

## VOLKANİZMA VE JEOFİZİK

Büşra Bihter Demirci\*

Ülkemizde Orta ve Doğu Anadolu'daki yaygın genç volkanik alanlar henüz çok kapsamlı olarak araştırılmamıştır. Bu nedenle genç volkanlarımızın etrafında kapsamlı multi-disipliner çalışmaların yapılması gerekliliği bilinmektedir (Öngür, 2011).

Her volkanın farklı bir geçmişi, dolayısıyla da farklı bir yapısı oluşmaktadır. Bazı volkanlar lav boşalmalarının baskınlığında oluşurken bazıları patlatmalı gelişmiştir. Oluşumlarına neden olan magma odası derinliği, boyutu, biçimi de volkanı özgün kılar. Bu nedenle, jeofizik yöntemlerden faydalanmak çok önemlidir. Bu kapsamda, jeoloji çalışmalarının yanında, volkan yapısının araştırmanın etkili yollarından biri de jeofizik yöntemlerdir. Bu amaçla birçok jeofizik yöntemden faydalanılmaktadır. Hatta jeofizik yöntemlerin multi disiplinler olarak aynı zamanda kullanılması da yorumcunun yorumunu güçlendirmektedir.

Genç ya da etkinliğini sürdüren volkanlar söz konusu olduğunda, volkanın iç yapısını magma odası konumlarını, bunların ısıl etkisi altında bulunan kaya ortamlarını tanımanın en etkili yollarından biri, manyetotellürik (MT) yöntem kullanmaktır. Bu yöntemde  $10^{-5} - 10^5$  Hz frekans aralığında güneş patlamaları ve yıldırım düşmelerinin yarattığı elektromanyetik alan değişimlerinden yararlanılır ve araştırma derinliği 100 m'den yüzlerce km'ye kadar değişiklik göstermektedir. Yöntemde E ve H alan genlikleri zamanın fonksiyonu olarak ölçülür. Her ölçüm noktasında elektrik alanın iki bileşeni ( $E_x$ ,  $E_y$ ), manyetik alanın üç bileşeni ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) ölçülür. Ölçülen E ve H alanları, Fourier dönüşümü alınarak frekans ortamında empedans ve tipper bileşenleri olarak verilebilir. Bu bileşenlerden görünür özdirenç, empedans fazı ve tipper genliği elde edilir (Bağıntı-1).

$$\text{Görünür Özdirenç} = \frac{1}{2\mu\pi f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (\text{Bağıntı-1})$$

Yöntemde yüksek frekanslı sinyaller sığdan, alçak frekanslı sinyaller ise daha derinlerden

bilgi getirir. Daha derinlerin iletkenlik bilgisini elde etmek amacıyla daha uzun süreli ölçüm almak gereklidir.

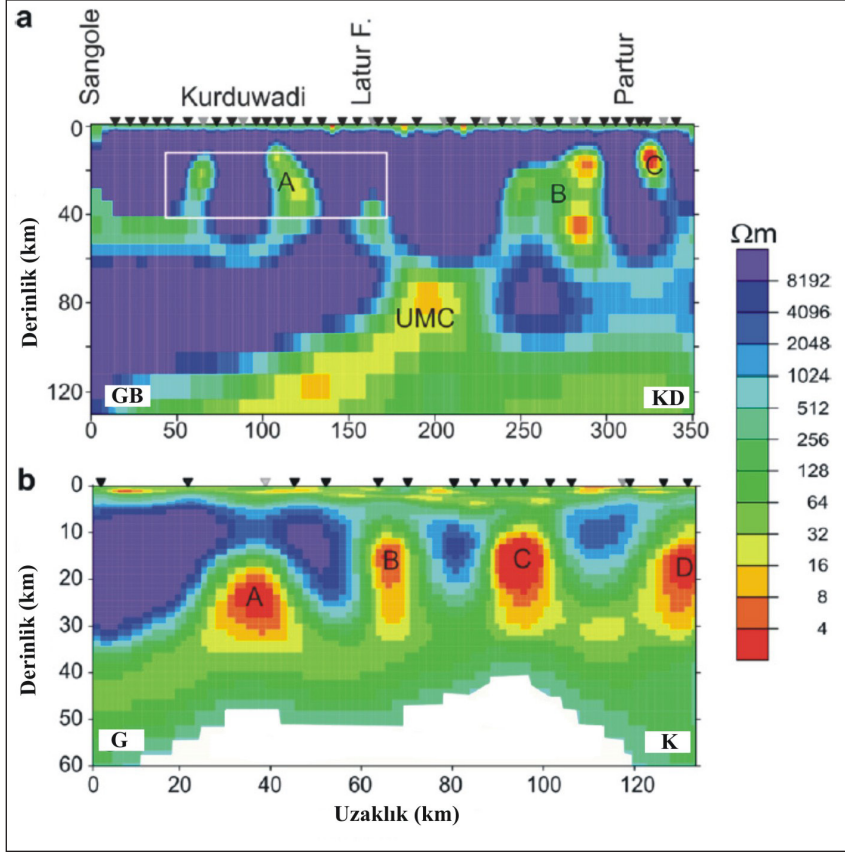
Manyetotellürik yöntem, volkan araştırmalarında iki farklı şekilde kullanılmaktadır. Bunlardan ilki, volkanik yapıların altındaki tektonik yapıların ve magma akışına neden olan yapıların belirlenmesi olarak söylenebilir. Genellikle çalışmalarda kabuk-manto sınırları ve ana tektonik hatlar belirlenir ve magma sokulumuna neden olan bölgesel yapılar izlenmeye çalışılır. Örneğin, Harinarayana vd. (2007) ile Patro ve Egbert (2011), Deccan Volkanı'nın tektonik yapısının ortaya çıkarılması konusunda çalışmışlardır. Bu çalışmalarda 2 ve 3 boyutlu Manyetotellürik ters çözüm algoritmaları kullanılarak volkanın derin yer içi özdirenç kesitini elde etmişlerdir. Patro ve Egbert (2011), şekil 1 a'da, "A, B, C" derin kabuk iletkenlik yapısı ve "UMC" üst manto iletkenlik yapısını tanımlamışlardır. Aynı araştırmacılar, şekil-1 b'de ise "A, B, C ve D" bölgelerini sırasıyla Gavligarh, Tapti, Barwani-sukta ve Narmada fayı ile ilişkilendirmişlerdir.

Patro ve Egbert (2011), şekil 1'deki kesit üzerinde ana tektonik kuşaklar ve derin faylanmalar hakkında yorum getirmişlerdir.

İkinci yöntem ise, yer altı özdirenç yapısında meydana gelen geçici değişimlerin sürekli olarak incelenmesine dayalıdır. Bu yöntemde, volkan üzerine yerleştirilen MT istasyonları sürekli veri alacak şekilde yerleştirilip ölçümlerin günlük olarak veri işlemi yapılır. Günlük olarak yapılan veri işlemlerden sonra görünür özdirenç verileri veya 1-B ters çözümden elde edilen modeller yıllık olarak çizdirilerek volkan hareketliliği hakkında bilgi sağlanır (Aizawa vd., 2011). Şekil 2'de, görünür özdirenç ve fazdaki geçici değişimler görülmektedir. Bu çalışmada değinilen önemli noktalardan biri, görünür özdirenç ile yer deformasyonu arasında önemli bir ilişkinin olmasıdır.

Bazı manyetik etki yaratan mineraller (manyetit gibi) volkanik kayalarda diğer kayalara nazaran oldukça boldur. Volkanın farklı manyetik özellikli kesimlerini ayırt etmek amacıyla jeofizik yöntemlerden manyetik yöntemler kullanılmaktadır. Manyetik yöntemle, yerin manyetik

\* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara.

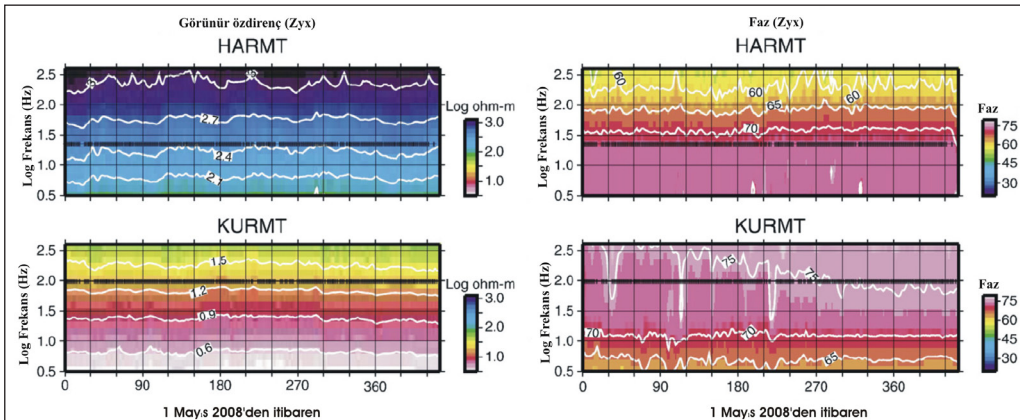


Şekil 1- Yer içi öz direnç kesiti (Patro ve Egbert, 2011'den).

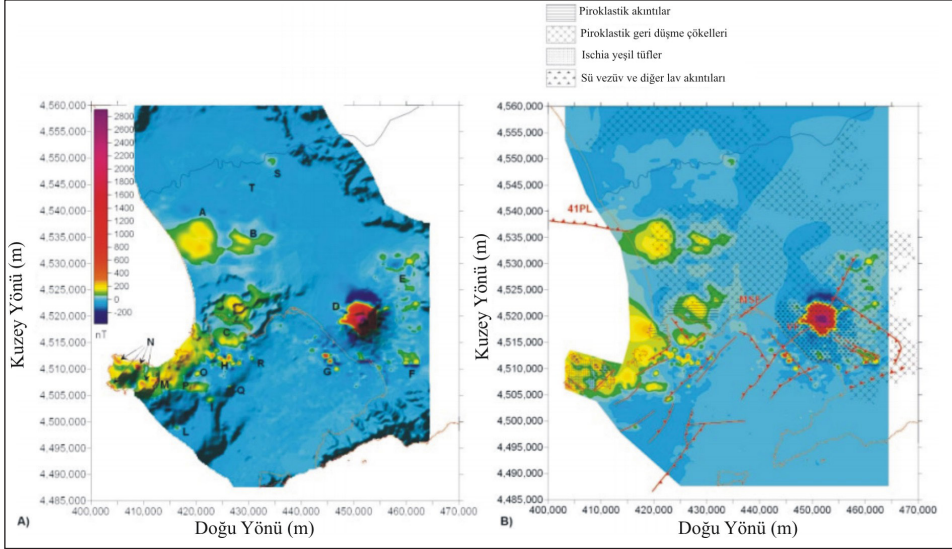
alanındaki değişimleri incelenir ve bu yöntemde genelde yerin manyetik alanının toplam şiddeti ölçülür. Bu ölçülen manyetik alan değerleri değişiklik gösterebilir. Manyetik yöntemde bu değişimler haritalanarak yer altındaki yapıların konumu, geometrisi ve derinliği belirlenebilir (Maden, 2009). Yer manyetik alan şiddetindeki değişim büyüklüğü, nano Tesla (nT) olarak ifade edilir.

Paoletti vd. (2016), Neapolitan volkanında çalışmışlardır. Bu çalışmada manyetik yöntem kullanarak manyetik alan şiddetindeki değişimi haritalamışlardır (Şekil 3). Yer altında manyetik malzemenin eksikliği negatif anomalilere sebep olur. Kırmızı ile gösterilen alan (D) anomali olarak değerlendirilmiştir.

Volkan kütesinin içinde daha yoğun ve daha az yoğun kayaların dağılımlarını ve te-



Şekil 2- Görünür öz direnç ve fazdaki geçici değişimler (Aizawa vd., 2011'den).



Şekil 3- Manyetik alan şiddetindeki değişim haritası, Neapolitan volkanı (Paoletti vd., 2005'ten).

meldeki birimlerinin yapısını ortaya koymak için kullanılan jeofizik yöntemlerden bir başkası da gravite yöntemidir. Bu yöntem, potansiyel teoriye dayalı bir yöntemdir ve doğrudan yerçekimi ivmesi ölçülür. Yerçekimi ivmesindeki küçük değişimlerin yer yüzeyinden gravimetre kullanılarak ile ölçülmesine dayanır. Bu yöntem ile, görece daha genç sedimanter istifler tarafından örtülmüş havza tabanlarında olası magmatik kütle sınırları araştırılır. Bu yöntem ile uzun süreli periyodik ölçümler yaparak volkanlardaki olası patlamaları tahmin etmek üzere volkanların yanlarındaki tepelerdeki küçük değişiklikleri izlemek de mümkündür (Pamukçu vd., 2015). Bu tür bir çalışmaya örnek olarak, Rymer vd. (1993), Haziran 1990 – Haziran 1991 arasında yaptıkları ölçümlerde, Etna yanardağında gravite yöntemi ile yerçekiminde bir yükselme rapor etmişlerdir. Yerçekimindeki değişiklikler, önceki patlamanın yarattığı kırık hattını takiben uzanan bölgede gözlenmiştir. Oysa aynı bölgede herhangi bir sismik aktiviteye rastlanılmamıştır. Dış yüzey yükselmeleri 3 cm'den az iken, yerçekimi değişiklikleri oldukça geniş bir aralıkta izlenmiştir. Bu da, patlamanın yakın bir zamanda olabileceğine dair işaret olarak nitelenmiş, nitekim Etna yanardağında ki patlama 1991'den 1993'e kadar sürmüştür. Bu nedenle, sürekli mikro gravite (continuous gravity) yöntemi ile birlikte düşey deformasyon ölçümü, volkanik aktivitenin izlenmesi için ideal yöntemlerdendir.

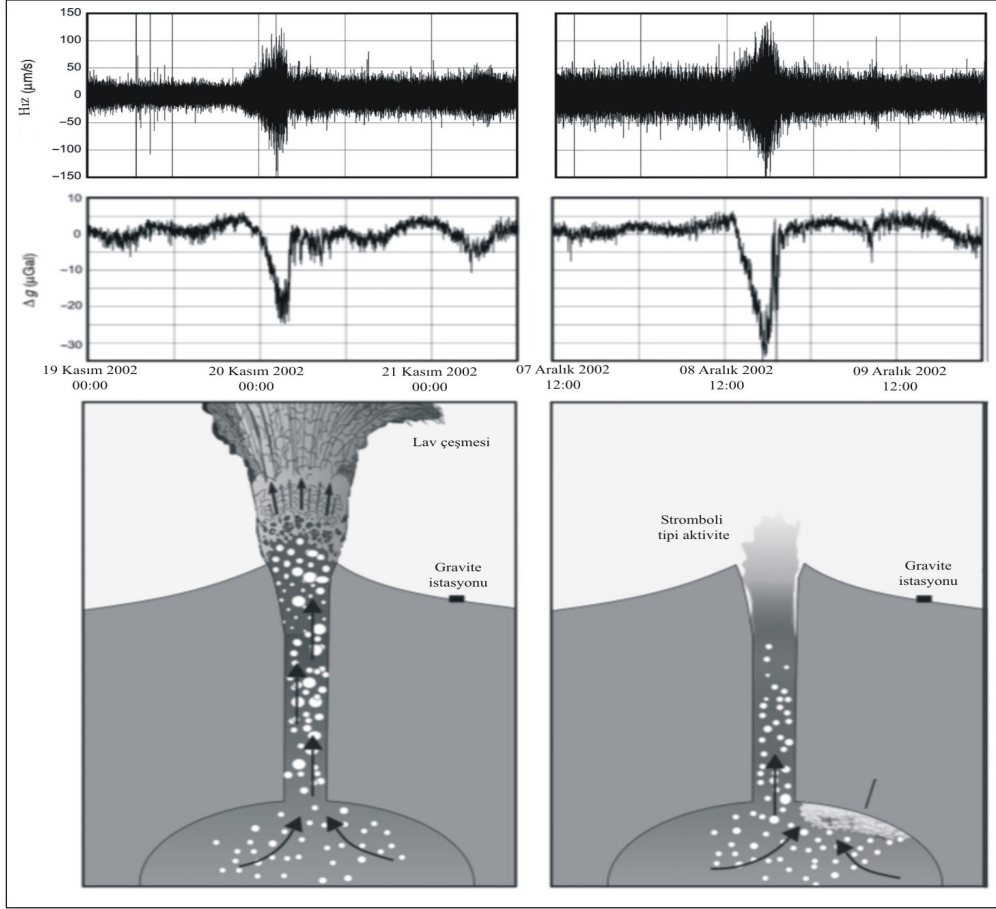
Maurizio vd. (2008) de zamana bağlı olarak sürekli gravite verisi toplayarak Etna yanarda-

ğını incelemişler ve yerçekiminde değişimi çizdirmişlerdir (Şekil 4).

Ayrıca manyetik ve gravite yöntemleri bir alanın yapısal durumunun belirlenmesinde ön araştırma amaçlı olarak ilk kullanılacak yöntemlerdir. Birlikte kullanılmasında da fayda vardır.

Son olarak, mikro sismik etkinliklerinin izlenmesi de volkan kütleindeki hareketliliğin saptanması ve modellenmesinde oldukça etkili ve önemli bir yöntemdir. Yer altında magma hareketleri, yüzeye kadar ulaşan sismik titreşimler ve küçük depremlerin oluşmasına neden olur. Volkanik bölgelerde magma odalarının varlığı, P ve S dalga hızlarında önemli değişime sebep olmaktadır. Örneğin, kabuk ve üst mantoda yer alan magma odaları veya kısmen eriyik kayaç kütleleri, çevresine göre nispeten düşük hızlara sahiptirler (Mavko, 1980; Gökalp, 2000). Bu nedenle volkan yamaçlarına son derece hassas sismometreler yerleştirilir (Şekil 5) ve yer altında oluşan en küçük titreşimler bile kayıt edilir.

Kaydedilen depremler incelenir. Deprem büyüklüğü, deprem odak parametreleri (oluş zamanı, enlem, boylam ve derinliği) hesaplanır. Teknotik kaynaklı mı yoksa volkanik kaynaklı mı olduğu araştırılır. Deprem kayıtları frekans içeriklerine göre yüksek frekanslı olaylar, düşük frekanslı olaylar, karmaşık depremler, patlama sırasındaki depremler, volkanik tremörler, uzun periyodlu olaylar ve yüzey olayları (kaya



Şekil 4- Etna Yanardağındaki gravite çalışmaları (Maurizio vd., 2008'den).

düşmesi gibi) olarak sınıflandırılırlar (Şekil 6) (McNutt, 2000). Daha sonra, baskın frekanslar belirlenir. Örneğin, volkanik kaynaklı depremlerin baskın frekansı genelde 1-3 Hz aralığında gerçekleşir. Volkan izleme çalışmalarında  $M=2.4$ 'ten küçük depremlerle ilgilenilir.

Çalışmanın ilerleyen aşamalarında elde edilen deprem verileri ile sismik tomografi yöntemi kullanılarak yeraltının 2 boyutlu/ 3 boyutlu hız yapısı çıkarılır. Elde edilen hız modelinden volkanın altındaki kırıkların hangi yönde olduğu çıkartılmaktadır. Buna göre de magma odasının varlığı, boyutları, genişleyip genişlemediği anlaşabilmekte ve volkanın patlama zamanı tahmin edilebilmektedir. Bu nedenle, volkanik bölgeler sismik tomografi yöntemlerinin sık sık kullanıldığı hedef bölgelerdir (Iyer ve Dawson, 1993).

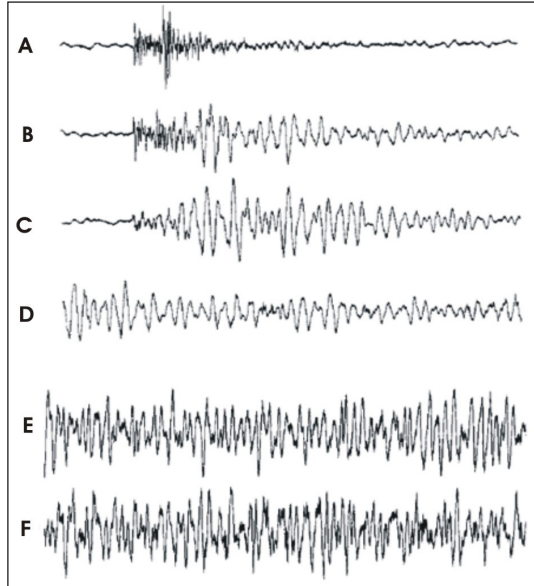
Lei vd. (2009), sismik tomografi yöntemini kullanarak Tengchong volkanında magma odalarının konumları ve büyüklüklerinin belir-

lenmesi konusunda çalışmışlardır. Araştırmacılar, elde ettikleri P dalga hız modelini a: G-K, b:B-D ve c: GB - KD doğrultuları üzerinde göstermişler ve jeolojik yapı kesitini (d) de çizdirmişlerdir (Şekil 7). Kırmızı renkler düşük hızları, mavi renkler yüksek hızları temsil etmektedir. Çalışmalarında derin magma sokulumu ile ilgili bilgi vermişlerdir (Şekil 7).

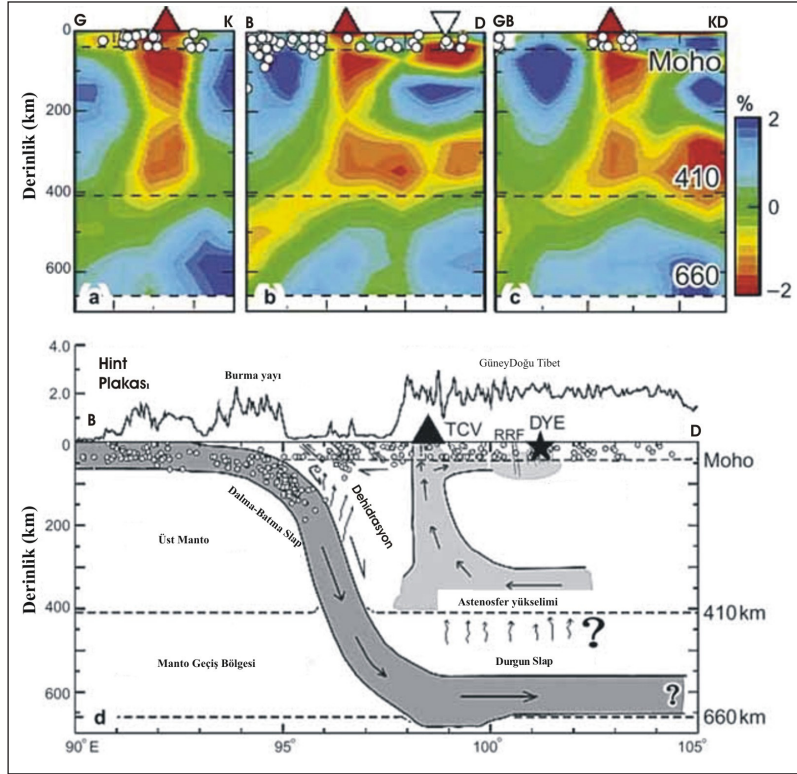
Sonuç olarak, sismoloji ve MT yöntem, günümüzde birlikte kullanılarak derin yer altı yapılarının belirlenmesine çok büyük katkı sağlar. Deprem sismolojisinde yer altı hız yapısına dayanarak veya manyetotellürik yöntemde yer altı iletkenlik yapısına dayanarak yorumlar yapılır. Yer altı yapılarının ortaya çıkarılmasında sismoloji ve MT yöntemlerinin birbirine göre üstün ve zayıf olduğu noktalar bulunmaktadır. Günümüzün gelişen veri toplama teknolojisi sayesinde, yer altı araştırmaları aynı veya farklı fiziksel parametreye duyarlı birden fazla jeofizik yöntem kullanılarak yapılmaktadır. Son yıllarda farklı fiziksel parametrelere duyarlı jeofizik veri-



Şekil 5- Alaska, Pavlof volkanına sismometre yerleştirilmesi (McNutt, 2000'den).



Şekil 6- Alaska, Redoubt volkanında çeşitli frekanslarda kaydedilmiş sismogram örnekleri: A:yüksek frekans, B: karmaşık frekans, C:düşük frekans, D:volkanik tremör, E: patlamadan önceki volkanik tremör, ve F: patlama esnasındaki volkanik tremör (McNutt, 2000'den).



Şekil 7- P dalga hız modeli ve jeolojik yapı kesiti (Lei vd., 2009'den)

lerin birlikte yorumlanması önem kazanmış ve birleşik ters çözüm algoritmaları geliştirilmiştir. Sismoloji ve manyetotellürik verilerin iki boyutlu birleşik ters çözümü konusunda bir algoritma da Demirci (2005) tarafından geliştirilmiştir. Demirci (2005)'nin çalışmasının sonuçlarına göre, yeraltı yapılarının belirlenmesinde birleşik ters çözüm, sismoloji ve MT verilerinin ayrıık ters çözümünden daha başarılı sonuçlar üretmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Aizawa, K., Kanda, W., Ogawa, Y., Iguchi, M., Yokoo, A., Yakiwara, H., Sugano, T. 2011. Temporal changes in electrical resistivity at Sakurajima volcano from continuous magnetotelluric observations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199 (2011) 165–175.

Demirci, 2005. Sismoloji Ve Manyetotellürik Verilerin Birleşik Ters Çözümü, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi.

Gökalp H., 2000. Ayrııntılı Ayrımlılık Analizleri İle Alban Tepeleri Volkanik Bölgesinin Tomografik Hız Yapısının İncelenmesi, *Jeofizik* 14, 15-42,2000.

Harinarayana, T., Patro, B.P.K. Veeraswamy, K., Manoj, C., Naganjaneyulu, K., Murthy, D.N., Virupakshi, G. 2007. Regional geoelectric structure beneath Deccan Volcanic Province of the Indian subcontinent using magnetotellurics, *Science Direct, Tectonophysics* 445 (2007) 66–80.

Iyer, H.M., Dawson, P.B. 1993. Imaging volcanoes using teleseismic tomography. In: Iyer, H.M., Hirahara, K. (Eds.), *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Chapman and Hall, London.

Lei Jianshe, Zhao Dapeng, Su Youjin 2009. Insight into the origin of the Tengchong intraplate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data, *Journal of Geophysical Research*.

McNutt, S. R. 2000. Volcanic Seismicity, *Encyclopedia of Volcanoes*, p: 1015-1033 and p: 1095-1119

Maden, N. 2009. Curie-point Depth from Spectral Analysis of Magnetic Data in Erciyes Strato-volcano (Central TURKEY), *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-009-0017-0

- Maurizio, B., Joachim G., Daniele C., José, F. 2008. 4D volcano gravimetry, *Geophysics*, Vol. 73, No:6 December 2008.
- Mavko, G. M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks, *Journal of Geophysical Research*.
- Öngür, T. 2011. Türkiyedeki Genç Volkanlar ve Jeotermal Kaynaklar. X.Ulusal Tesisat Mühendisliği Kongresi İzmir.
- Pamukçu, O., Gonenç, T., Çırmık, A., Sındırgı, P., Kaftan, I., Akdemir, O. 2015. Investigation of vertical mass changes in the South of Izmir (Turkey) by monitoring microgravity and GPS/GNSS methods, *J. Earth Syst. Sci.* 124, No. 1, February 2015, pp. 137–148, Indian Academy of Sciences
- Patro, P. K., Egbert, G.D. 2011. Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 187 (2011) 33–46.
- Paoletti, V., A. Secomandi, M., Fedi, M., Florio, G., Rapolla 2005. The integration of magnetic data in the Neapolitan volcanic district *Geosphere*; October 2005; v. 1; no. 2; p. 85–96.
- Rymer, H., J. B. Murray, G. C. Brown, F. Ferrucci, J. McGuire, 1993. Mechanisms of magma eruption and emplacement at Mt. Etna between 1989 and 1992: *Nature*, 361, 439–441.

