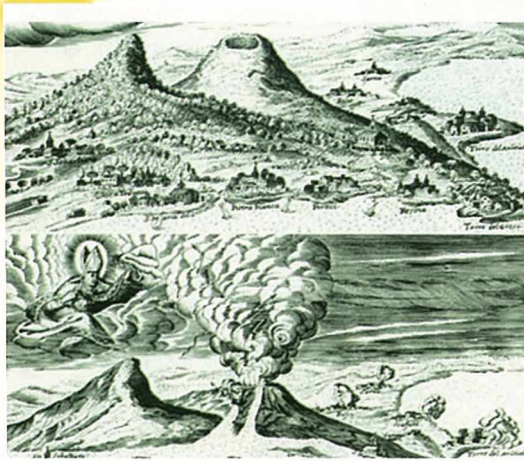


Volkanik Patlama Bulutları



"Genel görünümü bir şemsiye ağacına benziyor. Bir çeşit hortumun üstünde büyük bir yüksekliğe çıkıyor ve daha sonra dallara ayrılıyor. İlk etkiyle yukarı doğru itilmesinden sonra aşağı çökerek dereceli olarak yanlara doğru yayılmasının, basıncın kesilmesi veya kendi ağırlığıyla çökmesi sonucunda olduğu kanısındayım... Bulut, içerdği toprak ve külün oranına göre bazen beyaz, bazen kirlili göründü."

İnan Ulusoy
Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

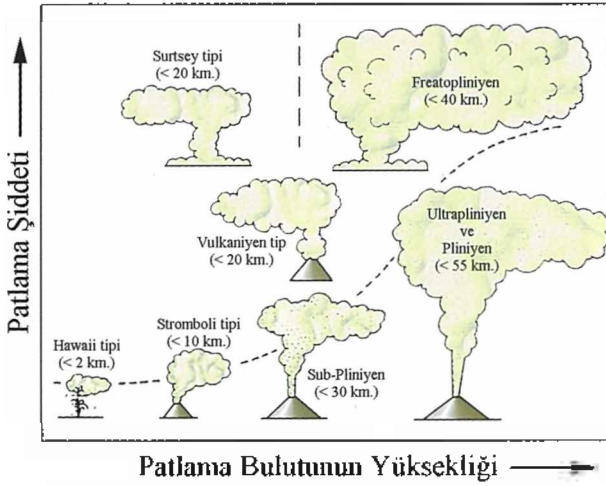
Vezüv'ün M.Ö. 79 yılındaki patlaması, tarihsel kayıtlarda yerini almış ilk büyük volkanik patlama olayıdır ve çoğu bilim adamınca, bir püskürüm olayının tam anlamıyla gözlemlendiği volkanik kayıtların ilki olarak kabul edilir. Girişteki satırlar Vezüv'ün 30 km batısında, Capo Miseno'da Genç Pliny'nin bu büyük olayı tanımladığı mektuplarından alınmıştır. İşte bu nedenle, daha sonradan Pliniyen olarak adlandırılacak olan patlamalar, isimlerini Genç Pliny'den alırlar.

Çoğu volkanik patlamanın karakteristik özelliklerinden biri olan volkanik püskürme bulutları, geometrileri ve iç dinamikleri ile Jeolojik açıdan oldukça ilgi çeken oluşumlardır. Püskürme bulutlarının iç dinamiklerine ve geometrik özelliklerine değinmeden önce kısaca atmosferik yapıya bir göz atalım.

Dünya atmosferi 560 km kalınlığa sahiptir. Atmosfer, termal özellikleri, hareketleri, kimyasal bileşimi ve yoğunluğu göz önüne alınarak Troposfer, Stratosfer, Mezosfer ve Termosfer diye adlandırılan katmanlara ayrılır. Atmosferde volkanik püskürme bulutlarının yapısını önemli ölçüde etkileyen, Troposfer ve Stratosfer katmanlarıdır.

Atmosferin en yoğun katmanı olan Troposfer, yeryüzünden başlayıp 8-14,5 km yüksekliğe kadar uzanır. Bu katmandan sonra sıcaklık yaklaşık 17°C'den, -52°C'ye düşer. Troposferi, bir üst katman olan Stratosferden ayıran geçiş katmanına "Tropopause" adı verilir. Tropopause volkanik patlama bulutları için oldukça büyük bir öneme sahiptir. Tropopause'dan sonra ani olarak azalan yoğunluk nedeniyle, püskürme bulutları bu seviyeden sonra bulutun şemsiye kısmını oluştururlar.

Stratosfer, Troposferin üzerindeki katmandır ve 50 km yüksekliğe kadar uzanır. Bu katman Troposfere kıyasla kuru ve daha az yoğundur. Bu bölgede sıcaklık ultraviyole (morötesi) ışınlarının absorpsiyonu sonucu kademeli olarak -3°C'ye kadar yükselebilir. Güneşten kaynaklanan ultraviyole radyasyonu absorbe eden ve bu radyasyonun Dünya'ya gelmesini engelleyen ozon tabakası bu katman içindedir. "Hava'nın %99'u Troposfer ve Stratosfer içinde yer alır.



Walker (1973)'in sınıflaması esas alınarak patlama bulutlarının faaliyeti tipine göre gösterilmesi.

Püskürme Bulutlarının Genel Yapısı

Püskürme kolonu, bir volkanın bacası kısmından en üstteki yanal yayılım kısmına kadar uzanan, sütunsal görünümüne, katı ve gaz içerikli bulutsu yapı olarak tanımlanabilir. Püskürme bulutu ise kolonla beraber bulutun üst kısmındaki mantara benzeyen bölgeyi de kapsamına alan bir tanımlamadır (Fisher & Schmincke, 1984).

Patlama faaliyetinin türü püskürme kolonunun karakterini belirlemede önemli bir faktördür. Ani bazaltik patlamalar geçici püskürme kolonlarını oluşturur. Buna karşın parçacıklanma derecesi yüksek asidik magmaların püskürmesiyle gerçekleşen, sabit koşullu patlamalar uzun süreli püskürme kolonlarını oluştururlar. Büyük volkanik patlama bulutlarını oluşturan püskürmeler Hawaii, Stromboli tipi gibi ani püskürmeler değil, Pliniyen tipi gibi uzun süreli ve patlama şiddeti yüksek püskürmelerdir.

Bir volkanik patlama bulutunun yapısı üç bölümde incelenebilir:

- 1) Gaz-itışı Bölgesi
- 2) Konvektif Bölge
- 3) Şemsiye Bölgesi

Gaz-itışı Bölgesi

Gaz-itışı bölgesi püskürme kolonunun taban kısmını oluşturur. Gaz itiş bölgesinin oluşumu, gaz fazının hızlı bir şekilde basınçtan kurtulmasına dayanır. Volkan bacasının içinde ve bacası çıkışında uçucu bileşenlerin genişmesi ile, piroklastlar ve gazlardan oluşan bir karışım hızlandırılır. Bu malzeme, volkan bacasında çıkış hızına erişir. Bu hız, kolonun tabanındaki ilksel hız olarak da nitelendirilebilir. Temelde patlama basıncına bağlı olan çıkış hızları yapılan teorik analizler ve gözlemlere göre Stromboli tipi püskürmelerde 100 m/sn (Sparks, 1986), pliniyen ve vul-

kaniyen tip püskürmelerde de 600 m/sn civarında gelişmektedir (Wilson, 1976; Wilson vd., 1980; Sparks, 1986).

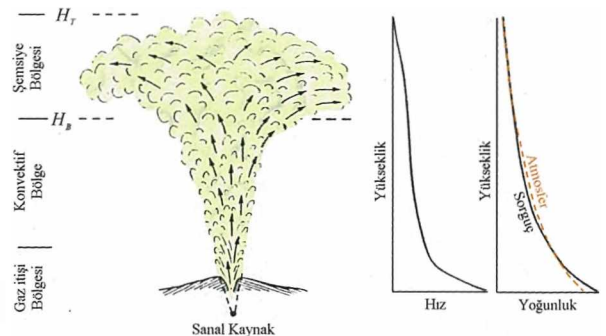
Gaz-itışı bölgesinin yüksekliği volkanik faaliyetin türüne göre değişir. Ani patlamalar için (Stromboli ve Vulkanik tip patlamalar) bu yükseklik birkaç on metreden, birkaç yüz metreye kadar değişebilir. Uzun süreli püskürme bulutları içinse bu aralık, birkaç yüz metreden, birkaç kilometreye kadar değişir. 400-600 m/sn ilksel gaz hızına sahip püskürmeler için bu yükseklik 1,5-4,5 km'dir (Wilson 1976; Sparks & Wilson, 1976; Cas & Wright 1988).

Konvektif Bölge

Gaz itiş bölgesinde, kolon yoğunluğunun düşmesi ve kolon içindeki malzemenin hızının azalması şeklinde iki tür davranış söz konusudur.

Birinci tür davranışta, gaz itiş bölgesinde kolon, kendi sıcaklığıyla etrafındaki havayı ısıtır. Kolonun etrafındaki havanın ısınarak türbid kolona dahil olması ile kolon yoğunluğu, kendisini çevreleyen atmosferin yoğunluğundan düşük hale gelir. Kolon yoğunluğunu düşüren diğer bir faktör de kolonun içinde başlangıçta varolan iri parçacıkların, graviteye karşı koyamayarak kolonu terketmesidir. Kendisini çevreleyen atmosferden daha düşük yoğunluğa sahip olan bu kolon, kaldırma kuvvetinin baskın olduğu bir türbid sorguç haline dönüşür. Sorguçun, kaldırma kuvveti etkisinin baskın olduğu bir rejime geçebilmesi için yeterli miktarda hava, kolonun alt kısmına karışmalıdır ve kolon yoğunluğunu kendisini çevreleyen atmosferden düşük hale getirebilmelidir. Bu noktadan sonra artık kolonun yükselmesi tamamen gaz-itişinden bağımsızdır, konvektif bölge böylece oluşur ve kolon yükselmeye kendi "hafifliğiyle" devam eder. Bir volkanik püskürme kolonunun yüksekliğinin büyük bir kısmını işte bu konvektif bölge oluşturur.

İkinci davranış türü ise kolon hızının 0 m/sn'ye düşmesidir. Kolon, yeterince sıcak havayla karışamaz ve yoğunluğu kendisini çevreleyen atmosferden daha az yoğun hale gelemezse kolon hızı sıfırlanır (kinetik enerjinin



Püskürme Sorguçunun bölümlenmesi ve hız ile yoğunluğun yüksekliğe bağlı değişimi (Sparks, 1986).

kesilmesi). Bu tür yoğun malzemeler çökerek (kolon çökmesi) piroklastik akıntıları oluştururlar. Bununla birlikte baca yarıçapının genişlemesiyle birlikte gaz çıkış hızı ve gaz içeriği düştüğünde de kolon çökmesi gerçekleşebilir (Wilson vd., 1978).

Şemsiye Bölgesi

Katmanlı bir atmosferde püskürüm sorgucu er geç etrafını çevreleyen malzemeye aynı yoğunlukta olduğu bir seviyeye gelecektir. Konvektif bölgenin üst kısımları bu nedenle nötr kaldırma kuvveti seviyesi olarak tanımlanır. Sorguç bu bölgede, yanlara doğru yayılırken, orta kısımda da, üzerindeki aşırı momentum nedeniyle yükselmeye devam edecektir. Bir şemsiye bölgesi, bu şekilde net olarak tanımlanabilecek bir tavan noktası (HT) ve toplam yoğunluğun atmosferik yoğunluğa eşit olduğu bir taban noktasına (HB) sahip olacaktır. Sorguç yan taraflara doğru taban ve tavan noktaları arasında kuvvetli bir sokulum gerçekleştirerek yayılacaktır. İşte bu bölgede pek çok volkanik patlama bulutunda gözlenen mantar şapkası benzeri bir görüntüye sahip olan "Şemsiye Bölgesi" oluşacaktır.

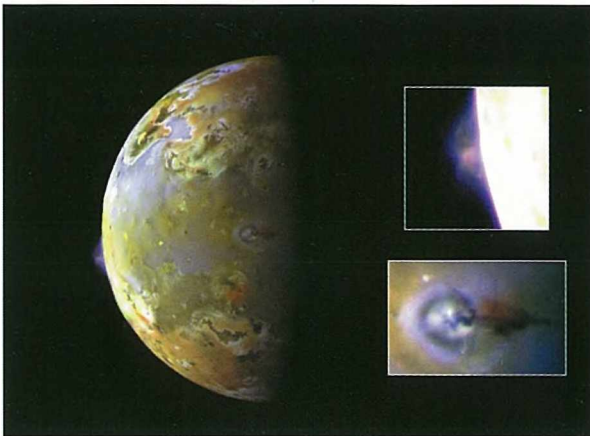
Kolon Yüksekliğinde Teorik Limitler

Atmosfere boşalan malzemenin yoğunluğu, başlangıçta kendisini çevreleyen malzemeden daha yoğundur. Yeterli miktarda havanın püskürme bulutuna karışması sonucunda kolonun kendisini çevreleyen atmosferden daha az yoğun hale geleceğinden bahsedilmiştir. Buna karşın baca yarıçapı, magmanın gaz içeriği ve gaz hızının uygun birlikteliğinde bile kolon, hala atmosferden daha yoğun olabilir. Bu durumda bütün kinetik enerjinin harcanması ile kolon çökmesi ve piroklastik akıntıların oluşumu gözlenir. Yine bu üç bileşenin en uygun birlikteliğinde dünya üzerinde bir patlamada volkanik malzeme en fazla



700 m/sn hızla atmosfere püskürtülür (Sparks, 1986). Magma içindeki parçacıkların en uygun olduğu durumda da, bu hız piroklastik malzemeyi en fazla 55 km yüksekliğe çıkarabilir. Bu durumda gerçekleşebilecek hacimsel püskürüm miktarı $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sn}$ olabilir (Wilson vd., 1978). Bundan daha yüksek püskürme bulutları Dünya üzerinde gerçekleşemez.

Bazı bilim adamları Galileo uzay aracından gelen görüntüleri kullanarak, Jupiter'in uydusu Io'da beş aydan daha az yaşlı 400 km²'lik bir volkanik birikinti keşfetmişlerdir ve bu birikintinin ince taneli malzemeden, özellikle volkanik külden oluşmuş olabileceği görüşündedirler. Io'nun aktif bir volkanı olan Pillian, 1997'de patlamış ve 120 km yüksekliğe malzeme fırlatmıştır. Bu olay Dünya üzerinde gözlenemeyen 55 km'den daha yüksek volkanik patlama bulutlarının başka gezegenlerde ve uydularda gözlenebileceğinin kanıtıdır. Io'da daha büyük bulutların oluşabilmesinin en önemli nedeni ince atmosfer ve düşük yerçekimidir.



Jupiter'in uydusu Io'da volkanik patlama bulutu (Schenk vd., 1997).





St. Helens Volkanı'nin 18 Mayıs 1980'de başlayan faaliyetinden bir örnek.

Dış suların Patlama Kolonuna Etkileri

Püskürmelerin önemli bir tipi de magmanın patlayarak atmosfere çıkışından önce yeraltı veya yerüstü sularıyla (göl, nehir, deniz vs.) karşılaşması sonucu oluşur. Freatomagmatik faaliyet olarak isimlendirilen bu tür bir patlamada ısı etkileşiminin büyük bir bölümü magma ve su arasında gerçekleşir. Bunun sonucu olarak da bulut yüksekliğini kontrol eden kolon dinamiği çok farklı gelişebilir. Bu tür püskürmelerde, termal enerjinin büyük bir kısmı suyu buhar hale çevirmekte kullanılır. Şayef buhar ve piroklastik malzeme birlikte yükselirse, suyu buhar hale dönüştürmekte kullanılan termal enerji bir bulut oluşturmak için ancak buharın yoğunlaşmasıyla geri kazanılabilir. Buhar fazından, su fazına olan bu değişim, hacimsel olarak da büyük miktarda bir değişimi beraberinde getirecektir. İşte bu nedenle freatomagmatik patlamalarda, genellikle buharla karışık piroklastik malzemenin, bulutun taban kısmından radyal olarak yanlara atılmasıyla, tuf halkaları oluşmaktadır. Nükleer patlama bulutlarında gözlenen yıkıcı taban yayılımı halkasının nedeni de budur, patlamanın şiddeti ani olarak toprak içindeki suyu buharlaştırır ve bir taban yayılımı bulutu oluşmasına neden olur. Bu koşullarda gelişen freatomagmatik patlama bulutu, aynı şiddete sahip bir pliniyen patlamadan daha az bir yüksekliğe sahip olacaktır. Çünkü,

termal enerjinin büyük bir bölümü başlangıçta suyu buhar hale çevirmekte kullanılmış olacaktır (Wilson vd., 1978).

Patlama Bulutlarının İklim Değişirme Etkisi

Volkanik patlamaların etkileri kimi zaman sadece yakın çevreyle sınırlı kalmaz. Bazı püskürme olayları, dünyayı etkisi her noktasında hissedilebilen önemli iklim değişikliklerine sürükleyebilir. Volkanik patlama bulutları gaz-katı karışımı oluşumlardır. Magma eriyiklerinde hakim olan H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , HF ve HCl gibi gaz bileşikleri, boyutları blok ile çok ince taneli volkan külü arasında değişen katı materyaller ile birlikte patlama bulutlarının esas bileşenlerini oluştururlar. Volkanlar tarafından değişik hızlarda atmosfere püskürtülen bu bileşenler ise küresel iklim değişikliklerinde asıl rolü oynarlar.

Volkanların atmosfere püskürttüğü gazlar arasında özellikle kükürtdioksit gazı ve miktarı iklim değişiminde önemli rol oynar. Kükürtdioksit, atmosferde su ve oksijenle birleşerek sülfirikasite dönüşür. Sülfirikasite ise stratosferde çok hızlı bir şekilde sıvılaşıp ince sülfat zerreciklerini (aerosoller) oluşturur. Bu zerrecikler de uzaya geri yansıtılan güneş ışınımı miktarını azaltır. Böylece dünya atmosferinin alt bölümlerinin ya da troposferin soğumasına yol açarlar. Ancak aynı zamanda da dünyadan yayılan ısıyı soğurarak stratosferin ısınmasına neden olurlar.

Kaynaklar

- Cas, R.A.F. ve Wright, J.V., 1988. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Unwin Hyman, London. 528s.
- Fisher R.V. ve Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 472s.
- Schenk, P.M., McEwen, A., Davies, A.G., Davenport, T., Jones, K. ve Fessler, B., 1997. Geology and topography of Ra Patera, Ia, in the Voyager era: Prelude to eruption. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2467-2470.
- Sparks, R.J.S. ve Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational collapse. *J. Geol. Soc. London.* 132, 441-451.
- Sparks R.J.S., Wilson, L. ve Hulme, G., 1978. Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.* 83, 1727-1739.
- Sparks, R.S.J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanology.* 48, 3-15.
- Wilson, L., 1976. Explosive volcanic eruptions - II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 30, 381-392.
- Wilson, L., Sparks, R.J.S., Huang, T.C. ve Watkins, N.D., 1978. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Jour. Geophysical Research.* 83, 1829-1836.
- Wilson, L., Sparks R.J.S. ve Walker G.P.L., 1980. Explosive volcanic eruptions - IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 63, 117-148.