

DURAYLI PALEOMAĞNETİK DOĞRULTULARIN BELİRLENMESİNDE KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARININ ÖNEMİ ; GALATYA VOLKANİK MASİFİ

THE IMPORTANCE OF ROCK MAGNETIC STUDIES DETERMINING STABLE PALEOMAGNETIC DIRECTIONS; THE GALATEAN VOLCANIC MASSIVE

Mualla Cengiz ÇINKU, Naci ORBAY

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34320, Avusturya-İstanbul

ÖZ: Bu çalışmada Batı Karadeniz Bölgesindeki Galatya masifinden yaşları 9.5-20 M.Y. arası arasında değişen 30 farklı mevkiden elde edilen volkanik kaya örneklerinden paleomağnetik incelemeler için kullanılacak mıknatıslanma vektörlerinin duraylılığı saptanmıştır. Petrografik incelemeler sonucunda volkanik kayaların bazalt-andezit-dasit den oluştuğu görülmüştür. Parlak kesitler; volkanik kayaların içerisinde kayaların kalıtı mıknatıslanmasına neden olan mağnetit, maghemit ve hematit varlığını ortaya koymaktadır. Paleomağnetik ölçümler sonucunda elde edilen kalıtı mıknatıslanma vektörlerinin duraylı olup olmadıkları mağnetik minerallerin özelliklerine bağlıdır. Bu çerçevede kaya mağnetizması çalışmaları yapılarak mağnetik minerallerin bileşimi, domen yapıları, Curie sıcaklıkları ve bozuma dereceleri belirlenmiştir. Kaya mağnetizması çalışmaları kapsamında doğal kalıtı mıknatıslanması yok edilmiş her bir örneğe eşitsiz kalıtı mıknatıslanma (isothermal remanent magnetization-IRM) ve anhisteritik kalıtı mıknatıslanma (anhysteretic remanent magnetization-ARM) kazandımlı alternatif mağnetik alanda temizlenmiştir. Böylece mağnetik mineraller hem tanımlanmış hem de domen yapıları belirlenmiştir. Uygulanan ısı ve alternatif mağnetik alan temizleme işlemi sonucunda Miyosen yaşlı örneklerin çoğu duraylı bir mıknatıslanma göstermektedir. Olası olarak yapışkan (vizkoz) kalıtı mıknatıslanma içeren bu örneklerin küçük ikincil mıknatıslanmaları ise 100 °C de veya 15mT da ısı veya alternatif mağnetik alan ile temizlendiği görülmüştür.

Anahtar kelimeler: Kaya mağnetizması, Eşitsiz kalıtı mıknatıslanma (Isothermal remanent magnetization-IRM), Anhisteritik kalıtı mıknatıslanma (Anhysteretic remanent magnetization-ARM)

ABSTRACT: In this study the stability of magnetization vectors are predicted for using in paleomagnetic studies from volcanic rock samples taken at 30 sites which ages varies between 9.5-20 Ma. of the Galatean massive, Western Pontides. Petrographical investigations have shown that the volcanic rocks consist of basalt-andesite-dacite with opaque phases. The opaque phases are found to be of magnetite, maghemite, hematite which are minerals that are responsible from the magnetization. The stability of the magnetic vectors which obtained after paleomagnetic measurements depend on the properties of magnetic minerals that are responsible from the magnetization. In this point rock magnetic measurements are made to predict the magnetic composition, domain states, Curie points and alteration degree of the magnetic minerals. According to rock magnetic study, isothermal remanent magnetization (IRM) and anhysteretic remanent magnetization (ARM) acquisition experiments are made for each sample which natural remanent magnetization is removed followed by stepwise alternative magnetic field demagnetization procedure. Thus, both characteristics of magnetic minerals and their domain states are predicted. Most Miocene age samples showed a stable paleomagnetic component after demagnetization and relatively small secondary components, that is probably a viscous remanent magnetization (VRM) of low coercivity were easily removed during thermal or AF demagnetization applying 100 °C or 15mT

Key words: Rock magnetism, Isothermal remanent magnetization (IRM), Anhysteretic remanent magnetization (ARM)

GİRİŞ

Bir kayanın gösterdiği mağnetik özellik sadece içerdiği ferrimanyetik minerallere bağlı olmayıp, kayanın oluştuğu andaki fiziksel (sıcaklık, basınç) ve kimyasal özelliklere de bağlıdır. Kaya mağnetizması

çalışmaları sırasında örneklerin mıknatıslanmaları sıcaklık ve dış mağnetik alanın bir fonksiyonu olarak ölçülmektedir. Böylece, mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin özellikleri ayrıştırılabilir.

Neel (1949) tekdüze mıknatıslanmış tek domenli (single domain - SD) danelerin sıcaklıkla

kazandıktan kalıntı mıknatıslanma (thermal remanent magnetization-TRM) larının nasıl bir değişim gösterdiğini ortaya koymuştur. Buna göre, örnek soğuma aşamasında bir bloklanma sıcaklığına ulaşana kadar ısısal dengededir. Bloklanma sıcaklığı altındaki sıcaklıklarda danelerin magnetik doğrultulmuş durumda değişim olmamaktadır. Böylece, bloklanma sıcaklığındaki mıknatıslanma Boltzmann istatistiği yardımıyla hesaplanabilmektedir. Bu çerçevede Neel'in geliştirdiği röleksasyon zamanı (Dane hacminin sıcaklıkla değişimi) kavramı ısısal temizleme işleminde, kazanılan kalıntı mıknatıslanmanın güvenilirliğini belirleyen önemli bir kriteri oluşturmaktadır.

Neel (1955) çok domenli (multi domain-MD) danelerin ısısal kalıntı mıknatıslanma teorisini ortaya koymuş ve zamanla ürettiği bu teori açıklık kazanmıştır. Çok domenli danelerin dane boyutunun çok büyük olduğu durumlarda (magnetit için 50µm daha büyük) duraylı mıknatıslanmadan söz edilemezken, paleomagnetizma'da ilgilenilen duraylı mıknatıslanma daha çok yalnızca tek domenli danelerde (pseudo single domain-PSD) görülmektedir. Yalnızca tek domenli danelerin boyutu çok küçük tek domenli daneler ile magnetik açıdan yumuşak çok domenli daneler arasında yer almaktadır. Yalnızca tek domenli terimi ilk olarak Stacey (1958) tarafından çok domenli danelerin magnetik momentlerini tanımlamak için ortaya konmuştur (Butler ve Banerjee, 1975; Dunlop & Özdemir, 1997).

Bu çalışmada Galatya masifindeki volkanik kayalardan elde edilen silindirik örnekleri kullanarak petrografik ve mineralojik özellikler belirlendikten sonra, paleomagnetik yorumlamada kullanılacak olan mıknatıslanma bileşenlerinin duraylılığını kontrol etmek için magnetik minerallerin özellikleri belirlenmiştir. Bu amaçla ölçülen eş-ısısal kalıntı mıknatıslanma (IRM-Isothermal remanent magnetization) oluşum eğrileri ile, mıknatıslanmadan sorumlu magnetik mineraller, koersif kuvvetlerindeki değişimlerine bağlı olarak belirlenmiştir. Doğal kalıntı mıknatıslanma (Natural remanent magnetization-NRM), anhisteritik kalıntı mıknatıslanma (Anhysteretic remanent magnetization-ARM) oluşum eğrileri ile bu eğrilere ait alternatif magnetik alan (Alternative Magnetic Field-AF) temizleme eğrileri yardımıyla magnetik minerallerin domen yapısı hakkında bilgi edinilmiştir. Bu ölçümlere ilave olarak yüksek alan termo-magnetik eğriler elde edilerek magnetik minerallerin sıcaklık belirlenmiş ve elde edilen ısısal ve soğuma eğrileri arasındaki farklar dikkate alınarak mineral fazlarında meydana gelen ısısal işlemi sonucundaki bozuşma dereceleri belirlenmiştir. Paleomagnetik değerlendirmede kullanılacak olan mıknatıslanma vektörlerinin

duraylılığı ise alternatif magnetik alan ve ısısal temizleme işlemleri ile belirlenmiştir.

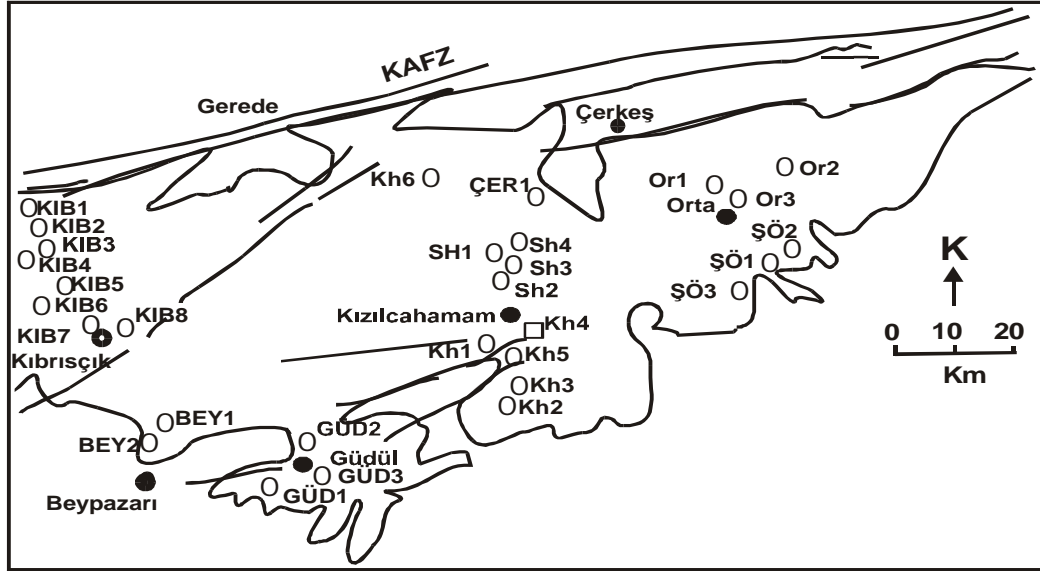
BÖLGENİN JEOLJİSİ VE ÖRNEK YERLERİ

Galatya volkanik masifi, Paleozoyik yaşlı metamorfik ve Mesozoik yaşlı sedimenter bir temel üzerinde bulunan Miyosen yaşlı volkanik, volkanoklastik ve kıtasal sedimenter kayalardan oluşmaktadır (Fourquin, 1975). Masifi oluşturan volkanik kayalar kimyasal olarak iki ana grupta toplanmaktadır. Bunlar altta Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kalk-alkali seri ve üstte Üst Miyosen – Pliosen yaşlı alkali seridir (Tankut ve diğ., 1990; Keller, ve diğ., 1992).

Kalk-alkali volkanik seriler Galatya masifinde geniş alan kaplarlar. Stratigrafik olarak tabanda yer alan bu istif yanall ve düşey olarak karasal ve gölsel çökelere geçerler. Üst Oligosen-Alt Miyosen volkanizmasının durmasından sonra Galatya alanında karasal koşullar hakim olmuş ve meydana gelen geniş düzlüklerde göl çökeltileri oluşurken, engebeli morfoloji akarsular ve alüvyal yelpazeler ile aşındırılmıştır. Volkanizma Üst Miyosen döneminde tekrar başlamış ve alkali bazaltik lavlar karasal çökeltiler üzerinde geniş alanlar kaplamıştır. Bu alkali bazaltlar Galatya Masifinin farklı kesimlerinde farklı isimlerle adlandırılmıştır (Naltepe bazaltı, Aydos bazaltı, Akyürek, 1981; Özlü bazaltı, Yağmurlu ve diğ., 1987). Alkali bazaltların oluşumundan sonra volkanizma Galatya bölgesinde durmuş ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çökeltiler kendilerinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir.

Galatya masifinin stratigrafisinin ve evriminin anlaşılmasında en önemli bulgular radyometrik yaş tayinleri ve paleontolojik belgelendirmeler olmuştur. Üst bazalt serisinden elde edilen radyometrik yaşlar, genç volkanizmanın 11.6-9.6 M.Y. önce meydana geldiğini göstermiştir (Keller ve diğ., 1992). Alt volkaniklerden elde edilen radyometrik yaş tayinleri (K-Ar ve fission-track yöntemi kullanılarak) ise 20-18 M.Y. aralığındaki volkanizmaya işaret etmektedir (Tankut ve diğ., 1990; Türkecan ve diğ., 1991; Toprak ve diğ., 1996). Paleontolojik bulgular da bu yaşlar ile uyum içindedir (Akyürek, 1981; Yağmurlu ve diğ., 1987; Irkeç ve Ünlü, 1993; Keller ve diğ., 1992).

Galatya masifinden 30 farklı mevkiiden elde edilen örnek yerlerinin dağılımı Şekil 1'de gösterilmiştir. Arazi çalışması kapsamında hem el örnekleri hem de portatif karotiyer yardımıyla yönlendirilmiş kayalık örnekleri alınmıştır. Gruba ait yönlü örnek toplanırken jeolog pusulası ve güneş pusulası birlikte kullanılmıştır.



Şekil 1. Galatya masifindeki paleomağnetik örnek yerlerinin dağı lı m.

Figure 1. Location map of paleomagnetic sample sites in the Galatean massive.

PETROGRAFİK İNCELEMELER

Doğal kalı ntı m knatı slanmadan sorumlu mineralleri saptamak ve örneklerin oluştuktan sonra ikincil bir termal ısınma ve bozuşma geçirip geçirmediğini belirlemek amacıyla ayrı ntılı petrografik incelemeler yapı lmıştır. Petrografik incelemeler için elde edilen parlatılmış kesitlerde, örnekler içerisindeki demir oksitli minerallerin türleri ortaya konmuş ve elde edilen sonuçlar Tablo 1’de verilmiştir. Şekil 2’de KIB6.2 örneğinin içerdiği mağnetit, maghemit ve hematitin varlığı görülmektedir. Bölgede tanı mlanan bazalt, andezit ve dasitlerin petrografik özellikleri aşağı da verilmektedir.

Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Alkali Bazaltlar: Mikroskopik incelemelerde porfirik ve ofitik (diyabazik) dokulu olarak gözlenen bazaltlar, esas olarak porfiritik olivin, piroksen ve mikrolitik plajiyoklas hamuru içermektedir. Piroksenlerin bozuşma sonucu bol demirli hematite dönüştüğü, idiomorf demirli olivin kristallerinin ise yine

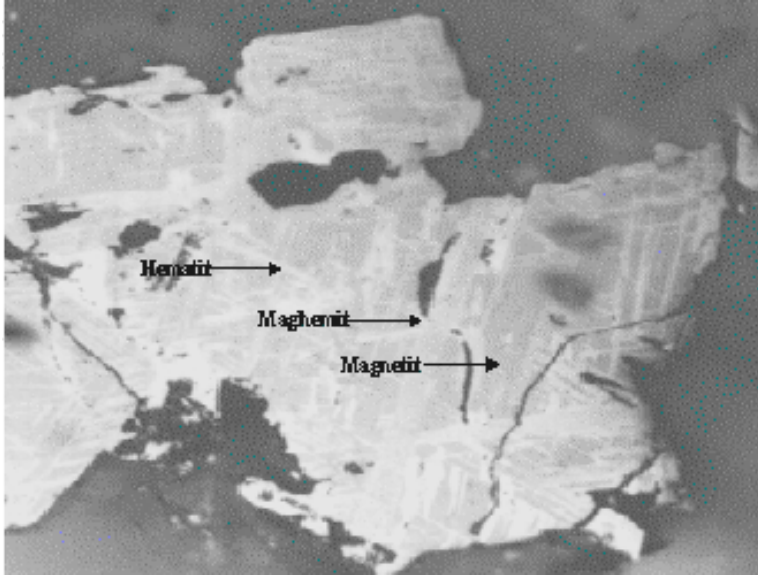
bozuşma sonucu iddingsit’e ayrıştı ğı gözlenmiştir. Parlatılmış kesit ve yansı mış ışın mikroskobu ile yapılan incelemelerde ise bazalt örneklerinin hematit, maghemit ve mağnetit içerdiği belirlenmiştir.

Alt-Orta Miyosen yaşlı Kalk-alkali seri: Bu kayalar pilotaksitik doku (yönlenmiş mikrolitik yapı) ve porfiritik doku sergilemekte olup esas olarak porfiritik plajiyoklaslar (iri kristalli) ve fenokristalen piroksenler ile kriptokristalen yapı lı klorit içermektedirler. Bol miktarda opak mineral ve az miktarda hornblend de bu kayaların mineralojik bileşiminde bulunmaktadır. Bozuşma etkisiyle bol miktarda hematit ve de ğişen oranlarda mağnetit oluşumu nedeni ile bazı kesitlerde az miktarda hornblend ve piroksene rastlanmıştır. Kloritleşme, silisleşme şeklinde gözlenen bozunmalar kayaların hidrotermal alterasyonu ile ilişkilidir. Parlatılmış kesit ve optik mikroskop ile yapılan incelemelerde andezit ve dasit örneklerinin hematit, maghemit, biyotit, epidot, mağnetit ve hornblend içerdiği belirlenmiştir.

Tablo 1. Mı knatı slanmadan sorumlu mineraller.

Table 1. Minerals which are responsible from magnetization.

Örnek yeri	Demir oksit mineraller	Örnek yeri	Demir oksit mineraller
KIB 1.1	Hematit, maghemit	OR1.2	Hematit, mağnetit
KIB 1.4c	Hematit, mağnetit	GÜD 2.2	Hematit, mağnetit
KIB 2.3	Mağnetit, maghemit	GÜD 2.3	İlmenit, mağnetit
KIB 2.5b	Mağnetit, hematit, maghemit	ÇER 1	Mağnetit
KIB 2.8c	Mağnetit, hematit, maghemit	ÇER 2	Pirit, Mağnetit
KIB 3.4	Hornblend	ÇER 3	Mağnetit
KIB 4.2	İlmenit	KH 1.1	Hematit
KIB 6.2	Hematit, mağnetit, maghemit	OR 1.1	Hematit, mağnetit, limonit



Şekil 2. KIB 6.2 örneğinde mağnetit-maghemit-hematit'in yansıma ışığın mikroskoptaki görünümü.
Figure 2. Photomicrograph of magnetite-maghemite-hematite in KIB 6.2. sample under reflected light.

KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI

Kalıntı mıknatıslanmaya neden olan mağnetik minerallerin domen yapılarının belirlenmesi ve paleomağnetik ölçümlerin güvenilirliğini ortaya koymak için Münih Ludwig-Maximilians Üniversitesi Paleomağnetizma laboratuvarında kaya mağnetizması çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Söz konusu mağnetik minerallerin bileşimi ve domen yapılarının belirlenmesinde kaya mağnetizması çalışmaları oldukça önemli yer tutmaktadır. Bu çerçevede içerisinde yüksek alan termo-mağnetik ölçümler, eşsıllı kalıntı mıknatıslanma ve anhisteritik kalıntı mıknatıslanma ölçümleri volkanik kayaların mineralojisinin belirlenmesinde kullanılmıştır.

Yüksek alan termo-mağnetik analizi, değişken alan çevirim terazisi (variable field translation balanca-VFTB) yardımıyla yapılmıştır. Bu terazi bir boyutlu harmonik bir osilatör şeklinde olup mağnetik bir gradiyent alan ile pilot örneğe uygulanan güç prensibiyle çalışmaktadır.

IRM ölçümleri su soğutmalı bobin yardımıyla 10-12 adımda maksimum 1500 mT'ya kadar bir alan içinde gerçekleştirilmiştir. Her bir örnek daha sonra adım adım uygulanan alternatif mağnetik alan ile temizlenmiştir. IRM eğrileri mağnetik minerallerin koersif kuvvetlerindeki değişimlerine bağlı olarak bu mineraller hakkında bilgi vermektedir. Mağnetit 0.3T gibi düşük alanlarda doymuş hale gelirken hematit için gerekli doymuş mağnetik alan 0.5-3.5T arasıdır (Collinson, 1983; Ozdemir&Dunlop, 1988).

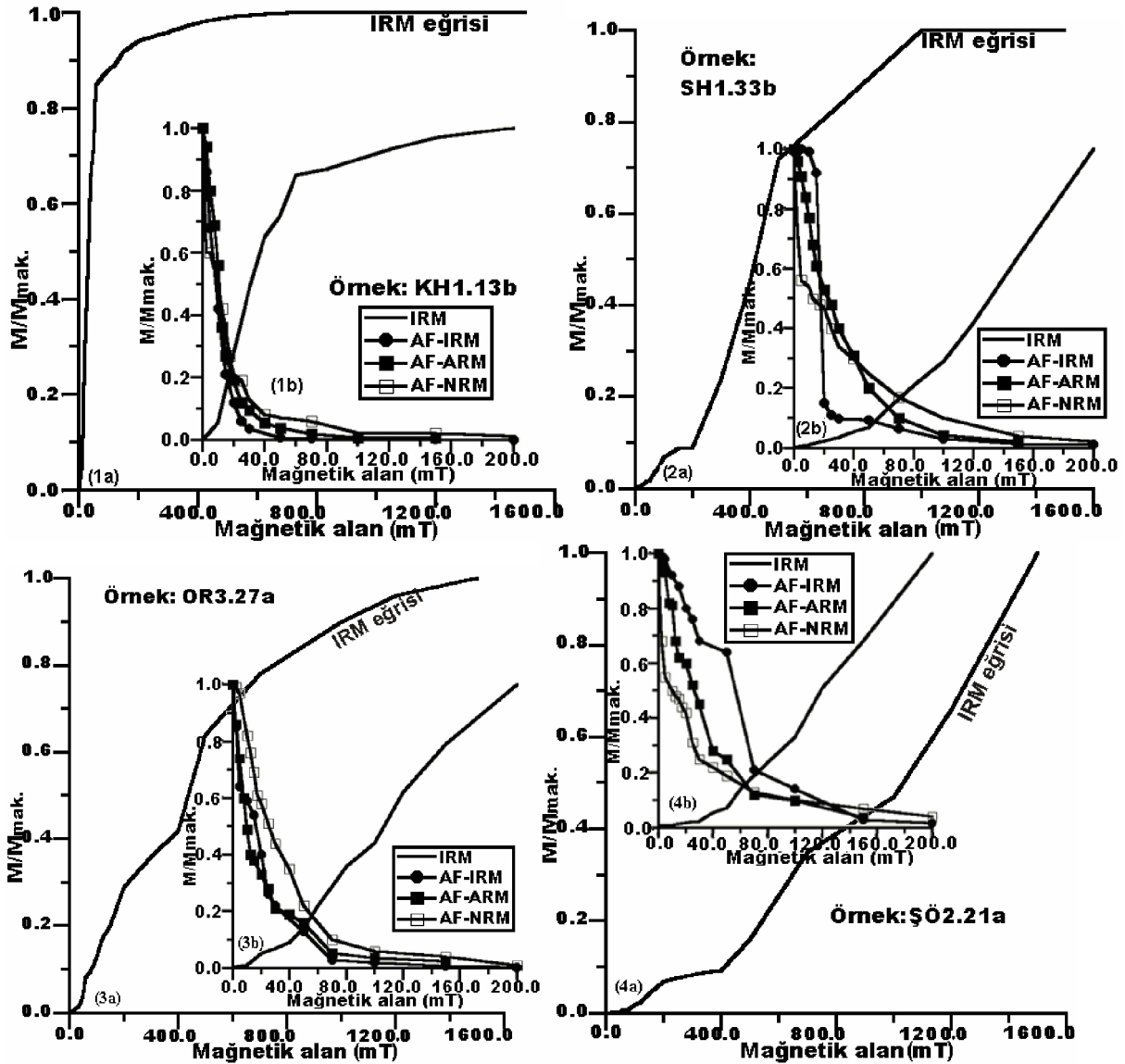
Eşsıllı kalıntı mıknatıslanma ölçümlerine ilave olarak anhisteritik kalıntı mıknatıslanma ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Bunun için pilot örnek, z-yönünde alternatif alan bobini içinde 100 mT'lık alternatif

mağnetik alana ve daha sonra 0.05 ve 0.1 mT adımlarında doğru alana maruz bırakılmıştır. Her bir örneğe kazandırılan ARM'den sonra adım adım alternatif alan temizleme işlemi uygulanmıştır.

Galatya masifinden elde edilen pilot örneklerin IRM oluşum eğrileri Şekil 3.1a, 3.2a, 3.3a ve 3.4a'da verilmiştir. IRM oluşum eğrisi ile NRM, IRM, ARM'e ait normalize edilmiş AF temizleme eğrileri Şekil 3.1b, 3.2b, 3.3b ve 3.4b'de verilmiştir. Şekil 3.1b-3.4b'de yer alan IRM oluşum eğrisinin maksimum 200 mT'ya kadar olan kısmı dikkate alınmıştır. Böylece örnekler içerisinde var olabilen hematit minerali göz ardı edilmiştir.

Şekil 3.1a'da KH-1.13b örneğinde IRM eğrisi 400 mT'da doymuş hale gelerek mağnetitin varlığını ortaya koymaktadır. SH-1.33b (Şekil 3.2a) örneğine bakıldığında 1000 mT'dan sonra doymuş mıknatıslanma şiddetinde herhangi bir artış görülmemektedir. Bu ise bize mağnetit ve hematitin varlığını göstermektedir. Şekil 3.3a ve 3.4a'da OR3.27a ve ve ŞÖ-2.21a örnekleri için 1500 mT'dan sonra da normalize mıknatıslanma şiddetinde devam eden artış hematitinin varlığını ortaya koymaktadır. Petrografik çalışmalar kapsamında yansıma ışık mikroskobu ile OR mevkiileri için belirlenen mağnetit ve hematit mineralleri IRM eğrisinde de görülmektedir.

ARM ve IRM'e ait alternatif mağnetik alan temizleme eğrilerinden yararlanarak mağnetik minerallerindeki tek ve çok domenli danelerin ayırt edilmesi için Lowrie ve Fuller (1971) testleri yapılmıştır. Lowrie-Fuller testine göre, ARM ile IRM'e ait AF temizleme eğrileri tek ve çok domenli mağnetik daneler karşısında farklı özellik



Şekil 3. 1a, 3.2a, 3.3a, 3.4a, Galatya masifinden elde edilen farklı mekilere ait normalize edilmiş IRM oluşum eğrileri (Uygulanabilen maksimum alan 1500 mT dir). 3.1b, 3.2b, 3.3b, 3.4b, normalize edilmiş IRM oluşum eğrisi ile NRM, IRM, ARM' ye ait normalize edilmiş AF temizleme eğrileri (IRM oluşum eğrileri 200 mT' ye kadar alınmaktadır).

Figure 3. 1a, 3.2a, 3.3a, 3.4a, Normalized IRM acquisition curves obtained from different sites in the Galatean massive (maximum acquired field is 1500 mT), 3.1b, 3.2b, 3.3b, 3.4b, IRM acquisition curves, and normalized AF demagnetization curves for NRM, IRM, ARM (IRM acquisition curves are taken up to 200 mT).

göstermektedir. Bu çerçevede kullanılan MDF (Median Destructive Field) değerleri, örneğin sahip olduğu normalize mıknatıslanma şiddet değerinin yan ya düştüğü andaki koersif kuvvet olup, paleomağnetik çalışmalarda duraylı mıknatıslanma bileşenlerinin tayin edilmesinde yararlanmaktadır. Çok domenli büyük magnetit danelerde IRM' ye ait MDF değerleri ARM' ye ait MDF değerlerinden daha büyük iken tek domenli danelerde bu durum tam

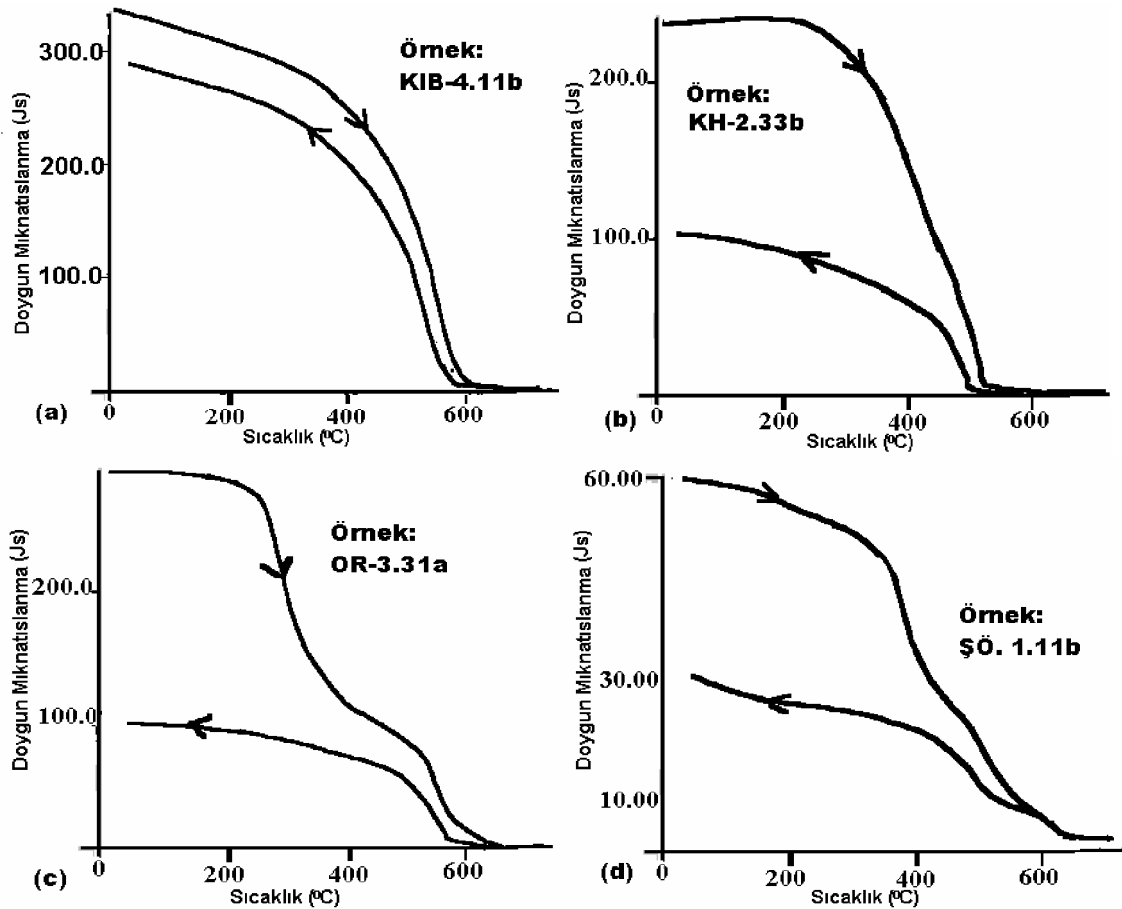
tersidir (Dunlop & Özdemir, 1997). Bir diğer yorumlama şekli ise, Cisowski (1981) tarafından ortaya konmuştur. IRM eğrisi ile doygun eş ısıl kalıtı mıknatıslanma' ya (saturation isothermal remanent magnetization-SIRM) ait alternatif magnetik alan temizleme eğrisinin kesim noktası normalize edilmiş mıknatıslanma şiddeti ekseninde R gibi bir parametre değerini vermektedir. Eğer magnetit mineralindeki daneler arasında herhangi bir etkileşim

söz konusu değilse, bu iki eğri birbirinin simetrisi şeklinde olmaktadır. Mağnetit mineral daneleri arasındaki etkileşim, yoğun halde bir arada bulunan tek domenli danelerde meydana gelmektedir ve bu durumda R değeri 0.5' den küçük olmaktadır (Dunlop & Özdemir, 1997).

Galatya masifindeki pilot örneklerden elde edilen IRM oluşum eğrileri ile doymun haldeki IRM'nin alternatif mağnetik alan temizleme (AF-IRM) eğrileri 0.05-0.27 değerlerinde kesişmektedir (Şekil 3). Örneklerin çoğunda $MDF_{NRM} > MDF_{IRM}$ dolayısıyla AF-NRM, AF-IRM'den daha duyarlı olup bu durum tek domenli mağnetik minerallere işaret etmektedir (Şekil 3.1b, 3.2b, 3.3b). Örneklerin çoğunda AF-ARM eğrileri AF-IRM'den daha duyarlı olmaları mağnetik mineraller içerisinde tek domenli mağnetit ve yalnızca tek domenli mağnetiti göstermektedir (Johnson ve diğ., 1975).

Yüksek alan termo-mağnetik eğriler mineralin mağnetik fazını ortaya koyarken ısınma sürecinde meydana gelen bozuşma hakkında bilgi

vermektedir. Şekil 4'de örneklerin Curie eğrileri incelendiğinde 3 farklı grup görülmektedir. KIB-4-1.11b ve KH-2.33b (Şekil 4a, b) eğrileri incelendiğinde, sırasıyla 560°C ve 500°C lik tek bir ferromanyetik faz görülmektedir. Bu ise, Titanyumca fakir titanomağnetitin varlığını göstermektedir. KIB-4-1.11b'de ısınma ve soğuma eğrilerindeki saturasyon miktarlarının farklılık $\%10$ civarında iken, KH-2.33b örneğinde bu fark $\%50$ civarında olup ısınma süresi sonucunda bozuşmada meydana gelen farklılığı vermektedir. ŞÖ-1.11b örneğinde (Şekil 4d) ısınma eğrisinde 400°C den sonra hızlı bir azalma görülmekte ve $520-630^{\circ}\text{C}$ lerdeki Curie sıcaklık alan maghemitin hematite dönüşümünü göstermektedir (Collinson, 1983). OR-3.31a örneğindeki (Şekil 4c) iki farklı Curie sıcaklığı (360°C , 560°C) Titanyumca zengin titanomağnetit ve Titanyumca fakir titanomağnetitin varlığını ortaya koymaktadır.



Şekil 4.a, KIB-4.11b; b, KH-2.33b; c, OR-3.31a; d, ŞÖ-1.11b mevkilerine ait termo-mağnetik eğrilerin saturasyon miktarlarının bir fonksiyonu olarak gösterimi.

Figure 4. The illustration of thermomagnetic curves as a function of saturation magnetization for a, KIB-4.11b; b, KH-2.33b; c, OR-3.31a; d, ŞÖ-1.11b sites,

PALEOMAĞNETİK DOĞRULTU ANALİZİ

Doğal kalıntı mıknatıslanmanın doğrultu ve şiddet değerleri Molspin fluxgate magnetometri ile ölçülmüştür. NRM'nin güvenilirliğini kontrol etmek için alternatif magnetik alan (Enterprises 2G-AF demagnetizer) ve ısısal temizleme sistemi (Schonstedt MTD 80 demagnetizer) 200 mT veya 700°C'ye kadar kullanılmıştır. Galatya masifinde yer alan volkanik örneklerin şiddet değerleri 0.27–52 A/m arası nda değişmektedir. Şekil 5' de mıknatıslanma vektörlerinin uç noktalarının alternatif magnetik alan ve ısısal temizleme işlemi sonunda, ortogonal düzlemdeki izleri ile normalize mıknatıslanma şiddetinin sıcağı ve magnetik alan ile olan değişimi verilmektedir. Örneklerin çoğu ortogonal düzlemde orjine doğru duraylı mıknatıslanma vektörleri göstermektedir. Bununla birlikte olası olarak vizkoz kalıntı mıknatıslanma içeren küçük ikincil mıknatıslanmalar 100 °C veya 15mT'da ısısal veya AF temizleme işlemi ile uzaklaştırılmaktadır (Şekil 5.b,d,e,f). Örneklerin çoğunda mıknatıslanma doğrultulan temizleme işlemi sonunda değişim göstermemektedir. Bazı örnekler AF temizleme işlemine karşı aşırı bir direnç göstermekte olduğundan bu tür örnekler ısısal temizleme işlemi uygulanmıştır. Örneklerin çoğunda mıknatıslanma şiddetinin yaklaşık %80'i 450-600°C'de yok olmaktadır (Şekil 5a, b, c). Bu ise, düşük-Titanyumlu titanomagnetitin mıknatıslanmadan sorumlu olduğunu gösterirken 600-700°C'de var olan az miktarlardaki mıknatıslanma ise hematitin varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 5a, c, e). Doğal kalıntı mıknatıslanmaya ait MDF değerleri (Median Destructive Field of natural remanent magnetization) $NRM_{MDF}=20-45$ mT arası nda olup, yalnızca tek domenli dane yapısını ortaya koymaktadır. Bazı örneklerde $NRM_{MDF}=10$ mT iken bazıları nda bu değer 50-80mT arası nda değişmektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Galatya masifindeki volkanik örneklerin paleomagnetik incelemeleri için elde edilen 30 farklı mevkiden belirlenen pilot örneklerin petrografik, mineralojik ve kaya magnetizması çalışmaları yapılmıştır. Galatya masifindeki pilot örneklerin Curie sıcaklıklarını göz önüne alındığında 3 farklı gruplaşma görülmektedir. Birinci grup, Titanyumca fakir Titanomağnetiti içeren tek bir ferromanyetik faz verirken, ikinci gruplaşma maghemitin hematite olan dönüşümünü ortaya çıkarmakta ve pilot örnekteki hematitin varlığını belirlemektedir. Üçüncü gruplaşmada ise Titanyumca zengin Titanomağnetit ve Titanyumca fakir Titanomağnetitin varlığı görülmektedir.

Paleomagnetik değerlendirmede kullanılacak olan mıknatıslanma vektörlerinin duraylı olup

olmadıkları nı belirlemek için alternatif magnetik alan ve ısısal temizleme işlemleri uygulanmış ve sonuçlar doygun haldeki eş-ısısal kalıntı mıknatıslanma ve anhisteritik kalıntı mıknatıslanma'ya ait alternatif magnetik alan temizleme eğrileri ile karşılaştırılmıştır. Eş-ısısal oluşum eğrileri bize pilot örneklerde magnetit ve magnetit+hematitin varlığını göstermektedir. Cisowski (1981) testleri sonucunda bulunan R parametre değerleri 0.05-.0.27 arası nda değişmekte ve örneklerin çoğunda NRM, AF-SIRM'den daha duyarlı olmakta bu durum ise tek domenli magnetit minerallerin varlığını göstermektedir. Yapılan Lowrie ve Fuller (1971) testi sonucunda örneklerin çoğunda ARM temizleme eğrileri SIRM'den daha duyarlı olmaları magnetik mineraller içerisindeki hematiti gösterebildiği gibi ($MDF_{arm} > MDF_{SIRM}$) tek domenli magnetit ve yalnızca tek domenli magnetiti göstermektedir. Isısal temizleme işlemi sonucunda normalize mıknatıslanma şiddetinin sıcağıyla değişim eğrisi incelendiğinde mıknatıslanma şiddetinin yaklaşık %80'i 450-600°C'de yok olduğundan mıknatıslanmadan sorumlu magnetik minerallerin de düşük-Titanyumlu titanomagnetit olduğunu göstermektedir. Bazı örneklerde ise, mıknatıslanma şiddetinin 600°C'de de hala var olması hematitin varlığını göstermektedir. Doğal kalıntı mıknatıslanmaya ait MDF değerleri (Median Destructive Field of natural remanent magnetization) $NRM_{MDF}=20-45$ mT arası nda olup, yalnızca tek domenli dane yapısını ortaya koymaktadır.

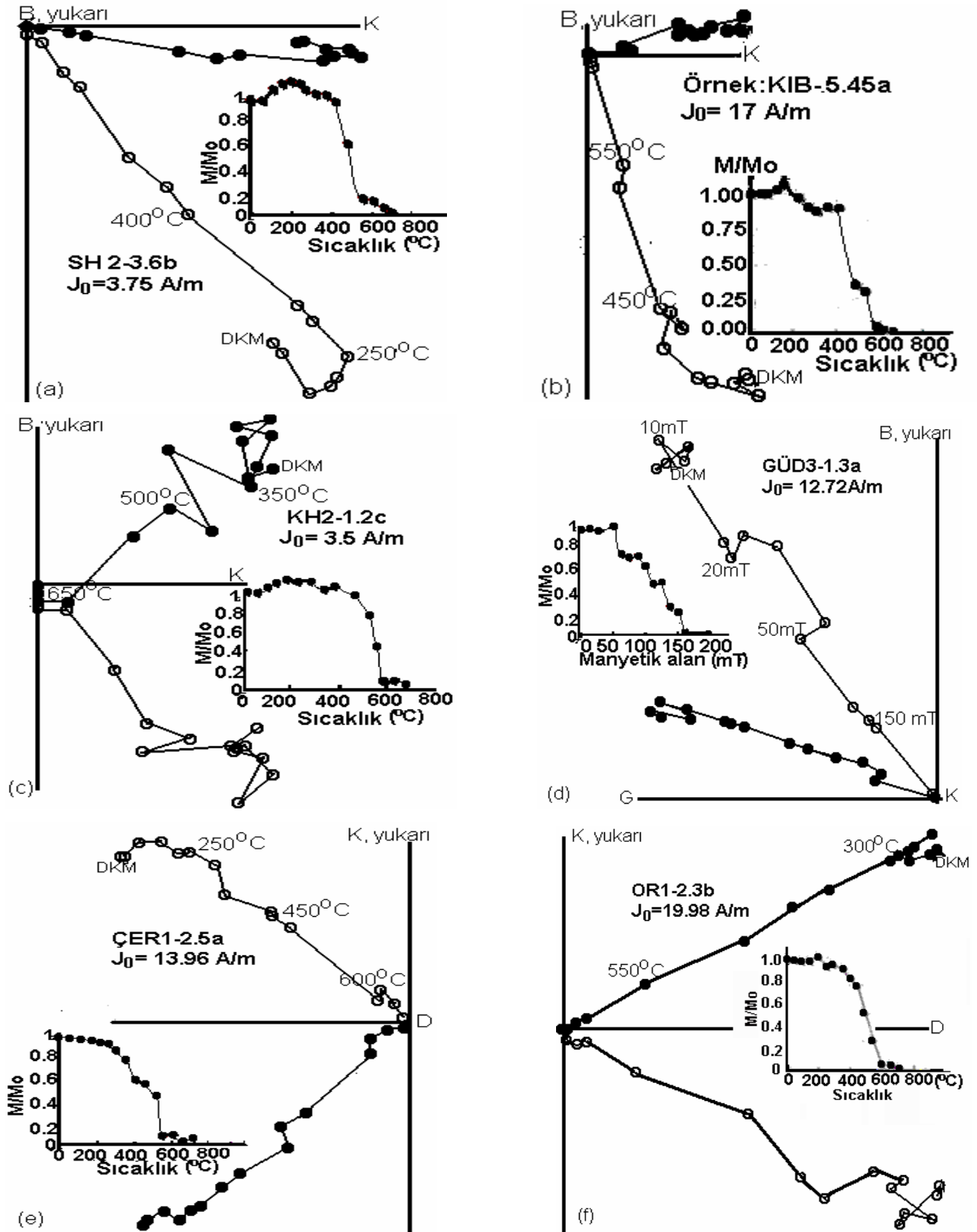
KATKI BELİRTME

Ludwig-Maximilians Üniversitesi Paleomagnetizma laboratuvarında gerçekleştirilen kaya magnetizması çalışmaları için Prof. Dr. Valerian Bachtadse ve Prof. Dr. Nikolai Petersen'e teşekkürlerimizi sunarız. Ayrıca arazi çalışmaları nda ve bölgenin jeolojisi ve petrografisinin tanımlanması nda Doç. Dr. Timur Ustaömer ve Yük. Müh. Kenan Çinku'ya teşekkür ederiz.

SUMMARY

In this study the paleomagnetic and petrographical studies were made on the Neogene Galatean volcanic province. The volcanic belt was developed in response to closure of Neotethys ocean and collision of the African and Eurasia plates.

The Galatean Masif comprises two volcanic phases, erupted in Lower Miocene (20 Ma.) and Upper Miocene-Pliocene (9 –5 Ma.) periods. The Lower Miocene lavas are of calc-alkaline in composition and are represented by andesite-dacite and minor basalts.



Şekil 5. Adım adım ısısal (derece olarak) veya AF (mT olarak) temizleme işleminin ortogonal düzlemdeki gösterimi. Manyatı slanma şiddeti A/m olarak verilmektedir. İçi dolu daireler yatay düzlemi gösterirken, içi boş daireler düşey düzlemi belirtmektedir.

Figure 5. Orthogonal vector plots of stepwise thermal (in degrees Celsius) or alternative magnetic field (in mT) demagnetization experiments. Magnetizations are given in A/m. Solid symbols for horizontal projection, open symbols for vertical projection.

The younger extrusives, on the other hand, are of alkaline basalts. A detailed petrographical investigation was made during this study to determine possible alteration and the mineral phases that are responsible from natural remanent magnetization. The Lower Miocene lavas show pilotaxitic and porphyritic texture and constitute dominantly plagioclase, pyroxenes and chlorite as cryptocrysts. The Upper Miocene basalts comprises olivine, pyroxene and plagioclase and have ophitic textures. The magnetic mineral carriers in these extrusives are mainly magnetite and hematite, determined under reflected light microscope.

In the frame of rock magnetic studies IRM and ARM acquisition curves, followed by IRM, NRM and ARM demagnetization experiments were made. Thermomagnetic analysis is made for each sample with the variable field translation balance (VFTB). Isothermal remanent magnetization (IRM) measurements were made with a water cooled coil in 10–12 stepwise increasing field to a maximum field of 1500 mT followed by alternative demagnetization for each pilot samples.

The IRM acquisition curve for andesite and dasite samples show no increase after 1 T which exhibits magnetite and hematite as the magnetic minerals responsible from the magnetization. For basalt samples an increase after 1.5 T continues, whereas the magnetic field at this point indicates the presence of hematite.

A popular way to interpretate the grain size of the magnetic minerals is to apply a Lowrie-Fuller and Cisowski tests (Lowrie, Fuller; 1971; Cisowski, 1981). IRM acquisition curves, SIRM and IRM demagnetization curves intersect at values between 0.05-0.2 and most of the samples show a harder NRM demagnetization curve than those of SIRM curves which indicate the presence of single domain magnetic minerals.

In most of the samples the ARM demagnetization curves show a more stable behaviour than the SIRM curves which could be the reason of the hematite part that occurs as a magnetic mineral. Whereas the $MDF_{arm} > MDF_{SIRM}$ indicates from single-domain to pseudo-single domain grains (Johnson et al., 1975).

Strong field thermomagnetic curves were obtained to determine the magnetic phases by giving information about alteration that occurs during the heating process. In most samples Curie temperatures indicates the presence of Ti-rich titanomagnetite and Ti-poor titanomagnetite whereas the transform of maghemite to hematite is also shown.

NRM intensities of all the samples are changing from 0.27–52 A/m. Most samples showed a

stable paleomagnetic component with a steady decrease in NRM intensities which display a decay curve to the origin on the orthogonal projection. Relatively small secondary components, that is probably a viscous remanent magnetization (VRM) of low coercivity were easily removed during thermal or AF demagnetization applying 100 °C or 15mT. In most samples the direction of magnetization does not change during demagnetization and a single dominant magnetic component therefore exist. Some samples showed a strong resistance to AF demagnetization process and the magnetization of these samples could not be removed, therefore thermal demagnetization processes are applied. Approximately %80 of the magnetization of most of the samples are removed between 450-600°C which displays low-Ti titanomagnetites as main magnetic carriers, whereas a minor amount indicates the existence of hematite. Median Destructive Field (MDF) of NRM is obtained between 20-45 mT indicating a pseudo-single domain grain-size, also low coercivity with a MDF of 10 mT and a high coercivity with a MDF of 50-80 are obtained for some samples.

DEĞİLEN BELGELER

Akyürek, B., 1981, Ankara melanjinin kuzey bölümünün temel jeolojik özellikleri: İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 41-45, Ankara.

Butler, R. F., and S. K. Banerjee, 1975, Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4049-4058.

Collinson, D. W., 1983, Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentations, 503 pp., Chapman and Hall, New York.

Cisowski, S., 1981, Interacting vs. non-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, 56-62.

Dunlop, J. D. & Özdemir, Ö., 1997, Rock Magnetism, Fundamentals and frontiers, Cambridge University Press, 573 pp..

Fourquin, C., 1975, L'Anatolie du Nord-Ouest, marge meridionale du continent européen., histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, **17**, 1058-1069.

Irkeç, T., ve Ünlü, T., 1993, Volkanik kuşaklarda hidrotermal sepiyolit oluşumuna bir örnek: Kınıklı (Bolu) sepiyoliti. *MTA dergisi* **115**, 99-118.

Johnson, H. P., W. Lowrie, and D. V. Kent, 1975, Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **41**, 1-10.

- Keller, J., Jung, D., Eckhardt, F. J., ve Kreuzer, H., 1992**, Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean andesite massive, Pontus, Turkey. *Acta Vulcanologica, Marinelli Volume, Vol. 2*, 267-276.
- Lowrie, W., and M. Fuller, 1971**, On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite, *J. Geophys. Res.*, 76, 6339-6349.
- Néel, L., 1949**, Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites, *Ann. Géophys.*, 5, 99-136.
- Néel, L., 1955**, Some theoretical aspects of rock magnetism, *Adv. Phys.*, 4, 191-243.
- Özdemir, Ö & Dunlop, D. J., 1988**, Crystallization remanent magnetization during the transformation of maghemite to hematite. *J. Geophys. Res.* 93, 6530-6544.
- Stacey, F.D., 1958**, Thermoremanent magnetization (TRM) of multidomain grains in igneous rocks. *Phil. Mag.*, 3, 1391-1401.
- Tankut, A., Akman, O., Türkmenoğlu, A., Güleç, N. ve Gökert, T., 1990**, Tertiary volcanic rocks in Northwest Central Anatolia. *Proceedings IESCA 1990 (Int. Earth. Sci. Congr. Aegean Regions)* M. Savaşçın ve A. H. Eronat (Eds.), Vol. 2, 450-466.
- Toprak, V., Savaşçın, Y., Güleç, N., Tankut, A., 1996**, Structure of the Galatean Volcanic Province, Turkey. *International Geology Review*, Vol. 38, p. 747-758.
- Türkecan, A., Dinçel A., Hepşen, N., Papak, İ., Akbaş, B., Sevin, M., Özgür, İ. B., Bedi, Y., Mutlu, G., Sevin, D., Ünay, E., Saraç, G., Karataş, S., 1991**, Bolu-Çankırı (Koroğlu Dağları) arasındaki Neojen yaşlı volkanitlerin stratigrafisi ve Petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 6, 85-103.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U., Önal, M., 1987**, Tectonic features to structural of the Beypazarı and Nallıhan Central Anatolia, Middle East Technical Univ., 20, 4.

Yayına Geliş – *Received* : 29.04.03

Yayına Kabul- *Accepted* : 15.07.03