



# Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



## Metamorfik ofiyolit tabanı kayaçların manyetik anizotropisi (Mersin ofiyoliti, Türkiye)

### Magnetic anisotropy of a sub-ophiolitic metamorphic sole (Mersin ophiolite, Türkiye)

Buğra ÇAVDAR<sup>a,b\*</sup>, Antony MORRIS<sup>b</sup>, Mark ANDERSON<sup>b</sup>, Luca MENEGON<sup>c</sup> ve Osman PARLAK<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, 06530, Ankara, Türkiye

<sup>b</sup>Plymouth Üniversitesi, Coğrafya, Yer ve Çevre Bilimleri Fakültesi, Drake Circus, PL4 8AA, Plymouth, Birleşik Krallık

<sup>c</sup>Oslo Üniversitesi, Yer Bilimleri Bölümü, Njord Centre, 1048, Blindern, Norveç

<sup>d</sup>Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01380, Adana, Türkiye

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:  
Manyetik Anizotropi,  
Kaya Manyetizması,  
Amfibolit, Ofiyolit,  
Metamorfik Taban  
Kayaçları.

### ÖZ

Mersin ofiyoliti, Neo-Tetis dalma batma zonunda oluşmuş ve yüzelelendikten sonra iyi korunmuş Geç Kretase yaşlı bir ofiyolittir. Dalma batma esnasında dalan plakanın üzerinde olduğu sonucuna varılan metamorfik taban kayaçları, ofiyolit tabanında yer almaktadır. Bu kayaçlar arazide belirgin bir şekilde gözlenebilen foliasyona ve lineasyona (hornblend ve plajiyoklaz kristallerin yönelimleri ile tanımlanan) sahiptirler. Bu makale kapsamında ise, Mersin ofiyolitinden elde edilen ilk manyetik fabrik verisi ele alınmaktadır. Örneklenen amfibolitlerdeki düşük manyetik duyarlılık anizotropi elipsoidleri kümelenmiş olup, makroskopik düzeyde gözlenen ve metamorfik foliasyona uyumlu GD yönlü eğim gösteren manyetik foliasyonunun kutup noktaları, elipsoidlerin minimum eksenleri ile uyumludur. Maksimum manyetik duyarlılık anizotropi eksenleri ise makroskopik seviyede gözlenebilen metamorfik lineasyona paralel GD dalımlı manyetik lineasyonla tanımlanmaktadır. Kayaçlarda örnek seviyesinde gözlenen yassı-oval ve lokal seviyedeki üç eksenel şekilli manyetik fabrik, Mersin ofiyoliti taban kayaçlarının oluşumu ve derinlerden üst seviyelere geliş sırasındaki saf ve basit makaslama sonucu oluşan baskın metamorfik dokunun gelişimi ile uyumludur. Tüm bu gözlemler, paleomanyetik verilerin ışığında açıklanan dalma batma zonundaki dalan plakanın yassılaştırılması ve ofiyolit tabanına yerleşmesi süreçleri ile ofiyolit evrimini açıklayan tektonik model ile uyumludur.

Geliş Tarihi: 12.07.2021

Kabul Tarihi: 29.11.2021

Keywords:

Magnetic Anisotropy,  
Rock Magnetism,  
Amphibolites, Ophiolite,  
Metamorphic Sole.

### ABSTRACT

The Mersin ophiolite of southern Turkey is a well-exposed, Late Cretaceous, Neo-Tethyan supra-subduction zone ophiolite. It is underlain by metamorphic sole rocks inferred to have formed at the top of a down-going plate during subduction. These have a well-developed foliation and lineation observable in the field (defined by the preferred orientations of hornblende and plagioclase crystals). Here we present the first magnetic fabric data reported from the Mersin ophiolite with such settings. Anisotropy of low field magnetic susceptibility ellipsoids in sampled amphibolites have clustered, NW-plunging minimum principal axes representing poles to a SE-dipping magnetic foliation that aligns with the macroscopic metamorphic foliation plane seen in the field. Maximum AMS principal axes define a SE-plunging magnetic lineation that is parallel to the macroscopic metamorphic lineation. Oblate magnetic fabrics at specimen-level and an overall triaxial fabric at locality-level in these rocks are consistent with the development of the dominant metamorphic fabric

*by a combination of pure shear flattening and simple shearing during the formation and exhumation of the Mersin sole rocks. These observations are compatible with a recent tectonic model for the evolution of the ophiolite based on paleomagnetic data that invokes flattening and exhumation of the down-going slab in an incipient subduction zone during supra-subduction zone spreading.*

## 1. Giriş

Manyetik fabrik veya doku analizinin, çok çeşitli jeolojik ortamlarda oluşmuş kayaçların yapısal evrimini anlamada önemli bir araç olduğu birçok araştırma sonucunda ortaya konmuştur (Tarling ve Hrouda, 1993; Martín Hernández vd., 2004; Parés, 2015). Manyetik duyarlılık anizotropisi (AMS: Anisotropy of magnetic susceptibility) kayaç içerisinde ki minerallerin şekli veya kristalografik yönelmesini (Tarling ve Hrouda, 1993; Borradaile ve Jackson, 2004) veya az oranda deformasyona uğramış kayaçlarda bile sayısal kısıtlamalarla beraber ferromanyetik tanelerin dağılımlarının anlaşılmasını sağlamaktadır (Stephenson, 1994). İkinci dereceden tensör olarak tanımlanan AMS, duyarlılık elipsoidinin  $k_{\text{mak}}$ ,  $k_{\text{ort}}$  ve  $k_{\text{min}}$  (sırasıyla maksimum, ortaç ve minimum duyarlılık eksenleri) olarak belirlenen üç eksenin büyüklüğü ve yönelimine göre temsil edilmektedir. Kayaç içerisindeki tüm minerallerin AMS üzerinde etkisi bulunmaktadır fakat genellikle ferromanyetik fazlar yüksek duyarlılıkları sebebiyle baskındırlar.

Sedimanter ve magmatik kayaçlardaki fabriklerin gelişiminin anlaşılabilmesi için AMS verilerinin kullanılmasına önem verilmiş ve bu yüzden bu yönde yapılan çalışmalar manyetik fabrikler üzerine olmuştur. Örneğin;  $k_{\text{mak}}$  eksenleri makroskopik seviyede gerilme stresinin izlerini taşımayan fakat az oranda deforme olmuş sedimanter kayaçlardaki gerilmenin yönlerini anlamada (Borradaile ve Hamilton, 2004; Mattei vd., 2004) ve volkanik (Morris, 2000; Cañón Tapia, 2004) ile plütonik kayaçlarda (Bouchez, 1997; Staudigel vd., 1999; Morris vd., 2019) akma yönlerinin belirlenmesinde oldukça faydalı olmaktadır. Buna karşılık, AMS verilerinin sedimanter ve magmatik kayaçlara nazaran metamorfik kayaçlarda kullanılması daha nadir gözlenmektedir. Fakat birçok çalışmaya göre, yüksek dereceli metamorfizma sonucu oluşmuş milonit (Bascou vd., 2002) veya migmatit (Ferré vd., 2003, 2004; Kruckenberg vd., 2010) gibi kayaçlarda

bile fabrik gelişiminin anlaşılması amacıyla AMS verileri kullanılmış ve başarılı sonuçlar alınmıştır.

Bu makalede ise Türkiye'nin güneyinde yer alan Mersin ofiyolitinin tektonik geçmişi üzerine daha geniş kapsamlı manyetizma verilerine ilişkin bir projenin parçası olarak ofiyolitinin metamorfik taban kayaçlarından (MTK) rapor edilen ilk AMS verileri sunulmaktadır (Omer, 2014; Morris vd., 2017). Egemen olarak amfibolit fasiyesini işaret eden bu metamorfik kayaçlar, evrimleri sırasında Neotetis yitim zonu sisteminde ofiyolitik serilerin altına dalmaları ve daha sonra üst zonda yer alan Mersin ofiyolitinin tabanına yerleşmeleri sırasında gelişen, iyi tanımlanmış makroskopik dokulara (Parlak vd., 1996) sahiptir (Parlak vd., 1995). Bu kayaçların gösterdiği AMS'nin arazide gözlemlenen makroskopik foliasyon ve lineasyonun yönelmesinin anlaşılmasına fayda sağlayacağı ve dalan plakanın yassılaşıma sürecinin bir bileşeni olduğu, bu makale içerisinde tartışılmaktadır. Elde edilen yeni manyetik fabriklerin ise Mersin ofiyolitinin evrimini paleomanyetik verilerin tektonik rotasyon analizi ile açıklayan ve taban kayaçların makaslamaya maruz kalması ve dalan plaka üzerinde yassılaşp ofiyolit tabanına yerleştiğini öngören güncel tektonik modelle (Morris vd., 2017) uyumlu olduğu gözlenmektedir.

## 2. Mersin Ofiyoliti ve Metamorfik Taban Kayaçları

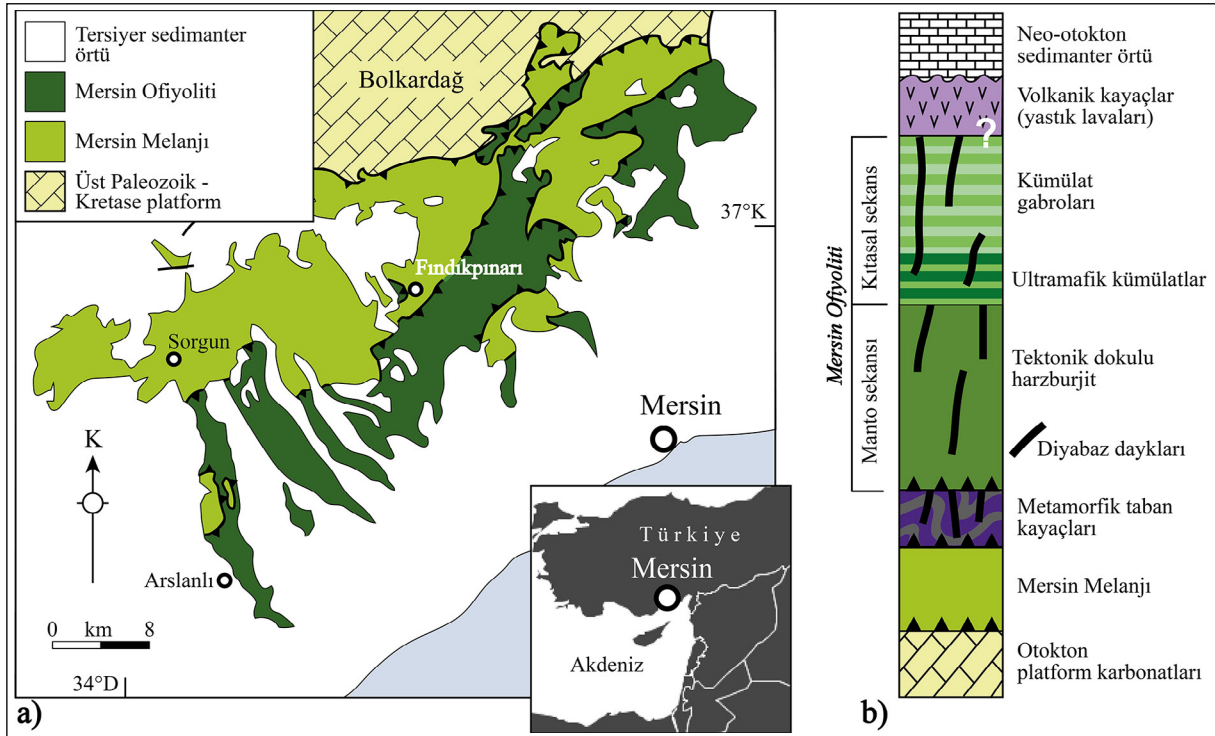
Mersin ofiyoliti güney Türkiye'de (Şekil 1a) yaklaşık 1500 km<sup>2</sup> kadar bir alanı kapsayan Geç Kretase yaşlı bir ofiyolittir. Ofiyolitinin temel birimleri MTK'yi üzerlerken, Mersin Melanj'ı ise taban kayaçlarının alt kantağında yer almaktadır (Şekil 1b; Parlak ve Delaloye, 1996, 1999; Parlak ve Robertson, 2004; Parlak vd., 2013). Ofiyolitik birimler başlıca manto ve alt kabuk sekanslarından oluşurken, tektonik harzburjitletler, ultramafik ve mafik kümülat gabroları gözlenmektedir (Parlak vd., 1996). İnce taneli bazaltik dayklar çok kalın olmamakla birlikte yer yer gabrolar içerisine ve kümülat tabaklarına göreceli olarak dike yakın açılarla sokulum gerçekleştirmişlerdir. Bazaltlar

ve ilişkili derin deniz sedimanları yapısal olarak ana ofiyolitik kütlede izole olarak gözlenmektedir (Parlak vd., 1996).

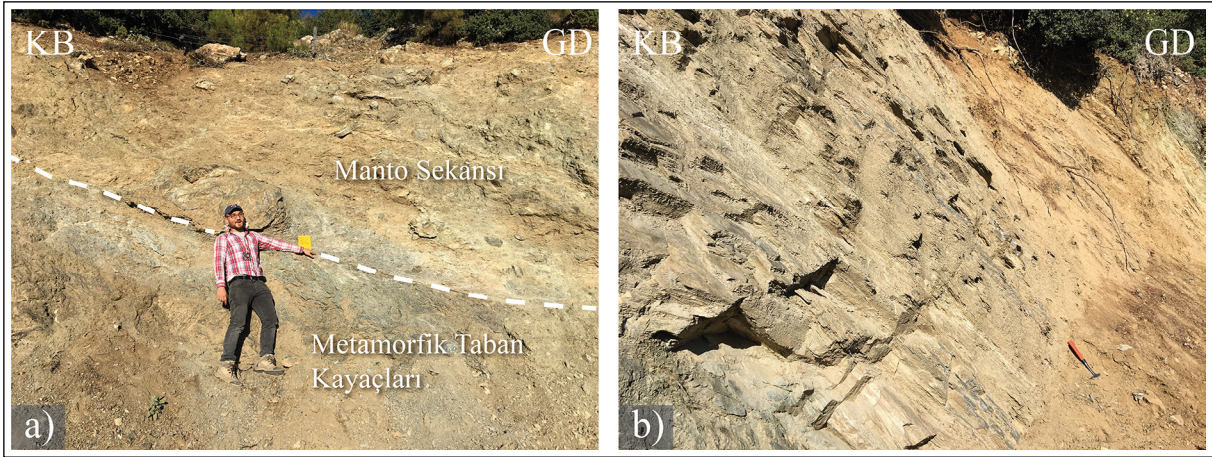
MTK ile manto sekans birimleri iyi korunmuş ve belirgin bir şekilde Fındıkpınarı civarındaki yol yarmasında mostra vermektedir (Şekil 1a). Bu bölgede manto kayaçları ile taban kayaçlarının arasındaki keskin tektonik dokanak rahatlıkla gözlenebilmektedir (Şekil 2a). Başlıca amfibolit, amfibolitik şist, epidot-amfibolit şist, kuvars-mika şist, kalkışist ve mermer birimlerinden oluşmaktadır. Üst birimlerden alt birimlere doğru yaklaşık 50-70 metrelik kısımda üst amfibolitten (üst kısım) yeşil şist fasiyesi (taban) koşullarına tipik olarak ters metamorfik zonlanma gözlenmektedir (Parlak vd., 1996). Manto sekansı kısmına yakın olan üstteki birimlerde amfibolitler egemen olarak gözlenirken, fillitik kayaçlar ve foliasyon gösteren metabazaltlar ise (yer yer amfibolit lensleride içeren) metamorfik kayaçların tabanına yaklaşık artış göstermektedir. MTK'da gözlenen yoğun deformasyon fabriklerinin, dalan plakanın üst yüzeyinde olduğu sonucuna varılmıştır. Foliasyon düzlemindeki KB-GD yönlü lineasyon (ortalama azimut/dalım=  $133^{\circ}/46^{\circ}$ ) egemen

olarak GD eğimli metamorfik foliasyon (ortalama eğim yönü/eğim= $146^{\circ}/45^{\circ}$ ; Şekil 2b) ile ilişkilidir ve öncelikli olarak amfibol kristallerinin yönlenmesiyle tanımlanmaktadır.

MTK ve tektonik dokulu harzburjitler herhangi bir deformasyona uğramamış ve kompozisyon olarak ergiyik tüketilimi ve eş zamanlı metasomatizmayı gösteren manto kamasından türeyen ada yayı toleyitik doleritik daykları tarafından sokuluma uğramışlardır (Dilek vd., 1999). Bu sebepten dolayı, MTK içerisine sokulumu gerçekleştiren bu dayklar açık bir şekilde makaslama ve metamorfizma süreçlerinin sonrasında gelişmiştir.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  yöntemi kullanılarak yapılan yaşlandırmalar (Parlak ve Delaloye, 1996, 1999; Dilek vd., 1999) MTK'nin amfibolit fasiyesi koşullarındaki soğumanın (ortalama yaş= 92,7 My), daykların manto sekansına (91,0 My) ve taban kayaçlarına sokulumunun (ortalama yaş= 89,6 My) yaklaşık olarak aynı dönemde gerçekleştiğini göstermektedir. Metamorfik kayaçlara, manto sekansına ve bunları üzerleyen alt kabuk kümülat gabrolarına sokulum gerçekleştiren dayklar üzerinde yapılan paleomanyetik analizler her bir birimin geniş çaplı bir şekilde saat yönünde yaklaşık olarak KD- yönlü, sığ dalımlı-



Şekil 1- Mersin ofiyolitinin (Güney Türkiye) genel olarak jeoloji özeti ve örnekleme yapılan Fındıkpınarı Köyü'nün konumu; a) basitleştirilmiş jeoloji haritası, Tekin vd. (2016)'dan değiştirilerek, b) tektonostratigrafik kesit, Parlak vd. (1996)'den değiştirilerek.



Şekil 2- Fındıklı mevkiinde yer alan yol yarmasındaki metamorfik taban kayaçlarının arazideki görünüşleri; a) metamorfik taban kayaçları ve bunları üzerleyen ofiyolitik manto sekansı arasındaki tektonik dokanak, b) belirgin olarak GD-eğimli metamorfik foliasyonu gösteren metamorfik taban kayaçların amfibolitleri (Ölçek b. fotoğrafı: Jeolog çekici).

eğimli eksenler boyunca tektonik rotasyona uğradığını işaret etmektedir. Fakat MTK içerisinde gözlenen daykların, sadece 120-125°'lik rotasyona uğramış ve mantoyu kesen dayklar ve kümülat gabrolara nazaran sadece 45°'lik bir rotasyona uğradığı gözlenmektedir (Morris vd., 2017). Bu veri ise Neotetis okyanusu sıyrılma fayları sistemindeki okyanus kabuğunun ve taban bloğu konumundaki ilişkili manto kayaçların rotasyonunu ve metamorfik kayaçların taban bloğun alt kısmına yerleşmesini takip eden geç süreçte, taban bloğu ve dolayısıyla metamorfik taban kayaçların okyanus sırtına paralel eksenlerdeki rotasyonunu desteklemektedir.

### 3. Örnek Alımı ve Yöntem

Fındıklı köyüne yakın yaklaşık 650 metrelik yol yarmasındaki 11 farklı noktadan MTK'ye ait amfibolit ve mikaşitlerden örnekleme yapılmıştır (Şekil 1a, Çizelge 1). Her bir noktada, yönlü ve oryantasyonlu olarak numuneler alınmış ve laboratuvar ortamında pres yardımıyla delgileri yapılmıştır. Yaklaşık 11 cm<sup>3</sup> hacimli silindirik formlardaki örnekler AMS analizleri için elde edilmiştir. Örnekleme yapılırken iyi gelişmiş ve belirgin olarak gözlenebilen foliasyonlu kesimlerden alınmasına özen gösterilmiştir. Foliasyon ve lineasyonların gösterdiği yönler  $\pm 5^\circ$  hata payıyla ölçülmüştür.

Düşük anizotropik manyetik duyarlılık gösteren toplamda 96 numunenin analizleri AGICO-KLY-3S Kappabridge cihazı kullanılarak yapılmıştır. AMS

Çizelge 1- Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayaçlarının örnek alım koordinatları.

Örnek	Litoloji	UTM konumu
BC02	Amfibolit	36Z 619297D, 4083374K
BC03	Amfibolit	36Z 619238D, 4083392K
BC04	Amfibolit	36Z 619251D, 4083390K
BC07	Amfibolit	36Z 619330D, 4083355K
BC08	Amfibolit	36Z 619097D, 4083484K
BC09	Amfibolit	36Z 618959D, 4083576K
BC10	Amfibolit	36Z 618915D, 4083598K
BC11	Mikaşit/ Amfibolit	36Z 618910D, 4083608K
BC12	Amfibolit	36Z 618870D, 4083667K
BC13	Amfibolit	36Z 618848D, 4083764K
BC14	Mikaşit	36Z 618836D, 4083777K

tensörleri ve ilişkili özvektör ile özdeğerler her bir numune için AGICO SUSAR yazılımı kullanılarak hesaplanmıştır. AMS elipsoidinin şekli göreceli olarak temel duyarlılık eksenlerine göre tanımlanmıştır. 1) Eğer elipsoid izotropik ise herhangi bir yönelme gözlenmez ve izotropik olarak tanımlanır, bu durumda  $k_{\min} = k_{\text{ort}} = k_{\max}$  koşulu beklenmektedir. 2) Diğer bir durumda ise düzlemsel manyetik fabriği (foliasyon) işaret eden ve  $k_{\min} \ll k_{\text{ort}} \approx k_{\max}$  koşulunu sağlayan yassı şeklindeki formu gösteren elipsoidler gözlenebilmektedir. 3) Elipsoid, oval (yumurta biçimli) formundaki elipsoid ise çizgisel manyetik fabriği (lineasyon) işaret ederken,  $k_{\min} \approx k_{\text{ort}} \ll k_{\max}$



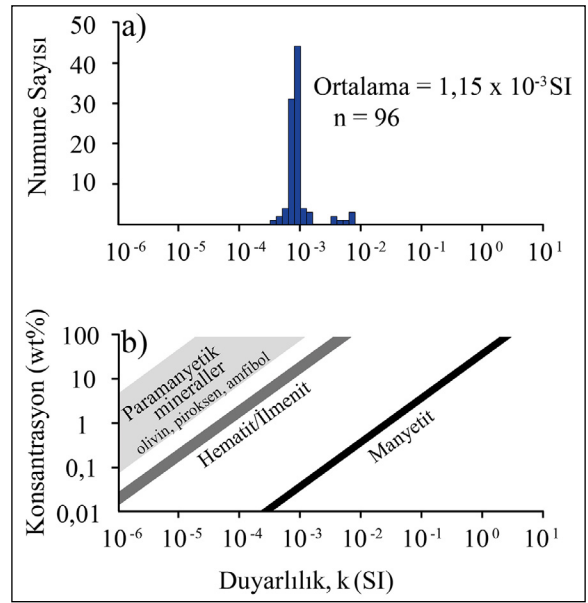
koşulu beklenmektedir. 4) Sonuncu elipsoid ise üç eksenlidir ve  $k_{\min} < k_{\text{ort}} < k_{\max}$  ile tanımlanmaktadır. Anizotropi büyüklüğü düzeltilmiş anizotropi,  $P_j$  (Jelinek, 1981), ile tanımlanmaktadır. Eğer  $P_j=1,0$  ise fabrik izotropik olarak tanımlanır ( $k_{\min}=k_{\text{ort}}=k_{\max}$ ) ve sayısal olarak örnekte;  $P_j = 1,05$  değeri elde edilmişse %5 değerinde anizotropinin varlığını göstermektedir. Şekil parametresi (T) ise elipsoidin şeklini tanımlamaktadır ( $-1,0 < T < 1,0$ ) ve pozitif T değerleri yassı fabriği işaret ederken, negatif değerler oval şeklideki fabriği göstermektedir (Jelinek, 1981). Verinin lokal seviyedeki istatistiksel analizi Constable ve Tauxe (1990) tarafından önerilen yeniden örnekleme (bootstrap) yöntemi ile elde edilmiştir.

AMS üzerinde etkili davranan ferromanyetik minerallerin davranış doğasının anlaşılması için temsili olarak toz numuneler elde edilmiştir. Curie sıcaklıkları manyetik duyarlılığın yüksek sıcaklık değişimleri ile belirlenmiştir ve ölçümler AGICO KLY-3S Kappabridge cihazı ile yüksek sıcaklığa dayanıklı tüp fırın aparatı kullanılarak yapılmıştır. Bu veriler AGICO Cureval8 yazılımı kullanılarak analiz edilmiştir. Eş ısı kalıntı mıknatıslanma (EIKM) deneyleri için temsilen seçilmiş numunelerde Molspin manyetizör kullanılmıştır. Deneyler sırasında 800 mT değerlerine ulaşan farklı manyetik alanlar uygulanmıştır ve sonuçlar AGICO JR6A manyetik alan detektörü yardımıyla ölçülmüştür. Taramalı elektron mikroskopisi ve optik mikroskop çalışmaları AMS kaynağının anlaşılması ve deneştirmelerin yapılmasını sağlamıştır.

#### 4. Bulgular

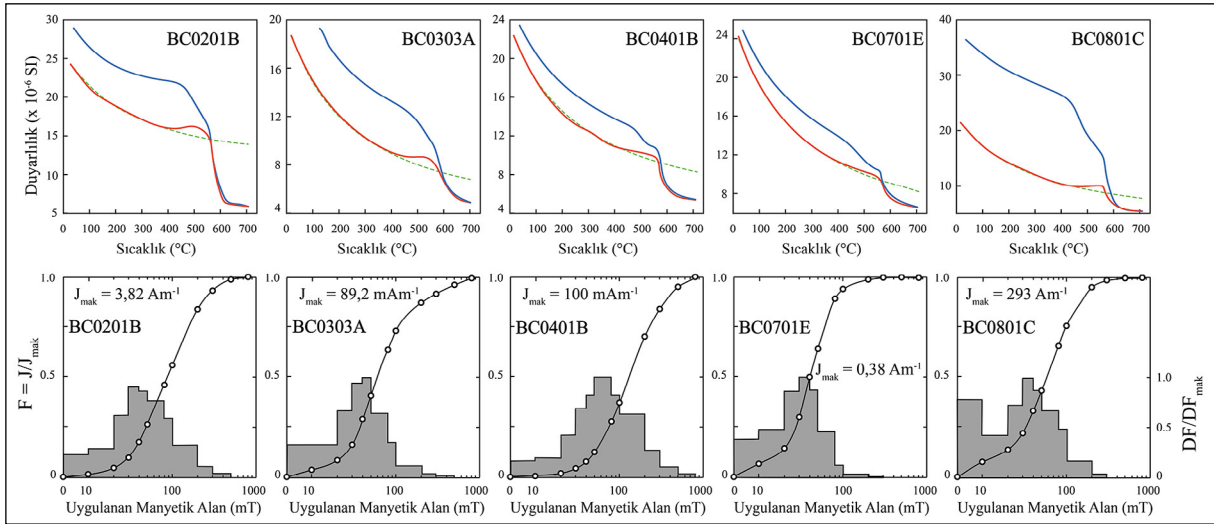
##### 4.1. Kayaç Manyetizması Özellikleri

Metamorfik taban kayalarından elde edilen düşük duyarlılık değerleri  $0,38 \times 10^{-3}$  SI ile  $7,85 \times 10^{-3}$  SI (ortalama=  $1,15 \times 10^{-3}$  SI; Şekil 3) arasında değişmektedir. Bu durum paramanyetik minerallerin AMS sinyalleri üzerinde baskın olduğunu (Tarling ve Hrouda, 1993) ve ferromanyetik minerallerin daha az oranda katkısının olduğunu işaret etmektedir (Şekil 3). Curie-Weiss Yasası'nı izleyen hiperbolik paramanyetik bozunma eğrisinin hâkim olduğu düşük alan manyetik duyarlılığındaki sıcaklık değişimleri yine paramanyetik minerallerin baskın olduğunu işaret ederken (Şekil 4) ve  $560-580^\circ\text{C}$  sıcaklık değerlerindeki ani düşümler ise manyetit minerallerinin



Şekil 3- a) Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayalarının düşük manyetik duyarlılıklarını gösteren histogram, b) duyarlılık ve mineral konsantrasyonları arasındaki ilişki (wt %; Tarling ve Hrouda, 1993). Düşük duyarlılıkların, bu kayaların çoğunda ağırlıkça yüzde 0,1'den daha az manyetit olduğunu ve paramanyetik silikat minerallerinin etken olduğu görülmektedir.

varlığını göstermektedir. Paramanyetik/ferromanyetik ayrılmasında izlenen hiperbolün iz düşürülmesi (Şekil 4'te yer alan yeşil renkli kesikli çizgiler) AGICO Cureval8 yazılımı yardımıyla elde edilmiştir ve duyarlılığın yaklaşık %90 oranında paramanyetik mineraller tarafından kaynaklandığını göstermektedir. Duyarlılık değerleri sistematik olarak soğutma çevrimi içerisinde yüksek olarak izlenmektedir ve genellikle  $\sim 500^\circ\text{C}$  sıcaklık değerlerinde bükülme göstermektedir. Fakat bu bükülme ısıl çevrimde gözlenmemektedir çünkü ısıtma aşamasında bir paramanyetik mineralin alterasyonu ile sisteme yeni manyetit girişi olmaktadır. EIKM edinim eğrileri (Şekil 4) birçok örnekte yaklaşık 300 mT değerlerinde doyuma ulaşmıştır ve bu durum ince taneli, iğnemsî formlara sahip manyetit minerallerinin varlığını işaret etmektedir. Fakat bazı örnekler (Örn: Şekil 4'te BC0303A ve BC0401B) 800 mT değerlerinde bile doyuma ulaşmamıştır ve bu durum yüksek koersivite gösteren hematit minerallerinin varlığını ortaya koymaktadır. Maksimum EIKM büyüklükleri tipik olarak  $400 \text{ mAm}^{-1}$  değerinden düşüktür ve kayalar içerisinde az miktardaki ferromanyetik minerallerin varlığı ile tutarlıdır. Bu değerler ayrıca MTK'yi



Şekil 4- Mersin ofiyolitinin metamorfik taban kayalarına ait düşük-alan manyetik duyarlılıktaki değişimlerinin sıcaklık (üst sıra) ve eş ısı kalıntı mıknatıslanma kazanımı eğrileri (alt sıra) ile gösteren temsili grafikler. Alt sıradaki histogramlar, kazanılan manyetizasyondaki değişim oranını ifade etmektedir. BC0201B, BC0701E ve BC0801C örneklerindeki çubuk grafikler manyetik olarak doyumun yaklaşık 300 mT değerlerinde olduğunu gösterirken, BC0303A ve BC0401B örneklerinde 800 mT değerlerinde hala doyuma ulaşamamıştır. Bu durum yüksek koersivite değerlerini yansıtan hematitin varlığına işaret etmektedir.

üzerleyen ve ofiyolite ait mafik kökenli magmatik kayalarda da düşük ( $IRM_{800mT} = \sim 50 \text{ Am}^{-1}$ ) olarak belirlenmiştir (Omer, 2014; Morris vd., 2017) ve bazaltik protolitlerin metamorfizması (Parlak vd., 1996) sırasında (amfibolitlerin oluşumu) ferromanyetik fazların konsantrasyonunda bir azalma olması bu durumu tetiklemiş olabileceği düşünülmektedir. Kanada'daki Thetford Mines ofiyolitinde (Di Chiara vd., 2020) yakın zamanda yapılan çalışmada da belirtildiği üzere, bu durum muhtemelen alterasyon sırasında birincil magmatik manyetitinin yok edilmesi ve mobilize hale gelen demirin yeni oluşan amfibol kristallerine dahil olmasını yansıtmaktadır. Ayrıca piritin  $370^\circ\text{C}$  sıcaklıklarda bozunması ve ortaya çıkan demirle beraber yeni manyetit minerallerinin oluşabileceği göz önünde bulundurulabilir.

#### 4.2. Manyetik Anizotropi Sonuçları

Örnek seviyesinde elde edilen AMS verisi ve ilişkili parametreleri ekler kısmında Çizelge 2'de verilmiştir. Düzeltilmiş anizotropi dereceleri ( $P_j$ ) 1,01 ile 1,13 arasında değişmektedir ve ortalamaları 1,04 (%4 anizotropi) olarak hesaplanmıştır.  $P_j$  ve  $\log_{10}$  duyarlılıkları istatistiksel olarak, BC12 örneği dahil edilmediğinde, belirgin pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 5a). Bu ilişki için 0,702 olan Pearson moment çarpım korelasyon katsayısı, %99

güven düzeyinde ( $n= 92$  numune için) 0,2644 kritik değerini aşmaktadır. Bu kayalardaki anizotropinin, duyarlılığa ferromanyetik ve paramanyetik katkıların oranı tarafından kontrol edildiğini göstermektedir (Rochette vd., 1992) ve ferromanyetik özellikteki manyetit ile paramanyetik özellik gösteren amfibolden elde edilen nispi katkılardaki varyasyonlarla ilgili olabileceği düşünülmektedir. BC12 örneği ise bu eğilimin dışında kalmaktadır ve muhtemelen manyetit mineralinin baskın olması sebebiyle bu çalışmadaki en yüksek duyarlılığı ( $\sim 7 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ) göstermektedir (Şekil 5a). Elde edilen bu değer toplu duyarlılık baz alındığında yaklaşık olarak maksimum 0,2 wt % konsantrasyonu işaret etmektedir (Thompson ve Oldfield, 1986).

Örnek seviyesinde, elde edilen veriler tüm örnekler yassı formdaki fabriği işaret ederken, tamamı 0,21-0,96 (ortalama= 0,66) arasında değişen pozitif şekil parametresine (T) sahiptir ve elipsoid formu ile  $P_j$  değerleri arasında korelasyon gözlenmemektedir (Şekil 5b). Lokal seviyede ise,  $k_{\text{mak}}$  eksenleri orta seviyeli GD dalımları ile temsil edilmektedir (Şekil 6a) ve sahada gözlenen makroskopik mineral lineasyonuna paralel gözlenirler (Şekil 6b). Bu yüzden  $k_{\text{mak}}$  eksenleri tarafından temsil edilen manyetik lineasyonun, bu kayalardaki çubuksu şekillere sahip mineral fazlarının ortalama yönelimlerini

Çizelge 2- Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayaların örnek bazındaki anizotropik manyetik duyarlılık (AMS) sonuçları.

Konum	Örnek	Litoloji	Ortalama duyarlılık (SI)	Normalize $k_{mak}$	Normalize $k_{ort}$	Normalize $k_{min}$	Düzeltilmiş anizotropi derecesi, Pj	Şekil parametresi, T	AMS temel eksenler (coğrafik koordinatlar)		
									$k_{mak}$	$k_{ort}$	$k_{min}$
BC02	BC0201A1	Amfibolit	9,40E-04	1,0314	0,935	1,121	1,0336	0,956	259/22	099/67	352/07
BC02	BC0201A2	Amfibolit	7,81E-04	1,0298	0,9366	1,118	1,0336	0,926	081/18	235/70	349/08
BC02	BC0201B1	Amfibolit	1,03E-03	1,0279	0,9403	1,111	1,0318	0,919	265/15	078/75	174/02
BC02	BC0201B2	Amfibolit	6,87E-04	1,0278	0,9396	1,112	1,0326	0,902	264/12	086/78	354/01
BC02	BC0202A	Amfibolit	1,55E-03	1,0186	0,8981	1,211	1,0832	0,344	233/15	108/65	329/20
BC02	BC0202B	Amfibolit	1,38E-03	1,021	0,9106	1,179	1,0684	0,432	099/53	242/31	343/18
BC02	BC0203A	Amfibolit	9,11E-04	1,008	0,9665	1,063	1,0255	0,417	162/49	071/01	341/41
BC02	BC0203B1	Amfibolit	9,00E-04	1,0086	0,9647	1,066	1,0268	0,427	208/24	070/59	307/18
BC02	BC0203B2	Amfibolit	9,26E-04	1,008	0,9653	1,065	1,0267	0,405	209/22	071/61	306/17
BC02	BC0203C1	Amfibolit	7,64E-04	1,0097	0,9644	1,066	1,0259	0,486	167/47	071/05	337/42
BC02	BC0203C2	Amfibolit	9,06E-04	1,0066	0,9686	1,059	1,0248	0,366	169/49	074/04	340/41
BC02	BC0204A	Amfibolit	8,48E-04	1,0332	0,9258	1,14	1,0409	0,873	043/05	137/42	308/47
BC02	BC0204B	Amfibolit	8,85E-04	1,0414	0,9117	1,17	1,0468	0,925	213/05	118/44	308/45
BC02	BC0204C	Amfibolit	8,65E-04	1,0412	0,9145	1,164	1,0443	0,955	048/12	150/43	306/44
BC03	BC0301A	Amfibolit	7,48E-04	1,0083	0,9763	1,043	1,0154	0,64	116/49	225/16	327/37
BC03	BC0301C	Amfibolit	7,32E-04	1,0074	0,9767	1,042	1,0159	0,573	116/46	225/17	330/39
BC03	BC0301D	Amfibolit	6,93E-04	1,008	0,9765	1,042	1,0155	0,621	125/46	230/13	331/40
BC03	BC0301E	Amfibolit	7,63E-04	1,0055	0,9823	1,032	1,0121	0,562	119/47	225/14	327/40
BC03	BC0301F	Amfibolit	7,64E-04	1,004	0,9815	1,034	1,0145	0,374	117/44	223/16	327/42
BC03	BC0301G	Amfibolit	3,82E-04	1,0077	0,9743	1,047	1,018	0,536	121/43	225/15	329/44
BC03	BC0301H	Amfibolit	7,64E-04	1,0029	0,9848	1,028	1,0123	0,323	117/45	228/19	334/38
BC03	BC0301I	Amfibolit	6,78E-04	1,0077	0,9778	1,04	1,0146	0,631	121/47	223/11	323/41
BC03	BC0301J	Amfibolit	7,49E-04	1,0026	0,9843	1,03	1,0132	0,273	094/36	206/27	323/42
BC03	BC0301K	Amfibolit	4,29E-04	1,011	0,9697	1,055	1,0192	0,676	130/53	231/08	327/36
BC03	BC0301L	Amfibolit	7,17E-04	1,0078	0,9762	1,043	1,016	0,596	141/53	234/03	326/37
BC03	BC0301M	Amfibolit	7,31E-04	1,0058	0,9792	1,038	1,0151	0,488	130/53	235/11	333/35
BC03	BC0302A	Amfibolit	7,45E-04	1,0066	0,9807	1,035	1,0127	0,627	122/56	226/10	322/33
BC03	BC0302B	Amfibolit	7,62E-04	1,0086	0,9768	1,042	1,0145	0,691	124/54	227/09	324/35
BC03	BC0302C	Amfibolit	8,29E-04	1,0123	0,9691	1,056	1,0186	0,748	121/54	223/09	320/35
BC03	BC0302D	Amfibolit	7,67E-04	1,0088	0,9761	1,043	1,0151	0,684	121/54	226/11	323/34
BC04	BC0401A1	Amfibolit	7,98E-04	1,0089	0,9718	1,052	1,0193	0,571	139/45	236/07	333/44
BC04	BC0401A2	Amfibolit	8,23E-04	1,0095	0,9692	1,057	1,0213	0,557	145/45	242/07	339/44
BC04	BC0401B1	Amfibolit	8,35E-04	1,0099	0,968	1,059	1,022	0,561	136/46	237/10	336/42
BC04	BC0401B2	Amfibolit	7,96E-04	1,0071	0,9764	1,043	1,0165	0,542	144/50	236/02	327/40
BC04	BC0401C1	Amfibolit	7,92E-04	1,0124	0,9652	1,064	1,0224	0,658	144/43	236/02	328/47
BC04	BC0401C2	Amfibolit	7,98E-04	1,0096	0,9678	1,059	1,0226	0,536	157/45	063/05	328/44
BC04	BC0401D1	Amfibolit	7,78E-04	1,009	0,9693	1,057	1,0217	0,527	149/48	240/01	331/42

## MTA Dergisi

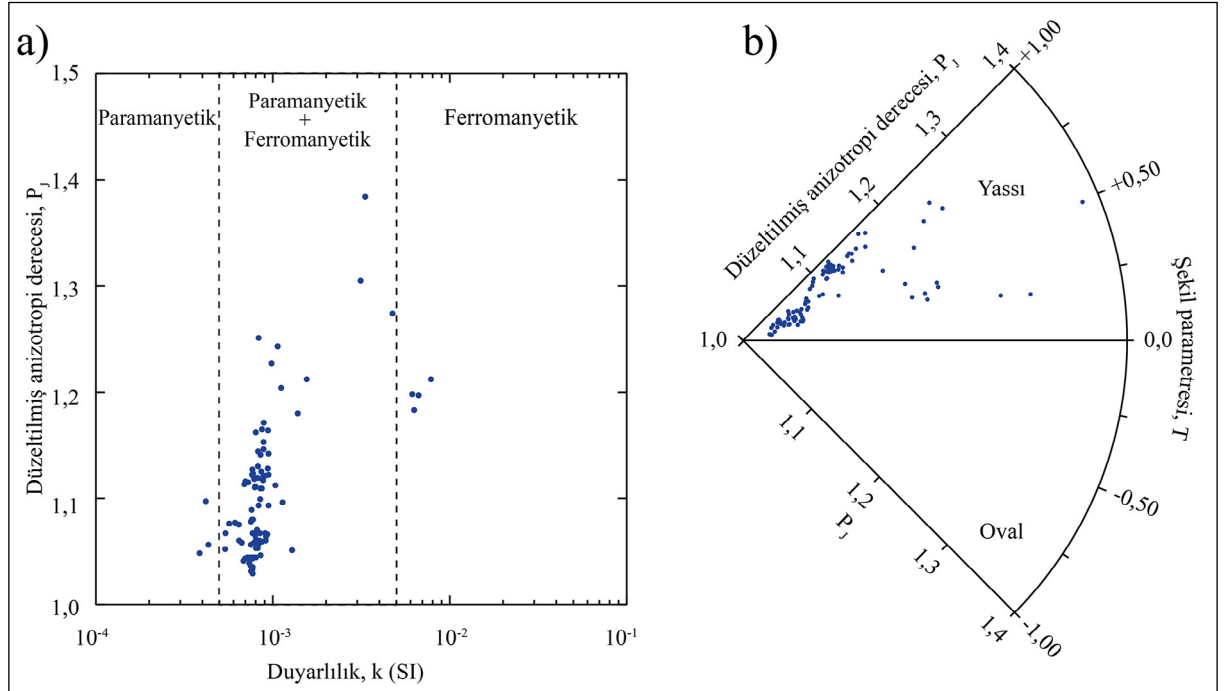
Çizelge 2- devam

BC04	BC0401D2	Amfibolit	7,47E-04	1,011	0,9696	1,055	1,0194	0,672	163/50	062/09	324/39
BC04	BC0401E1	Amfibolit	8,17E-04	1,0094	0,9715	1,052	1,0191	0,598	153/50	061/01	330/40
BC04	BC0401E2	Amfibolit	8,42E-04	1,012	0,9642	1,066	1,0238	0,611	145/48	237/02	329/42
BC04	BC0401E3	Amfibolit	6,39E-04	1,0128	0,96	1,074	1,0272	0,583	138/47	237/08	334/42
BC04	BC0401F1	Amfibolit	8,11E-04	1,0131	0,9623	1,069	1,0246	0,641	138/46	235/06	331/43
BC04	BC0401F2	Amfibolit	8,48E-04	1,0064	0,9755	1,045	1,018	0,463	150/47	243/03	336/43
BC04	BC0401F3	Amfibolit	6,08E-04	1,0136	0,9589	1,076	1,0275	0,606	133/45	233/10	333/43
BC04	BC0401G1	Amfibolit	8,66E-04	1,0095	0,9685	1,058	1,022	0,541	151/45	243/01	334/45
BC04	BC0401G2	Amfibolit	7,98E-04	1,0119	0,9672	1,06	1,0209	0,671	155/47	062/03	329/43
BC04	BC0401G3	Amfibolit	5,36E-04	1,0108	0,9645	1,066	1,0247	0,548	139/45	235/06	331/44
BC07	BC0701B1	Amfibolit	9,31E-04	1,0297	0,9323	1,127	1,038	0,85	212/48	108/12	008/40
BC07	BC0701B2	Amfibolit	7,55E-04	1,0211	0,9518	1,088	1,0271	0,846	211/48	111/10	012/40
BC07	BC0701B3	Amfibolit	8,22E-04	1,0341	0,9244	1,143	1,0414	0,882	185/54	278/03	010/36
BC07	BC0701C1	Amfibolit	8,62E-04	1,0265	0,9417	1,108	1,0317	0,889	201/52	101/07	006/37
BC07	BC0701C2	Amfibolit	9,40E-04	1,0313	0,9256	1,141	1,0431	0,809	153/61	276/17	013/23
BC07	BC0701C3	Amfibolit	8,19E-04	1,0288	0,9316	1,129	1,0396	0,811	164/43	264/11	005/45
BC07	BC0701D1	Amfibolit	8,81E-04	1,0339	0,9236	1,145	1,0425	0,864	154/62	268/12	003/25
BC07	BC0701D2	Amfibolit	8,67E-04	1,0275	0,9375	1,117	1,035	0,854	139/32	252/31	015/42
BC07	BC0701D3	Amfibolit	8,14E-04	1,0285	0,9366	1,118	1,0348	0,877	164/49	270/14	011/38
BC07	BC0701E1	Amfibolit	7,96E-04	1,0364	0,9161	1,161	1,0476	0,84	160/51	270/15	011/35
BC07	BC0701E2	Amfibolit	8,75E-04	1,0294	0,9377	1,116	1,0329	0,929	184/52	277/03	009/38
BC07	BC0701E3	Amfibolit	8,81E-04	1,0358	0,9203	1,152	1,0439	0,877	175/62	270/03	002/27
BC08	BC0801A1	Amfibolit	7,68E-04	1,016	0,9569	1,079	1,027	0,696	096/47	191/05	286/43
BC08	BC0801A2	Amfibolit	8,27E-04	1,0182	0,9502	1,092	1,0315	0,683	112/44	017/05	282/46
BC08	BC0801B	Amfibolit	7,47E-04	1,016	0,9582	1,077	1,0258	0,716	086/42	187/12	289/46
BC08	BC0801C1	Amfibolit	7,57E-04	1,0173	0,9568	1,079	1,026	0,756	098/44	193/05	289/46
BC08	BC0801C2	Amfibolit	5,63E-04	1,0151	0,959	1,075	1,0258	0,688	099/45	192/03	286/45
BC09	BC0901A	Amfibolit	6,40E-04	1,009	0,968	1,059	1,023	0,5	115/45	206/02	298/45
BC09	BC0901B	Amfibolit	5,35E-04	1,0069	0,9723	1,051	1,0207	0,44	132/46	038/04	304/44
BC09	BC0901C	Amfibolit	6,64E-04	1,0082	0,9693	1,057	1,0226	0,471	112/40	213/13	317/47
BC09	BC0902A1	Amfibolit	4,75E-03	1,013	0,8751	1,273	1,1118	0,222	100/48	203/12	303/40
BC09	BC0902A2	Amfibolit	3,14E-03	1,0123	0,8636	1,304	1,1241	0,205	108/46	211/12	312/41
BC09	BC0902B	Amfibolit	1,28E-03	1,0067	0,9731	1,05	1,0202	0,438	083/34	194/27	313/43
BC09	BC0902C	Amfibolit	3,33E-03	1,0438	0,8269	1,383	1,1294	0,495	115/42	222/18	329/43
BC10	BC1001A	Amfibolit	1,11E-03	1,0346	0,8978	1,203	1,0676	0,638	176/28	074/21	313/54
BC10	BC1001B	Amfibolit	9,35E-04	1,0268	0,9163	1,163	1,057	0,595	100/39	206/19	316/45
BC10	BC1002A	Amfibolit	7,59E-04	1,0301	0,9352	1,121	1,0346	0,914	045/23	299/33	162/48
BC10	BC1002B	Amfibolit	7,69E-04	1,0295	0,935	1,122	1,0356	0,885	027/36	282/19	170/48
BC10	BC1002C	Amfibolit	8,44E-04	1,0251	0,9466	1,098	1,0283	0,924	003/41	264/10	164/48
BC10	BC1002D	Amfibolit	7,21E-04	1,0275	0,9388	1,114	1,0337	0,874	027/36	282/20	168/47

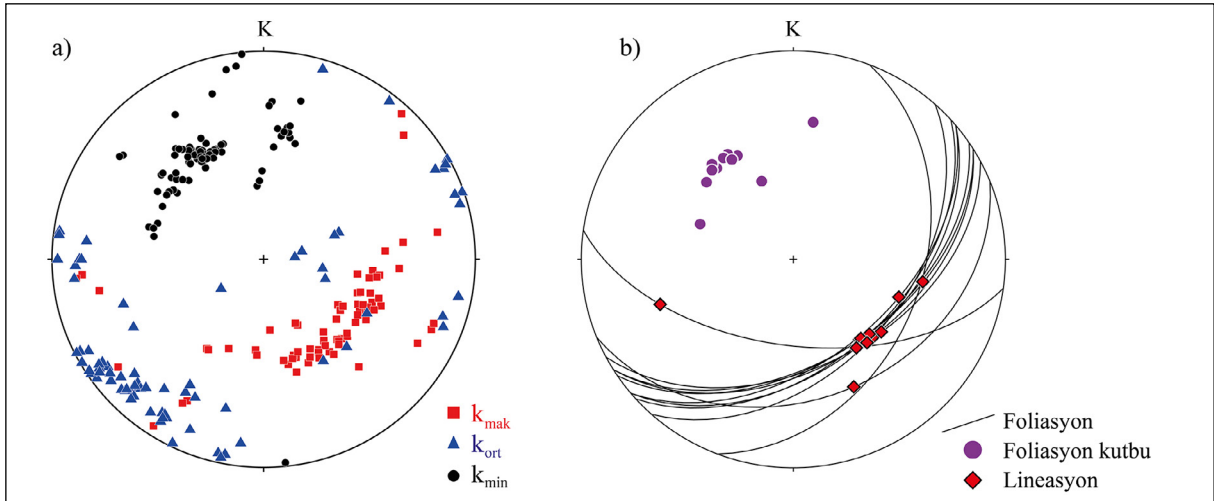


Çizelge 2- devam

BC10	BC1002E	Amfibolit	7,81E-04	1,029	0,9374	1,117	1,0337	0,907	027/35	283/19	170/49
BC10	BC1002F	Amfibolit	9,40E-04	1,0221	0,9501	1,092	1,0277	0,861	005/43	265/11	163/45
BC10	BC1002G	Amfibolit	1,13E-03	1,0236	0,9486	1,095	1,0278	0,896	007/43	266/11	164/45
BC11	BC1101A1	Mikaşist/ Amfibolit	6,96E-04	1,0274	0,9383	1,115	1,0343	0,864	040/30	289/32	163/43
BC11	BC1101A2	Mikaşist/ Amfibolit	9,78E-04	1,0441	0,8866	1,226	1,0693	0,746	025/39	274/24	161/42
BC11	BC1101B	Mikaşist/ Amfibolit	1,06E-03	1,0506	0,8795	1,242	1,0699	0,814	026/41	275/23	164/41
BC11	BC1101E	Mikaşist/ Amfibolit	8,26E-04	1,0483	0,8761	1,25	1,0756	0,749	026/37	274/26	158/42
BC12	BC1201A	Amfibolit	6,15E-03	1,0141	0,905	1,197	1,0809	0,282	110/51	212/09	310/37
BC12	BC1201B	Amfibolit	6,31E-03	1,0154	0,9109	1,182	1,0736	0,322	109/42	212/13	315/45
BC12	BC1201C	Amfibolit	6,69E-03	1,0166	0,9045	1,196	1,0789	0,326	115/47	216/10	315/41
BC12	BC1201D	Amfibolit	7,85E-03	1,0204	0,8974	1,211	1,0822	0,371	109/50	212/11	311/37
BC13	BC1301A	Amfibolit	7,88E-04	1,0249	0,9415	1,109	1,0336	0,819	119/18	217/23	355/61
BC13	BC1301B	Amfibolit	8,48E-04	1,0247	0,942	1,108	1,0333	0,818	113/15	210/27	357/59
BC13	BC1301C	Amfibolit	8,55E-04	1,0283	0,9338	1,124	1,0379	0,823	111/15	210/31	359/55
BC14	BC1401A	Mikaşist	7,63E-04	1,0271	0,9329	1,126	1,04	0,772	127/03	219/31	032/59
BC14	BC1401B	Mikaşist	4,15E-04	1,0186	0,9485	1,096	1,0328	0,675	293/12	196/32	041/55
BC14	BC1402A	Mikaşist	8,80E-04	1,0278	0,9359	1,12	1,0363	0,839	253/12	158/22	009/64
BC14	BC1402B	Mikaşist	8,97E-04	1,0283	0,9359	1,12	1,0358	0,857	255/05	164/18	360/72
BC14	BC1402C	Mikaşist	7,92E-04	1,018	0,9419	1,11	1,0401	0,567	269/06	177/23	012/66



Şekil 5- a) Düzeltilmiş anizotropi derecesine,  $P_j$ , karşı duyarlılık, b) Borradaile-Jackson düzeltilmiş anizotropi derecesi ( $P_j$ ) ve şekil parametresi ( $T$ ) değerlerini gösteren kutupsal gösterim (Jelinek, 1981; Borradaile ve Jackson, 2004).

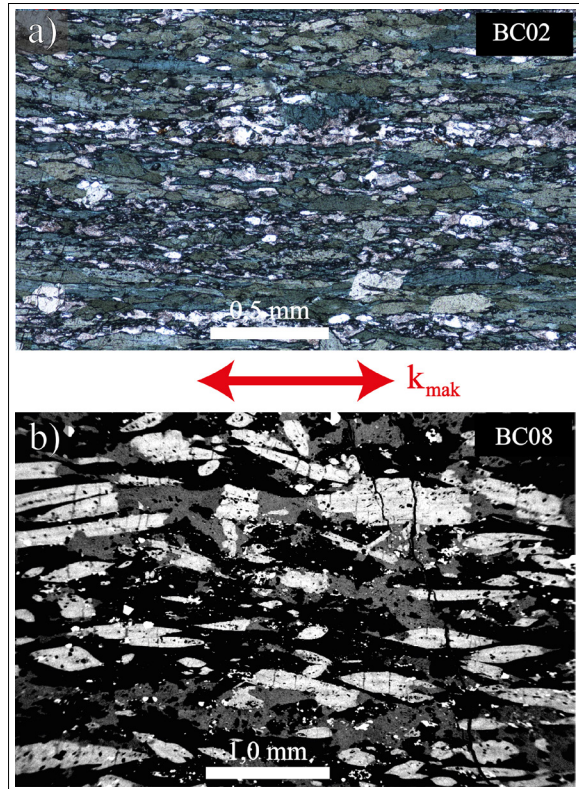


Şekil 6- a) Analiz edilen Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayaç örneklerinin AMS temel eksenlerini gösteren stereografik eş alan projeksiyonu, b) saha ölçümleri sonucu elde edilen metamorfik foliasyon ve lineasyonun stereografik eş alan projeksiyonu üzerinde gösterimi.

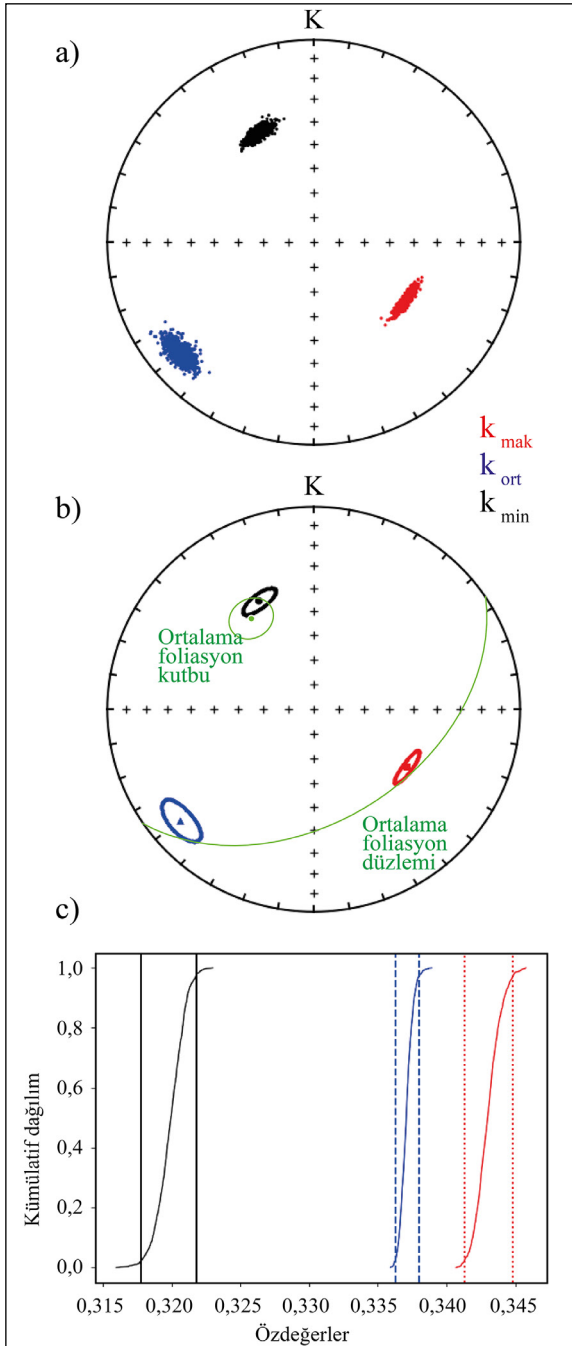
göstermektedir. Ayrıca  $k_{\text{mak}}/k_{\text{min}}$  düzlemi üzerinde elde edilen yönlü ince kesitlerin incelenmesi sonucunda da baskın yönelimin amfibol kristallerinin uzun eksenleri boyunca olduğu doğrulanmaktadır (Şekil 7). Orta seviyeli, KB yönlü dalım gösteren  $k_{\text{min}}$  eksenleri ise manyetik foliasyonun kutup kısmını temsil etmektedir (Şekil 6a) ve makroskopik düzeyde gözlenen metamorfik foliasyonun kutuplarına paralel yönlimde gözlenmektedir (Şekil 6b). Lokal seviyedeki AMS formunun anlaşılabilmesi için Constable ve Tauxe (1990) tarafından önerilen yeniden örnekleme yöntemi kullanılmıştır. Yöntemle elde edilen özvektör verileri Şekil 8a'da gösterilmektedir ve Kent (1982) tarafından tanımlanan hata elipslerine göre oldukça sık bir biçimde kümelenmişlerdir (Şekil 8b). Yeniden örnekleme sonucu elde edilen özdeğerlerin kümülatif dağılımları (Şekil 8c), üç özdeğerde de %95 güven aralığında herhangi bir çakışma olmadığını ve birbirlerinden farklı olduğunu göstermektedir ve bu durum ofiyolit taban kayaçlarında üç eksenli AMS formlarının varlığını işaret etmektedir (Tauxe vd., 2010).

## 5. Sonuçlar

MTK'ye ait amfibolitlerde yapılan ince kesit incelemelerinde, amfibol kristallerinde gözlenen uzun eksenlere ait AMS fabriklerinin  $k_{\text{mak}}$  eksenleri ile uyum gösterdiği gözlenmektedir. Bu ilişki, AMS lineasyonunun kayaçlar içerisindeki amfibol (hornblend) kristallerine ait c-eksenlerinin yönlenmesinin gelişmesinden kaynaklandığını



Şekil 7- Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayaçlarından amfibolit fotomikrografi ve geri saçılan elektronlar (BSE) görüntüsü. İnce kesitler  $k_{\text{mak}}/k_{\text{min}}$  düzleminde yapılmış olup,  $k_{\text{mak}}$  eksen uzun eksene paralel olarak gözlenirken; a) metamorfik foliasyon mavi-yeşil renkli amfiboller, plajiolaz ve epidot mineralleri ile tanımlanmaktadır, b) amfibol (açık, beyaz renkli), plajiolaz (siyah renkli) ve epidot/klorit kristallerinin (gri renkli) geri saçılım elektron (BSE) görüntüsü. Amfibollerdeki mikro düzey çatlaklar foliasyona dik olarak gözlenmektedir. Bu yüzden çatlak açılımlı  $k_{\text{mak}}$  eksenlerine paralel olarak gerçekleşmiştir.



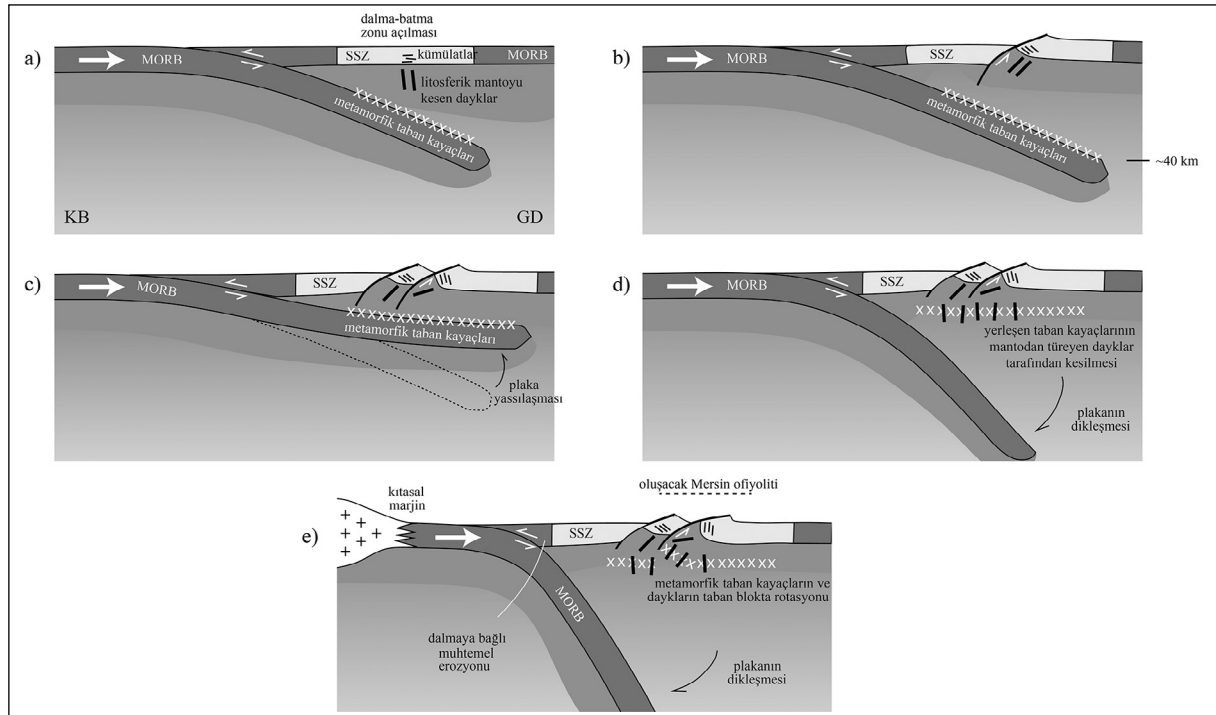
Şekil 8- Mersin ofiyoliti metamorfik taban kayaların AMS fabriğinin dokusu üzerinde Constable ve Tauxe (1990) tekniği kullanılarak yapılan yeniden örnekleme analizi; a) lokal seviyedeki yeniden örneklene özvektör değerlerinin stereografik eş alan projeksiyonu (coğrafik koordinatlar), b) Kent (1982) hata elipsleri ile gösterilen ve özvektörlerin her birinin dağılımının sahada gözlenen makroskopik metamorfik fabrik ile mükemmel yakın uyumu, c) yeniden örnekleme tabii tutulan özdeğerlerin kümülatif dağılımını gösteren grafik. Düz çizgi, kesikli çizgi ve noktalı dik çizgiler her bir özdeğerin %95 güven aralığındaki sınırları göstermektedir (Tauxe vd., 2010). Herhangi bir örtüşmenin sınırları içerisinde gözlenmemesi kayalardaki üç eksenli fabriğin varlığına işaretir.

göstermektedir. Bu nedenle, büyük olasılıkla her iki fabrikteki metamorfizmanın pik yaptığı veya yakınında gelişen bu kayalardaki sonlu gerilme deformasyonunu izlemektedir. Yakın zamanda amfiboller üzerinde yapılan deneysel çalışma tekli amfibol kristalleri içerisinde  $k_{\max}$  eksenlerinin amfibollerin kristalografik olarak c-eksenlerindense b-eksenlerine paralel olduğunu göstermektedir (Biedermann vd., 2015) fakat amfibolce zengin kayalarda, AMS fabriklerindeki c-kristal eksenleri  $k_{\max}$  eksenlerinin mineral lineasyonuna paralel gözlenmesiyle sonuçlanmaktadır (Biedermann vd., 2018). Bu çalışmadaki sonuçlar neticesinde örneklerde bulunan az miktarlardaki manyetit de AMS fabriğine bir katkısının olduğu görülmektedir. Amfibol kristallerinin aksine, tekli manyetit kristallerinde ki AMS, kristalografik anizotropiden ziyade şekilden kaynaklanmaktadır (Tarling ve Hrouda, 1993) ve  $k_{\max}$  eksenleri genellikle manyetit kristallerinin uzun eksenlerine paralel olarak gözlenmektedir. Bu duruma istisna olarak,  $k_{\max}$  eksenlerinin manyetit kristallerinin kısa eksenlerine paralel olarak gözlendiği tek bir alandaki (single-domain) (<1mm) manyetitler gösterilebilir (Potter ve Stephenson, 1988) ve bu sebepten ters AMS fabriklerinin oluşumu gelişmektedir. Farklı duyarlılıklar gösteren örnekler arasındaki AMS fabriklerinin uyumu ve arazi gözlemleri ile ince kesitlerde gözlenen metamorfik lineasyonun benzerlik göstermesi bazı sonuçlara ulaşılmasını sağlamaktadır: (i) Mersin metamorfik taban kayalarında bulunan herhangi bir manyetit kristalinin yönelimi, amfibol kristallerinin yönelimi ile eş eksenlidir ve (ii) tek alanlı manyetit ile ilişkili ters fabrik gözlenmemektedir. Amfibolitlerin petrografik analiz sırasında manyetit ayrı bir faz olarak gözlenmemiştir. Bu yüzden paramanyetik ve ferromanyetik minerallerinin AMS üzerindeki katkısı manyetitlerin amfibol mineralleri içerisinde ve kafes yapılarında şekil veya anizotropi dağılımında (Stephenson, 1994) kontrol edilen eksolüsyon ürünü olarak gözlendiği düşünülebilir.

Üç eksenli AMS fabriğide taban kayalarında gözlenmektedir ve yassı şeklindeki elipsoidlerin örnek seviyesinde baskın olması yoğun olarak gerilmeyle beraber yassılaşıma bileşenini ( $k_{\min}$  eksenlerinin kümelenmesi) göstermektedir. Ayrıca  $k_{\max}$  eksenlerinin minerallerin uzun eksenleri boyunca yönlenmesinin

ortaya çıkması makaslama süreçleriyle ilişkilidir. Bu durum dalan plakanın üst kısmı boyunca metamorfik fabriğin oluşumu ve ardından Mersin ofiyolitinin tabanına doğru yükselmesi ve yerleşmesi süreciyle uyumludur. Ofiyolit kümülat gabroları, metamorfik taban kayaçlarını kesen mafik dayklar ve manto sekansını kesen dayklardan elde edilen paleomanyetik verilerle yapılan tektonik analizleri öngören tektonik model Morris vd. (2017) tarafından önerilmiştir (Şekil 9). Metamorfik taban kayaçlarının oluşumu ve ofiyolit tabanına yerleşme süreçlerini gösteren tektonik mekanizmanın ana bileşenleri ise van Hinsbergen vd. (2015) tarafından önerilmiştir. Paleomanyetik analizler Mersin ofiyolitinin sığ dalımlı, KD-GB yönlü, sırta paralel ekseninde gerçekleşen geniş ölçekli rotasyonun sıyrılma faylarının etkili olduğu deniz tabanı ayrılması ile gerçekleştiği sonucuna varılmıştır (Morris vd., 2017; Escartín ve Canales, 2011). Taban kayaçlarını kesen dayklar da aynı eğimli ekseninde rotasyona uğramıştır fakat net rotasyon büyüklüğü daha düşük olarak belirlenmiştir (Morris vd., 2017). Tektonik rotasyon üzerinde elde edilen

bu veriler, MTK'nin yüzeylemesini, daykların MTK'ye sokulumundan önce üzerleyen okyanusal litosferin tabanına yerleşmesini ve ilerleyen dönemde sıyrılma faylarının aktivasyonu ile taban bloğunun rotasyonun gerçekleştiği senaryoyu gerektirmektedir (Morris vd., 2017). Bu durumun gerçekleşmiş olması ise yitim zonundaki ayrılmaya bağlı manto kamasının hacminin azalması ve üstte yer alan plakanın genişlemesi ile dalan plakanın yassılaştırılması ile gerçekleşmiş olabilir (Şekil 9; Morris vd., 2017; van Hinsbergen vd., 2015). Böylece MTK'nin daha sığ kısımlara gelmesi ve ters metamorfik gradyanın gelişmesi sonuçları ortaya çıkmaktadır (Parlak vd., 1996). Paleomanyetik verilere bağlı olacak şekilde öngörülen tektonik model, bu makalede sunulan manyetik anizotropi sonuçlarını açıklamaktadır. Bunlar: i) dalma başlangıcı aşamasında dalan plakanın üst zonunda gerçekleşen makaslama ile minerallerde uzama (elongasyon) dokularının gözlenmesi ve ii) sonrasında MTK'nin ofiyolit tabanına yerleşmesinden önce dalan plakanın yassılaştırılması süreçlerinde saf makaslama ile beraber yoğun bir şekilde yassı



Şekil 9- Yay önünde Mersin ofiyolitinin ve ilişkili metamorfik taban kayaçlarının evrimini gösteren konsept model (Morris vd., 2017'den değiştirilerek); a) Mersin ofiyolitinin oluşumu ve metamorfik taban kayaçlarının yitimin başlamasıyla beraber oluşumları ve makaslama fabriklerinin oluşumuna ortam hazırlanması, b) okyanusal sıyrılma faylarının taban bloğuna olan etkisi ve ofiyolit tektonik rotasyonu, c) dalan plakanın yassılaştırılması-düzleşmesi süreçleri ve metamorfik taban kayaçlarının sığlaşması ile beraber saf makaslamanın yassı dokuların oluşumunu sağlaması, d) metamorfik taban kayaçlarının dalma-batma zonunda gelişen ofiyolit tabanına yerleşmesi ve mafik daykların sokulumları, e) metamorfik taban kayaçlarının ve kesen daykların sıyrılma fayının taban bloğu içerisinde rotasyonu.

dokuların gelişmesidir. Bu sonuçlar ayrıca yitimin başlamasından kısa süre bir sonra dalan plakanın yitim gerilemesiyle beraber geriye dönmesini (roll-back süreci) öngören Türkiye’de ki diğer Neotetis ofiyolitlerin metamorfik taban kayalarının jeodinamik evrimleri (örn: Beyşehir-Hoyran Napları; Parlak vd., 2019) üzerine getirilen yorumlamalarla uyumludur.

### Katkı Belirtme

Buğra ÇAVDAR’a Plymouth Üniversitesi’ndeki araştırma yüksek lisansı (ResM) sırasında sağladığı maddi destek için Türkiye Cumhuriyeti, Milli Eğitim Bakanlığı Yükseköğretim ve Yurt Dışı Eğitim Genel Müdürlüğü’ne teşekkür ederiz.

### Değinen Belgeler

- Bascou, J., Raposo, M. I. B., Vauchez, A., Egydio-Silva, M. 2002. Titanohematite lattice-preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. *Earth and Planetary Science Letters* 198 (1-2), 77-92.
- Biedermann, A. R., Koch, C. B., Pettke, T., Hirt, A. M. 2015. Magnetic anisotropy in natural amphibole crystals. *American Mineralogist* 100 (8-9), 1940-1951.
- Biedermann, A. R., Kunze, K., Hirt, A. M. 2018. Interpreting magnetic fabrics in amphibole-bearing rocks. *Tectonophysics* 722, 566-576.
- Borradaile, G. J., Hamilton, T. 2004. Magnetic fabrics may proxy as neotectonic stress trajectories, Polis rift, Cyprus. *Tectonics* 23 (1).
- Borradaile, G. J., Jackson, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society of London, Special Publications* 238 (1), 299-360.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Springer, Dordrecht, 95-112.
- Cañón Tapia, E. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. *Geological Society of London, Special Publications* 238 (1), 205-225.
- Constable, C., Tauxe, L. 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research* 95, 8383- 8395.
- Di Chiara, A., Morris, A., Anderson, M. W., Menegon, L., Tremblay, T. 2020. Magnetic anisotropy reveals Acadian transpressional fabrics in an Appalachian ophiolite (Thetford Mines, Canada). *Geophysical Journal International* 222 (2), 1034-1045.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S. 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin* 111 (8), 1192-1216.
- Escartín, J., Canales, J. P. 2011. Detachments in oceanic lithosphere: deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems. *Eos Transactions American Geophysical Union* 92 (4).
- Ferré, E., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., Jackson, M. 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophysical Journal International* 157 (3), 1119-1129.
- Ferré, E. C., Teyssier, C., Jackson, M., Thill, J. W., Rainey, E. S. G. 2003. Magnetic susceptibility anisotropy: a new petrofabric tool in migmatites. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2086.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79 (3-4), 63-67.
- Kent, J. T. 1982. The Fisher-Bingham distribution on the sphere. *Journal of the Royal Statistical Society* 44 (B), 71-80.
- Kruckenber, S. C., Ferré, E.C., Teyssier, C., Vanderhaeghe, O., Whitney, D. L., Seaton, N. C. A., Skord, J. A. 2010. Viscoplastic flow in migmatites deduced from fabric anisotropy: an example from the Naxos dome, Greece. *Journal of Geophysical Research* 115, B09401.
- Martín Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C., Jackson, M. 2004. Magnetic fabric: methods and applications. *Geological Society of London, Special Publications* 238, 551.
- Mattei, M., D’Agostino, N., Zananiri, I., Kondopoulou, D., Pavlides, S., Spatharas, V. 2004. Tectonic evolution of fault- bounded continental blocks: comparison of paleomagnetic and GPS data in the Corinth and Megara basins (Greece). *Journal of Geophysical Research* 109.
- Morris, A. 2000. Magnetic fabric and palaeomagnetic analyses of the Plio-Quaternary calc-alkaline series of Aegina Island, South Aegean volcanic arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 91-105.
- Morris, A., Anderson, M. W., Omer, A., Maffione, M., Van Hinsbergen, D. J. J. 2017. Rapid fore-arc extension



- and detachment-mode spreading following subduction initiation. *Earth and Planetary Science Letters* 478, 76-88.
- Morris, A., Meyer, M., Anderson, M. W., MacLeod, C. J. 2019. What do variable magnetic fabrics in gabbros of the Oman ophiolite reveal about lower crustal magmatism at fast-spreading ridges?. *Geology* 47, 275-278.
- Omer, A. H. 2014. Integrated geophysical, geochemical, and structural analysis of the Mersin ophiolite, southern Turkey. PhD Thesis, University of Plymouth, Plymouth, United Kingdom (yayımlanmamış).
- Parés, J. S. 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science* 3, 1-13.
- Parlak, O., Delaloye, M. 1996. Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Terra Nova* 8, 585-592.
- Parlak, O., Delaloye, M. 1999. Precise  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics* 301, 145-158.
- Parlak, O., Robertson A. H. F. 2004. The ophiolite-related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectonic– sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Magazine* 141, 257-286.
- Parlak, O., Bozkurt, E., Delaloye, M. 1996. The obduction direction of the Mersin Ophiolite: structural evidence from subophiolitic metamorphics in the Central Tauride Belt, Southern Turkey. *International Geology Review* 38, 778- 786.
- Parlak, O., Delaloye, M., Bingöl, E. 1995. Origin of subophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey. *Ophiolite* 20, 97-110.
- Parlak, O., Dunkl, I., Karaoğlan, F., Kusky, T., Zhang, C., Wang, L., Koepke, J., Billor, Z., Hames, W. E., Şimşek, E., Şimşek, G., Şimşek, T., Öztürk, S. E. 2019. Rapid cooling history of a Neotethyan ophiolite: evidence for contemporaneous subduction initiation and metamorphic sole formation. *Geological Society of America Bulletin* 131, 2011-2038.
- Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F., Billor, Z. 2013. U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: Implications for the evolution of the Inner Tauride suture. *Journal of Geodynamics* 65, 22-37.
- Potter, D. K., Stephenson, A. 1988. Single domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Research Letters* 15, 1097-1100.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.
- Staudigel, H., Tauxe, L., Gee, J. S., Bogaard, P., Haspels, J., Kale, G., Leenders, A., Meijer, P., Swaak, B., Tuin, M., Van Soest, M. C., Verdurmen, E. A. Th., Zevenhuizen, A. 1999. Geochemistry and intrusive directions in sheeted dikes in the Troodos ophiolite: implications for mid-ocean ridge spreading centers. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 13, 1.
- Stephenson, A. 1994. Distribution anisotropy: two simple models for magnetic lineation and foliation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 82, 49-53.
- Tarling, D. H., Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman and Hall, London, 217.
- Tauxe, L., Butler, R. F., Banerjee, S. K., Van der Voo, R. 2010. *Essentials of Paleomagnetism*, University of California Press, Berkeley, California, 500.
- Tekin, U. K., Bedi, Y., Okuyucu, C., Göncüoğlu, M. C., Sayit, K. 2016. Radiolarian biochronology of upper Anisian to upper Ladinian (Middle Triassic) blocks and tectonic slices of volcano-sedimentary successions in the Mersin Mélange, southern Turkey: new insights for the evolution of Neotethys. *Journal of African Earth Sciences* 124, 409–426.
- Thompson, R., Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, London, 227.
- Van Hinsbergen, D. J., Peters, K., Maffione, M., Spakman, W., Guilmette, C., Thieulot, C., Kaymakçı, N. 2015. Dynamics of intraoceanic subduction initiation: suprasubduction zone ophiolite formation and metamorphic sole exhumation in context of absolute plate motions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (6), 1771-1785.