ST-30	ST-32	ST-34	ST-36	ST-38	ST-41	ST-42	ST-45
SiO <sub>2</sub>	48.36	47.95	47.87	48.20	48.53	48.50	47.94	47.82	47.99	47.26
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.10	2.13	2.16	2.05	2.21	2.11	2.10	2.11	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	15.32	15.32	15.43	15.46	16.06	15.30	15.01	15.17	14.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.27	11.27	11.41	11.40	11.70	11.62	11.57	11.58	11.49	11.35
MgO	7.03	7.10	7.21	7.08	6.85	5.57	7.65	7.84	7.52	7.71
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15
CaO	9.78	9.91	9.85	9.64	9.05	9.00	9.63	9.35	9.47	10.13
Na <sub>2</sub> O	3.26	3.35	3.36	3.42	3.28	3.46	3.06	2.90	2.96	3.12
K <sub>2</sub> O	1.46	1.44	1.49	1.48	1.31	1.48	1.42	1.40	1.41	1.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.35	0.36	0.37	0.35	0.37	0.37	0.36	0.36	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.034	0.032	0.033	0.031	0.032	0.018	0.038	0.036	0.038	0.038
LOI	0.4	0.7	0.4	0.3	0.9	1.2	0.4	1.1	1.0	1.4
Total	99.64	99.66	99.60	99.69	99.70	99.64	99.65	99.67	99.67	99.66
Ni	77	71	75	73	91	58	93	96	82	87
Sc	22	22	22	22	21	20	22	22	22	22
V	225	224	229	227	219	217	225	227	226	218
Co	49	53	56	52	53	43	50	54	55	56
Ga	19.5	19.5	20.9	20.4	20.1	20.6	20.4	20.5	22.1	20.1
Rb	18.5	18.2	19.6	19.3	17.0	18.6	16.9	16.1	17.1	17.9
Sr	562	554	582	516	488	520	544	529	542	556
Y	19	18	19	19	18	20	19	20	20	19
Zr	158	153	160	159	147	161	158	157	163	160
Nb	21.4	20.6	22.1	21.8	19.1	20.9	21.8	21.3	22.9	21.5
Ba	631	434	937	270	290	948	473	376	335	351
La	19.8	18.8	19.8	19.3	19.3	19.7	20.1	20.0	20.9	19.4
Ce	41.1	39.6	42.1	40.4	38.3	41.4	40.9	40.2	40.3	41.0
Pr	4.97	4.70	4.94	5.00	4.81	5.01	4.81	4.95	5.12	4.94
Nd	21.4	21.1	20.9	20.3	20.0	20.2	20.4	21.4	20.6	21.1
Sm	4.76	4.53	4.62	4.63	4.61	4.93	4.63	4.86	5.15	4.71
Eu	1.53	1.46	1.56	1.65	1.53	1.47	1.53	1.56	1.63	1.58
Gd	4.79	4.56	4.91	4.88	4.46	4.76	4.74	4.57	4.77	4.60
Tb	0.75	0.72	0.75	0.78	0.73	0.77	0.73	0.78	0.75	0.77
Dy	4.05	3.70	4.24	4.18	4.05	3.94	4.06	4.16	4.07	4.03
Ho	0.73	0.69	0.76	0.70	0.77	0.73	0.74	0.70	0.75	0.71
Er	2.05	1.87	1.96	2.09	1.93	2.11	1.89	1.90	1.96	2.03
Tm	0.25	.023	0.27	0.25	0.22	0.26	0.25	0.31	0.29	0.26
Yb	1.59	1.63	1.59	1.41	1.71	1.78	1.55	1.67	1.49	1.44
Lu	0.21	0.20	0.23	0.26	0.20	0.23	0.24	0.23	0.23	0.20
Hf	3.9	3.4	4.0	3.8	3.4	3.9	5.0	3.8	3.9	3.8
Ta	1.5	1.2	1.2	1.0	1.3	1.2	1.2	1.3	1.5	1.4
Th	2.7	2.7	2.7	2.5	3.0	3.0	2.3	2.6	2.9	2.6
U	0.9	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	0.4	0.8	0.8

Örnek	ST-47	ST-48	ST-51	ST-54	ST-57	ST-61	ST-63	ST-65	ST-68
SiO <sub>2</sub>	48.02	47.84	47.35	47.56	47.62	47.64	46.56	47.26	47.66
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.08	2.12	2.07	2.09	1.98	2.08	2.07	2.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	14.99	15.29	14.83	15.12	15.12	14.79	14.88	15.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.57	11.58	11.66	11.58	11.53	11.55	11.32	11.44	11.81
MgO	7.71	7.99	7.31	7.87	7.40	8.10	8.25	7.21	7.23
MnO	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16
CaO	9.52	9.74	9.73	9.94	9.74	9.71	8.89	10.21	9.13
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.30	2.92	3.07	3.02	3.20	2.65	3.01	2.76
K <sub>2</sub> O	1.41	1.40	1.34	1.38	1.40	1.33	1.29	1.35	1.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.34	0.35	0.35	0.36	0.34	0.35	0.36	0.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.037	0.039	0.035	0.039	0.037	0.041	0.033	0.035	0.034
LOI	0.5	0.2	1.4	0.8	1.2	0.5	3.3	1.7	1.4
Total	99.68	99.67	99.67	99.67	99.67	99.67	99.69	99.64	99.68
Ni	87	94	98	93	86	95	80	89	95
Sc	22	22	22	22	22	22	21	22	22
V	224	220	230	221	222	214	214	222	235
Co	59	55	55	56	55	57	47	55	49
Ga	21.0	20.9	20.4	20.0	20.8	20.6	20.8	19.9	20.6
Rb	17.9	18.3	15.6	17.5	17.8	17.1	15.2	16.5	16.3
Sr	522	542	529	545	538	542	483	564	505
Y	18	19	18	20	18	18	18	18	20
Zr	162	160	153	160	158	152	158	158	166
Nb	21.6	21.6	21.4	21.7	21.4	20.5	21.0	21.2	22.6
Ba	232	305	335	296	358	269	200	636	381
La	19.0	19.3	18.7	19.2	19.1	19.2	18.5	19.8	21.4
Ce	39.9	40.5	37.5	39.3	40.1	39.4	38.2	40.5	41.5
Pr	4.87	4.80	4.83	4.90	4.80	4.62	4.77	4.88	5.19
Nd	22.2	20.1	20.0	20.2	20.0	19.5	19.7	19.6	22.3
Sm	5.02	4.45	4.23	4.62	4.70	4.58	4.30	4.79	4.81
Eu	1.52	1.58	1.55	1.55	1.55	1.53	1.63	1.68	1.63
Gd	4.65	4.79	4.73	4.68	4.97	4.72	4.59	4.69	5.19
Tb	0.75	0.73	0.74	0.74	0.72	0.72	0.72	0.72	0.80
Dy	4.19	4.11	4.10	3.92	4.11	4.15	4.06	3.72	4.46
Ho	0.71	0.70	0.74	0.73	0.74	0.75	0.72	0.70	0.81
Er	2.11	2.08	2.03	2.06	2.11	1.93	1.78	2.09	1.95
Tm	0.27	0.25	0.27	0.26	0.27	0.27	0.25	0.24	0.26
Yb	1.56	1.59	1.61	1.41	1.60	1.53	1.58	1.63	1.75
Lu	0.22	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21	0.24
Hf	3.9	3.6	3.6	4.1	3.6	3.6	3.9	4.0	3.9
Ta	1.2	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.3	1.3	1.7
Th	2.7	2.7	2.3	2.3	2.4	2.2	2.3	2.4	2.8
U	0.7	1.0	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	0.5

Örnek	ST-71	ST-74	ST-78	ST-81	ST-82	ST-83	ST-86	ST-91	ST-93
SiO <sub>2</sub>	47.62	48.74	47.40	48.03	48.02	48.83	47.92	48.01	47.23
TiO <sub>2</sub>	2.05	2.16	2.05	2.11	2.06	2.05	2.09	2.12	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	15.85	15.09	15.19	15.13	15.22	15.38	15.72	15.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.62	11.46	11.53	11.57	11.49	11.78	11.49	11.64	11.36
MgO	7.64	6.53	7.46	7.54	7.76	7.52	7.10	7.16	7.85
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	9.07	9.61	9.35	10.15
CaO	9.61	9.16	9.83	9.66	9.68	9.07	9.61	9.35	10.15
Na <sub>2</sub> O	2.85	3.35	3.08	3.33	3.12	3.27	3.18	3.33	3.19
K <sub>2</sub> O	1.24	1.47	1.35	1.40	1.38	1.30	1.39	1.39	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.39	0.35	0.35	0.34	0.34	0.35	0.36	0.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.039	0.020	0.037	0.035	0.036	0.033	0.029	0.030	0.038
LOI	1.2	0.4	1.3	0.3	0.5	0.1	1.0	0.4	0.7
Total	99.67	99.70	99.63	99.68	99.68	99.69	99.68	99.68	99.68
Ni	90	61	94	84	88	92	72	74	94
Sc	22	20	22	22	21	21	21	21	22
V	226	218	217	222	219	211	219	227	226
Co	52	49	57	52	52	53	53	50	55
Ga	19.4	21.8	20.1	18.9	20.2	19.7	19.6	22.5	21.2
Rb	10.9	18.8	18.1	17.8	16.3	17.4	16.3	16.8	16.1
Sr	542	552	568	530	525	513	539	531	513
Y	18	19	18	19	18	18	17	19	18
Zr	155	167	155	159	156	156	152	157	150
Nb	20.3	21.2	21.2	21.5	21.1	20.1	20.4	21.0	21.2
Ba	342	240	648	266	282	252	288	262	257
La	19.0	20.0	18.8	18.7	18.6	19.2	19.1	20.4	18.7
Ce	39.1	43.4	39.6	39.2	39.7	40.0	39.4	41.9	39.4
Pr	4.79	5.25	4.84	4.94	4.69	4.72	4.87	5.23	4.87
Nd	20.4	21.7	19.9	20.7	21.1	20.6	20.7	21.2	20.2
Sm	4.90	4.65	4.54	4.95	4.51	4.92	4.50	4.76	4.95
Eu	1.56	1.73	1.58	1.58	1.56	1.54	1.50	1.66	1.61
Gd	4.91	5.00	4.74	4.51	4.72	4.82	4.64	4.80	4.76
Tb	0.73	0.78	0.75	0.74	0.74	0.74	0.74	0.77	0.72
Dy	4.18	4.34	3.92	4.15	3.93	3.92	4.05	4.19	3.98
Ho	0.71	0.80	0.73	0.72	0.70	0.70	0.73	0.73	0.72
Er	1.91	2.09	1.80	1.97	1.84	1.88	2.07	1.86	2.05
Tm	0.26	0.29	0.26	0.27	0.25	0.28	0.26	0.27	0.26
Yb	1.62	1.72	1.57	1.44	1.52	1.58	1.59	1.59	1.67
Lu	0.19	0.26	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.22	0.21
Hf	3.6	4.3	3.5	3.6	3.6	3.7	3.6	4.0	3.8
Ta	1.1	1.3	1.3	1.2	1.3	1.4	1.3	1.3	1.4
Th	2.4	3.1	2.5	3.0	2.3	2.6	2.6	2.4	2.4
U	0.3	0.8	0.7	0.7	0.5	0.6	0.6	0.5	0.7



Eser elementlere göre olan değişim diyagramlarında ise bazaltlardan trakibazaltlara doğru  $\text{SiO}_2$  içeriğinin artışı ile beraber Ba, Rb, Th ve La içeriklerinde artış, Sr ve Nb miktarlarında ise azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 7). Rb ve Ba elementleri iyonik yarıçapları birbirine benzer litofil elementlerdir. Özellikle Rb ve Ba elementi düşük sıcaklık feldispatlarında ve hornblendlerin bünyesinde K elementi ile benzer davranışlar göstererek daha bol bulunurken, fraksiyonel kristalleşmenin ilk evrelerinde sıvı fazda kalmayı tercih edecektir. Sr ve Nb elementleri ise Ca elementi ile benzer iyonik yarıçapa sahip olması nedeni ile magmanın kristallenmesinin ilk evrelerinde plajiyoklaz minerali tarafından tüketilmekte ve kristallenmenin son evresinde ise daha az bulunmaktadır.

Kalıcılığı yüksek elementlerden olan Th ve La elementleri magma kristallenmesi esnasında genellikle son evrelerde tüketildiklerinden dolayı bazalttan trakibazalta doğru artış göstermeleri olağandır.

Göbekören Volkanikleri hem mineralojik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının varlığı da belirlenmiştir (Şekil 8).

### **Kısmi Ergime ve Kabuksal Kirlenme**

Göbekören Volkaniklerinin kısmi ergime oranlarına baktığımızda ise trakibazaltlardan bazaltlara doğru kısmen de olsa bir artış eğilimi gösterdiği, eser element değişim diyagramları olan La/Lu'un La'a ve Zr'ın La'a olan değişim diyagramlarında belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 9)

Göbekören Volkaniklerinin kabuksal kirlenme etkilerine baktığımızda ise hem bazaltlarda hem de trakibazaltlarda az da olsa kabuksal kirlenme etkileri izlenmektedir (Şekil 10). Bu kirlenme nispeten trakibazaltlarda bazaltlara göre bir miktar daha fazladır.

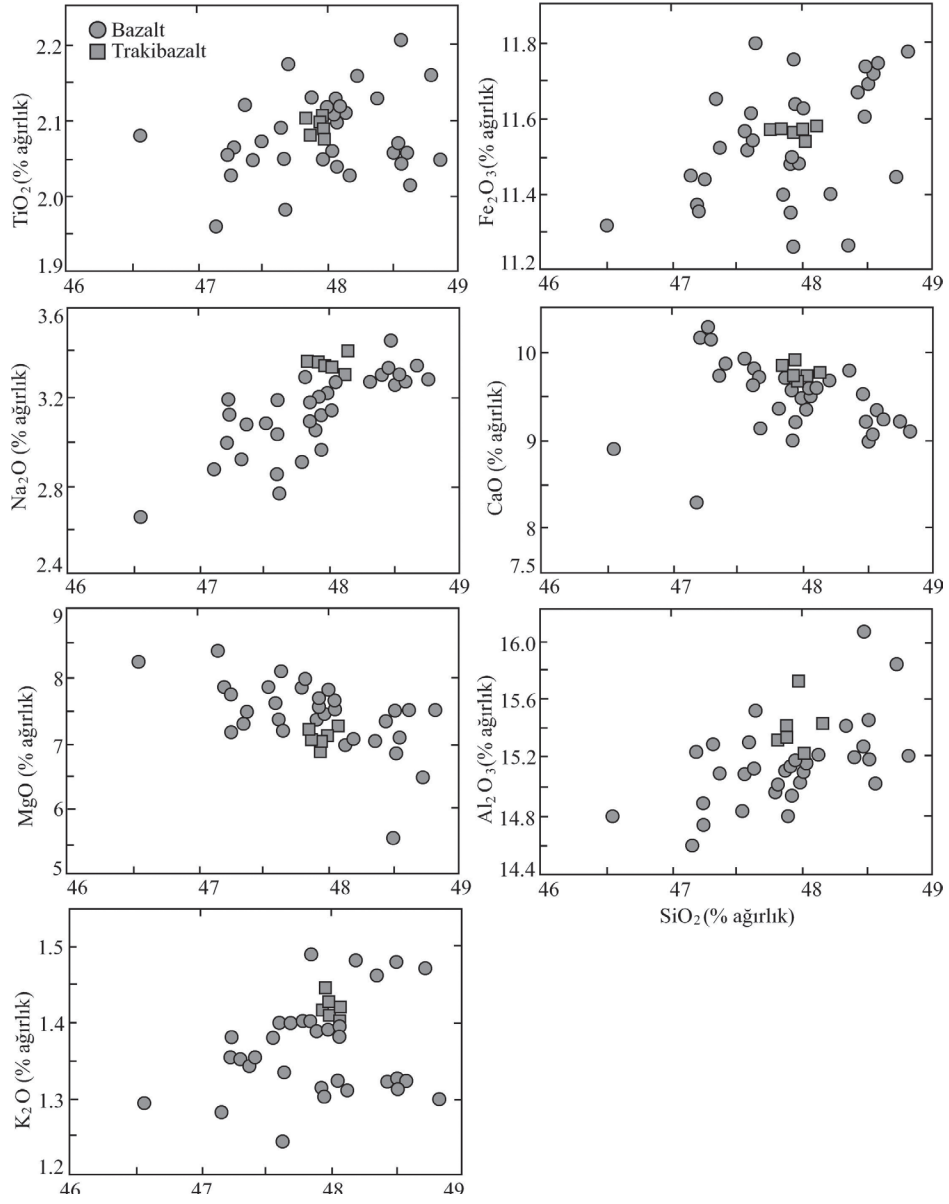
### **Manto Kaynağı**

Birincil mantoya ve Kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramındaki iz element profilleri değerlendirildiğinde hafif nadir toprak elementleri ağır nadir toprak elementlerine göre zenginlik göstermektedir (Şekil 11a). Bu durum Göbekören Volkanikleri'nde hafif nadir toprak elementlerin ağır nadir toprak elementlere göre daha fazla zenginleşmiş olması magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğini göstermektedir.

Göbekören Volkanikleri'nde Sr ve Ba gibi büyük iyon yarıçaplı elementlerde pozitif bir dağılım deseni izlenmektedir (Şekil 11b). Büyük iyon yarıçaplı elementlerin pozitif dağılım deseni göstermeleri bu elementlerin mantodaki ergime süreçleri esnasında bölümsel ergimeye daha fazla katıldığını göstermektedir. Buna karşın U ve Rb gibi elementlerde gözlenen negatif dağılım deseni de bu elementlerin bölümsel ergime süreçlerine çok fazla katılmadığına işaret etmektedir.

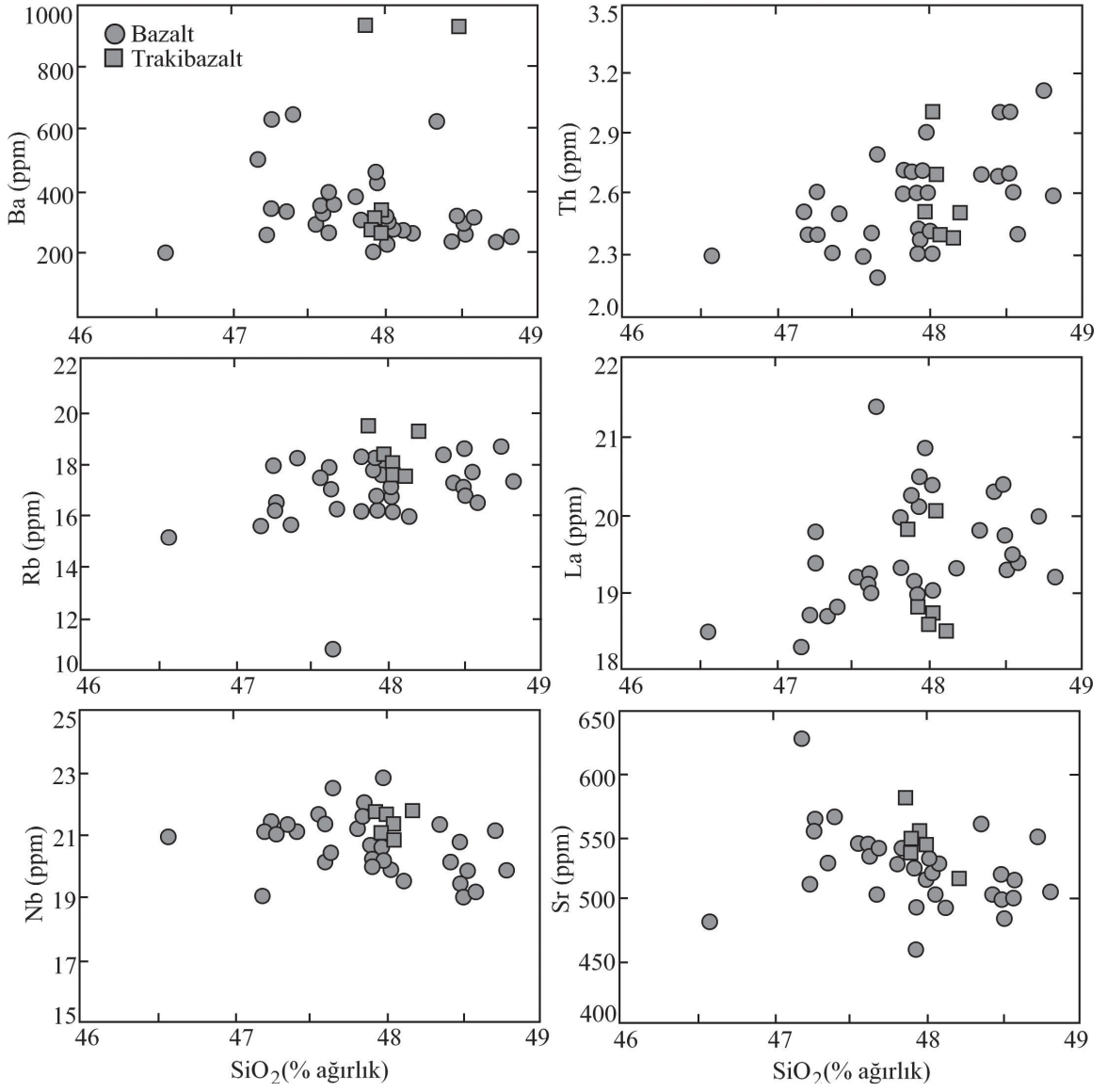
Göbekören Volkanikleri'nin  $\text{SiO}_2$ 'ye göre olan bazı değişim diyagramlarındaki konumları incelendiğinde kökenleri hakkında bilgiler edinilebilmektedir. Örneğin Nb/U'un  $\text{SiO}_2$ 'ye olan değişim diyagramına bakıldığında; Nb/U oranlarının yaygın olarak 22-45 arasında yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 12a). Alt kıtasal kabuk değerlerinin yaklaşık 25 civarında, üst manto değerlerinin ise  $49 \pm 10$  olduğu göz önüne alındığında (Rudnick and Fountain, 1995), Göbekören Volkaniklerinin manto kökenli bir malzemenin bir miktar kıtasal kabuk ile etkileşime uğradığını düşündürmektedir.

İyonik yarıçaplarından dolayı magmatik tarihçe boyunca jeolojik süreçlerden dolayı fraksiyonlanmaya uğramayan Nb/Ta'ın  $\text{SiO}_2$ 'ye olan değişim diyagramına bakıldığında Nb/Ta oranlarının yaygın olarak 13-19 aralığında yoğunlaştığı görülmüştür (Şekil 12b). Bu oranın kıtasal kabuk da 11-12 civarında, kıta içi alkalin ortamlarda ise 9-18 aralığındadır (Rudnick and Fountain, 1995; Taylor and McLennan, 1985; Taylor, 1967, 1977). Bu bilgiler ışığında Göbekören Volkaniklerinin kıta için alkalin bir magmatizma ürünü olduğu ileri sürülebilir gözükmektedir.



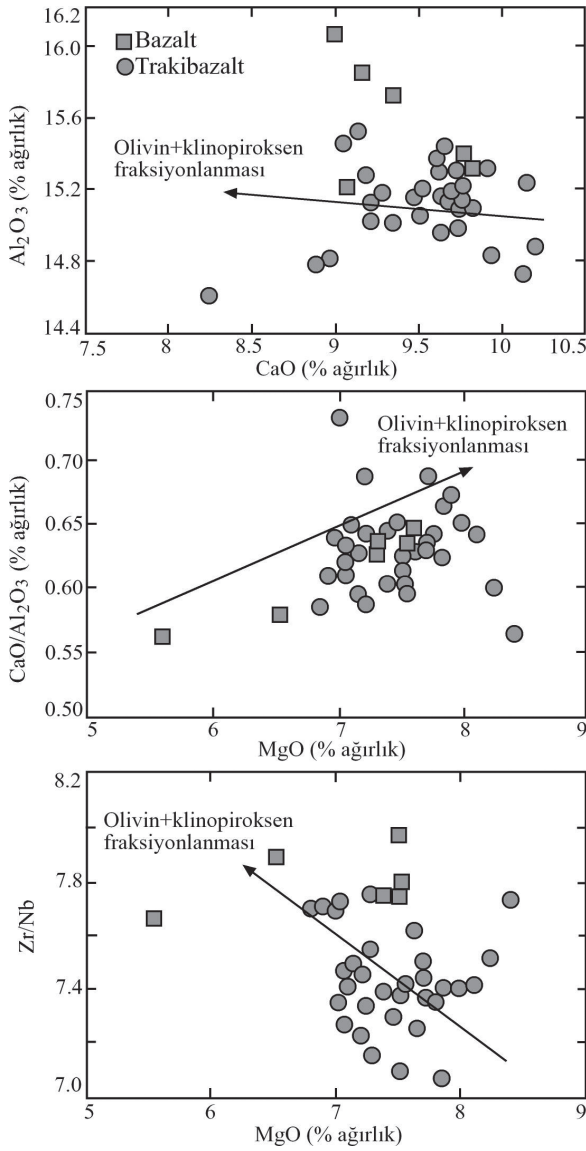
**Şekil 6.** Göbekören Volkanikleri'nin ana element içeriklerinin  $\text{SiO}_2$ 'ye göre olan değişim diyagramındaki konumları.

**Figure 6.** Variation of selected major elements versus  $\text{SiO}_2$  for Göbekören Volcanics.



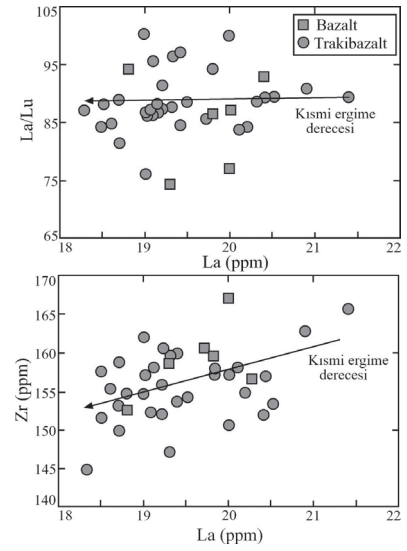
Şekil 7. Göbekören Volkanikleri'nin eser element içeriklerinin SiO<sub>2</sub>'ye göre olan değişim diyagramındaki konumları.

Figure 7. Variation of selected trace element versus SiO<sub>2</sub> for Göbekören Volcanics.



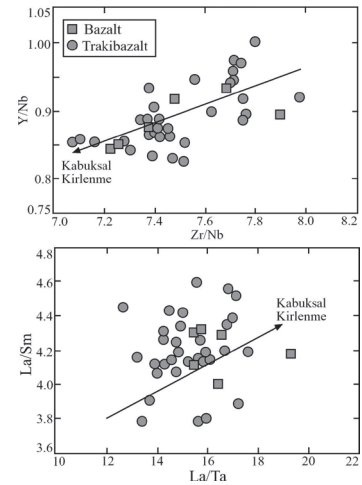
**Şekil 8.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramlarındaki konumları. a)  $Al_2O_3$ -CaO; b)  $CaO/Al_2O_3$ -MgO; c) Zr/Nb-MgO.

**Figure 8.** Variation of selected some major and trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a)  $Al_2O_3$ -CaO; b)  $CaO/Al_2O_3$ -MgO; c) Zr/Nb-MgO.



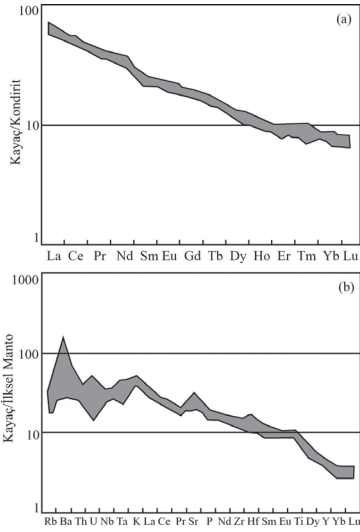
**Şekil 9.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramlarındaki konumları. a) La/Lu-La; b) Zr-La (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, 2016).

**Figure 9.** Variation of selected some trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a) La/Lu-La; b) Zr-La (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, 2016).



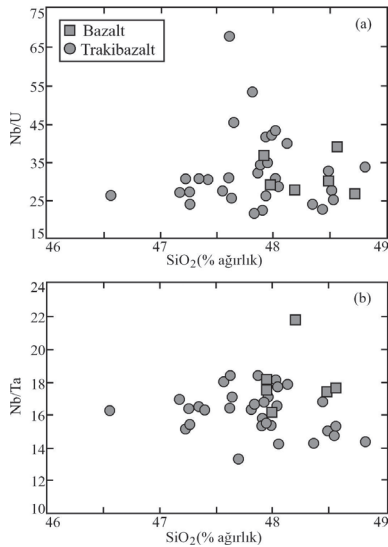
**Şekil 10.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramındaki konumları a) Y/Nb-Zr/Nb (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, T., 2016), b) La/Sm-La/Ta (Alpaslan ve Temel., 2000; Said vd., 2012).

**Figure 10.** Variation of selected some trace elements diagrams of Göbekören Volcanics a) Y/Nb-Zr/Nb (Wilson, M., 1989; Alpaslan ve Temel., 2000; Ekici, T., 2016), b) La/Sm-La/Ta (Alpaslan ve Temel., 2000; Said et al., 2012).



**Şekil 11.** Göbekören Volkaniklerinin eser element konsantrasyonlarının örümcek diyagramları, a) Kondrit (Boynton, 1984), b) İlksel manto (Sun and McDonough, 1989).

**Figure 11.** Spider diagrams for Göbekören Volcanics. Trace element concentrations of lavas to (a) chondrite after Boynton (1984), and (b) primitive mantle after Sun and McDonough, (1989).



**Şekil 12.** Göbekören Volkanikleri'nin bazı değişim diyagramındaki konumları a) Nb/U-SiO<sub>2</sub>, b) Nb/Ta-SiO<sub>2</sub>.

**Figure 12.** Variation of selected some major and trace elements diagrams of Göbekören Volcanics. a) Nb/U-SiO<sub>2</sub>, b) Nb/Ta-SiO<sub>2</sub>.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Göbekören Volkanikleri; olarak isimlendirilen litodem birimi bazalt ve trakibazaltlardan oluşmaktadır. Jeokimyasal olarak da alkalen karakter sergilemektedir.

Kıta içi bir açılmanın ürünü olarak oluştuğu düşünülen volkanik kayalar afanitik dokulu, koyu siyah-kahverengi, tabakalı, masif ve olivinli bazalt karakterindedir. Taban seviyelerinde lavların göl suyuna temas ettiği yerlerde ise yastık yapılı olarak gözlenmektedir. Bazaltlar gözenekli ve çatlaklı olup, özellikle tabanda çamurtaşları arasında oturma yapılarının geliştiği ve çamurtaşını pişirerek kırmızı renge dönüştüğü seviyeler de izlenmektedir.

Göbekören Volkaniklerinin mineralojik bileşimi; plajiyoklaz, olivin ve ojit minerallerinden oluşmaktadır. Bu mineraller kayacın içerisinde fenokristal ve mikrofeno-kristal halinde gözlenmektedir. Kayacın hamur kısmı ise plajiyoklaz, ojit ve olivin mikrolitlerinden oluşmaktadır.

Göbekören Volkanikleri hem mineralojik hem de jeokimyasal olarak irdelendiğinde; bazaltlardan trakibazaltlara doğru olivin ve klinopiroksen fraksiyonlanmasının varlığı belirlenmiştir. Kısmi ergime oranlarına baktığımızda ise trakibazaltlardan bazaltlara doğru kısmen de olsa bir artış eğilimi gösterdiği eser element değişim diyagramlarından belirgin olarak anlaşılmaktadır. Az da olsa kabuksal kirlenme etkilerini sergilediğini hem bazaltlarda hem de trakibazaltlarda görebilmekteyiz. Birincil mantoya ve Kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramındaki iz element desenleri değerlendirildiğinde; hafif nadir toprak elementleri ağır nadir toprak elementlerine göre zenginlik göstermektedir. Bu durum magmadaki kristallenme esnasında kabuksal kökenli malzeme katkısının olabileceğini düşündürmektedir.



Göbekören Volkanikleri'nin Nb/U oranlarına baktığımızda; yaygın olarak 22-45 arasında değiştiği görülmüştür. Bu durum birimin manto kökenli bir malzemenin bir miktar kıtasal kabuk ile etkileşime uğradığı sonucunu vermektedir. Benzer durum Nb/Ta elementlerinin miktarları incelendiğinde; Göbekören Volkanikleri için bu oran 13-19 aralığında seyretmekte olduğu görülmüştür. Bu sonuçlar Göbekören Volkanikleri'nin kıta içi alkalin bir magmatizma ürünü olduğu sonucunu göstermektedir.

Tüm bu veriler ve gözlemler birlikte değerlendirildiğinde Sivas Baseni içerisinde yer alan Göbekören Volkanikleri'nin litosferik incelenen bir sonucu olarak oluşmuş kıtasal levha içi kökenli plato bazaltlar olarak oluştuğu sonucu ortaya konmaktadır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından M-606 numaralı proje ile desteklenmiştir.

## EXTENDED SUMMARY

*The study area is located at 15 km W-SW of Kangal district of Sivas province. Lithological units are observed in the study area ranging from Late Miocene to Plio- Quaternary in age. The rock units start with Late Miocene-Pliocene Kangal Formation and Upper Pliocene Uzunyayla Formation conformably overlies this unite. Uzunyayla Formation is uncomfortably overlain by the Plio- Quaternary Göbekören volcanics and again uncomfortably over the Quaternary alluvium.*

*The Late Miocene-Pliocene Kangal Formation has a thickness of about 200 m in the study area and consists of sandstone, mudstone and lignite bands in some places. Uzunyayla Formation forms of*

*marl and lacustrine limestone which was placed in conformity to Kangal Formation. Above units, Late Pliocene Göbekören Volcanics with dark brown-black colour, porous, air-bubbled, massive columnar and an approximate thickness of 10 m is composed mostly from basalt and less from trachybasalt.*

*Göbekören Volcanics are holocrystalline porphyritic textures and their mineralogical composition; plagioclase, olivine and augite. These minerals are observed in the rock as phenocrystalline and microphenocrystalline. The matrix part of the rock is composed of plagioclase, augite and olivine microliths.*

*Göbekören volcanics characterizes alkaline as geochemically. Both geochemical analyses and mineralogical observations show that there are olivine and clinopyroxene fractionation from basalts to trachybasalt. As a result of the geochemical investigations, it was observed that Göbekören volcanics has more enriched light rare earth elements than heavy rare earth elements which suggest that the crustal material may be added during the crystallization in the magmatism.*

*When we look at the partial melting rates of the Göbekören volcanics, it is observed that there is an increase tendency towards from the trachybasalts to the basalts. This trend is markedly observed in some trace elements variation diagrams of La/Lu versus La and Zr versus La.*

*Crustal contamination effects are also observed in some trace element ratio diagrams such as Y/Nb versus Zr/Nb and La/Sm versus La/Ta in both basalt and trachybasalts.*

*Göbekören volcanics which is located in Sivas Basin is continental plate basalts which is formed as a result of lithospheric thinning*

## ORCID

Taner Ekici  <https://orcid.org/0000-0002-7420-3877>.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H.T., Atalay, Z., Ateş, Ş., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E. 1988. Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 8320, Ankara (yayınlanmamış).
- Alıntı, İ.E. 1961. Kayadibi-Şarkışla bölgesinin jeolojisi ve hidrojeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası 26, 162-199.
- Alpaslan, M., Temel, A. 2000. Petrographic and Geochemical Evidence for Magma Mixing and Crystal Contamination in the Post-Collisional CalcAlkaline Yozgat Volcanics, Central Anatolia, Turkey, International Geology Review, Vol.42, p. 850-863.
- Atabey, E., Bağırsakçı, S., Canpolat, M., Gökkaya, K.Y., Günal, S. ve Kılıç, N. 1994. Gürün Kangal (Sivas) Darende-Hasançelebi arasının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9760, Ankara (yayınlanmamış).
- Atabey, E. ve Aktimur, H.t. 1997. 1/100.000 Ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-G24 Paftası, No: 48. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G. ve Meşhur, M. 1982. Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeoloji raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü Rapor No: 1601, Ankara (yayınlanmamış).
- Bayhan, H. 1980. Güneş-Soğucak (Divriği) yöresinin jeolojik, minerolojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi, HÜ, 206 s., Ankara.
- Bayhan, H. ve Baysal, O. 1982. Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) Yöresinin Petrografik -Petrolojik İncelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 25, 1-13, Şubat, 1982.
- Baykal, R. 1944. Malatya-Kayseri arasındaki Torosların jeolojik yapısı, MTA, Derleme Raporu, No: 1701 / yayınlanmamış).
- Baykal, F. 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Sivas paftası, MTA yayınları.
- Bilgiç, T. ve Terlemez, İ. 2007. 1/100.000 ölçekli Açınama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-J36 Paftası, No: 712. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Bilgiç, T. 2014. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Sivas-J38 Paftası. No:211 Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Blumnethal, M.M. 1944. Kayseri ile Malatya arasındaki Toros bölümünün Permo-Karbonifer arazisi, MTA, Dergi, 1/31, 105-118.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63-114.
- Ekici, T. 2016. Collision-related slab break-off volcanism in the Eastern Anatolia, Kepez volcanic complex (Turkey) Geodinamica Acta, Vol.28, No.3, 223-239.
- Erkan, Y. 2011. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi, TMMOB Jeol. Müh. Odası, 5. Baskı. Sayfa, 436. ISBN: 975-395-137-X
- Göç, D., 1993. Yazıurdu (Gürün-Sivas) Yöresinin Stratigrafik ve Sedimenter Petrolojik Özellikleri (Yüksek Lisans Tezi), Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Gökten, E. 1993. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusu'nun kapanımıyla ilgili tektonik geliş. TPJD Bülteni 5/1, 35-55.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensan, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R. and Zonettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossory of terms. Blackwell, Oxford.
- MacKenzie, W.S. and Guilford, C. 1980. Atlas of rock forming minerals in thin section. John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Moorhouse, W.W. 1969. The study of rocks in thin section. Harper and Row, New York, 514 pp.
- Narin, R. Ve Kavuşan, G. 1993. Sivas-kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A, Yerbilimleri, Cilt 10, Sayı 1.
- Özgül, N., Tuşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, İ., Şenol, M. ve Uysal, Ş. 1981. Munzur Dağlarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No:6995, Ankara (yayınlanmamış).

- Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D., and Höck, V. 2005. Geochemistry and tectonic setting of Divriği ophiolite in the east central Anatolia (Sivas, Turkey): evidence for melt generation within an asthenospheric window prior to ophiolite emplacement onto the Taurides. International symposium on the geodynamics of eastern Mediterranean: active tectonics of the Aegean region. 15-18 June 2005, Kadir Has University, İstanbul, Turkey, p. 224.
- Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D. 2006. Origin and tectonic significance of the metamorphic sole and isolated dykes of the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): Evidence for an break-off prior to ophiolite emplacement Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 15, pp. 25-45, 2006.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. 1995. and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective. Review of Geophysics, 33(3): 267–309.
- Said, N., Kerrich, R., Cassidy, K. And Champion, C. 2012. Characteristics and geodynamic setting of the 2-7 Ga Yilgan heterogeneous plume and its interaction with continental lithosphere; evidence from komatitic basalt and basalt geochemistry of the Eastern Goldfields Superterrane, Australian Journal of Earth Sciences, Vol,59,2012-Issue 5, p. 737-763.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ. no.42, pp.313-345.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S. Ve Tüfekçi, K. 1987. Şarkışla-Gemerek dolayı Tersiyer havsının stratigrafisi, sedimentolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 8118, Ankara (yayımlanmamış).
- Taylor, S. R. 1967. The Origin and Growth of Continents. Tectonophysics, 4(1):17–34.
- Taylor, S. R. 1977. Island Arc Models and the Composition of the Continental Crust. In: Talwani, M., Pitman III III, W.C., eds., Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins. Maurice Ewing Series, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1: 325–335.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Türkcan, A., Yıldırım, T., Satır, M. Harlavan, Y., Açıkgöz, S. 2000. Neogene volcanism of Sivas-Kangal-Gürün-Gemerek-Şarkışla area (abs). In IESCA-2 İzmir.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis: London, Chapman and Hall, 466 p.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie W.S. ve Guilford, C. 1990. Atlas of metamorphic rocks and their textures. John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T. 1989. 1/100.000 Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeolojisi Haritaları Serisi, Sivas-G23 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T. 1990. Sivas ile Şarkışla arasındaki bölgenin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9090, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, H., Arıkal, T. ve Yılmaz, A. 2001. Güneş ofiyolitinin (Divriği-Sivas) jeolojisi. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, Ankara.