

ANTALYA TUFALARININ LİTOFASİYES ÖZELLİKLERİ

Erdal KOŞUN*, Ayşe SARIGÜL* ve Baki VAROL**

ÖZ.- Tufa terimi; düşük Mg- karbonatlı, soğuk tatlı suların oluşturduğu, biyolojik ve/ veya fiziko-kimyasal süreçler tarafından çökeltileri, makro ve mikro ölçekte bitki, hayvan kalıntısı ve bakteri (özellikle siyanobakteri) içeren, özellikle geç Kuvaterner ve daha yeni zamanlarda oluşmuş, ikincil karasal kalsiyum karbonat çökellerini tanımlamaktadır. Antalya il sınırları içerisinde yer alan çalışma alanı, Döşemealtı platosu (Üst plato), Düden platosu (Alt plato) olarak adlandırılan ve bir tane de deniz altında olmak üzere, basamak şeklinde üç ana terastan oluşmaktadır. Bu üç ana teras da, coğrafi bilgi sistemi çalışmaları yapılarak belirlenmiş, dokuz adet ikincil ve üçüncül teraslar içermektedir. Çalışma sonucunda, akarsu, bataklık, göl ve şelale-baraj ortamlarında çökeltmiş olan, on litofasiyes tanımlanmıştır. Bunlar; 1. fitoherm çatıtaşı fasiyesi, 2. fitoherm bağlamtaşı fasiyesi, 3. mikritik tufa fasiyesi, 4. fitoklastik tufa fasiyesi, 5. onkoidal tufa fasiyesi, 6. intraklastik tufa fasiyesi, 7. mikrodetritik tufa fasiyesi, 8. eski topraklar, 9. pizolitik tufa fasiyesi (kanal ve havuz tipi) ve 10. intraformasyonel konglomera fasiyesleridir. Bu farklı tipler, kaynaktan itibaren gelişen ve farklı hidrolojik koşullara sahip düşük rejimli yüzey akıntıları/ akarsu, bataklık, göl-havuz, şelale-baraj şeklinde ayrılan ortamlarda oluşmuşlardır.

Anahtar kelimeler: Tufa-Traverten, Antalya, Litofasiyes, Teras, Kaynak

GİRİŞ

Kalsiyum bikarbonatın kaynak ve yer altı sularının başlıca bileşeni olmasından dolayı en yaygın kaynak çökelleri olan kalsiyum karbonatlı çökeller; oluşum ortamları, sedimentolojik ve petrografik özelliklerinin farklılıkları göz önüne alınarak traverten, tufa ve speleothem (mağara oluşumları) olarak üç gruba ayrılır. Bu çalışmada tufalar ağırlıklı olarak incelenmiştir.

Traverten ve tufalar, eski karbonatlı kayaçların atmosferik ve yer altı sularının etkisiyle çözünerek kalsiyum bikarbonatça zenginleştiği kaynak sularından itibaren karasal ortamlarda yeniden CaCO₃ çökeltmesiyle oluşan kayaçlardır. Bunlar daha az oranda da silis bileşenli olabilmektedirler. Traverten ve tufa terimleri genellikle birlikte veya birbirinin yerine kullanılan terimler olmasına karşın, aslında, özellikle oluşum koşulları açısından farklılıklar ifade etmektedir (Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1996). Travertenler, termal ve hidrotermal kökenli kaynak su-

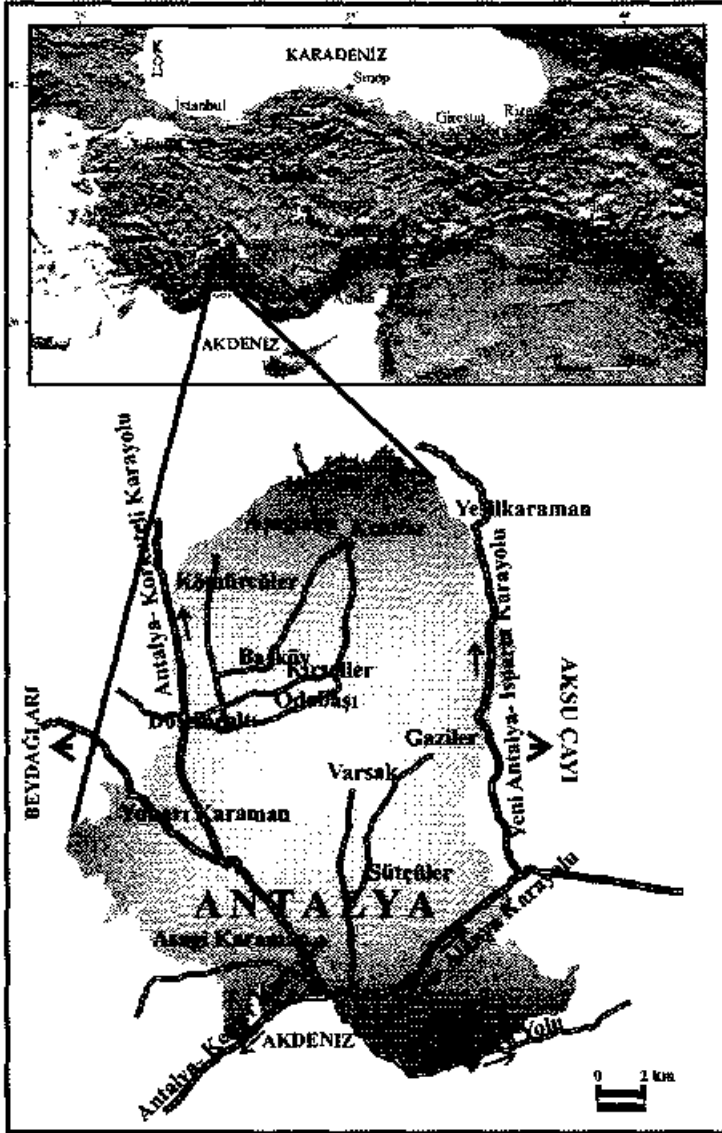
ları ile oluşturulan fiziko-kimyasal ağırlıklı karbonat çökeltimleri olup, içlerinde mikrobiyal etkenlere sıkça rastlanır. Bunlar çoğunlukla sert kristalin, sıklıkla ince laminasyon gösteren ve çalı şekline benzeyen bakteri büyüme yapıları ile karakterize olurlar (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul ve diğerleri, 2002). Tufalar ise, düşük Mg-karbonatlı soğuk tatlı suların oluşturduğu, tipik olarak makro ve mikro ölçekte bitki, hayvan kalıntısı ve bakteri (özellikle siyanobakteri) içeren, özellikle de çok gözenekli yapıya sahip olan karbonat çökeltimini tanımlamak için kullanılan bir terimdir (Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1996; Janssen ve diğerleri, 1999; Matsuoka ve diğerleri, 2001; Wright, 2000; Pedley ve diğerleri, 2003). Yukarıdaki traverten ve tufa tanımlamaları dikkate alındığında, traverten oluşumlarının Türkiye'deki en tipik örneği Pamukkale'de Denizli) (Altunel, 1996), tufa oluşumlarının en tipik örneği ise bu çalışmanın yapıldığı Antalya yöresinde yer alır.

* Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 07200-Topcular, Antalya

** Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 06100-Tandoğan, Ankara

Çalışma alanı, Antalya il merkezi sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Antalya traverten/tufa oluşumlarının tanıtımı ve araştırılması bugüne kadar çeşitli çalışmacıların ilgi odağı olmuştur. Darkot ve Eriñç (1948)'de Toros içi karstik çöküntülerine yol açan kimyasal aşınmanın Antalya travertenleri ile eşzamanlı olduğu ve travertenlerin yaşının da Üst Pliyosen'den daha genç olabileceği ifade edilmiş, ayrıca, deniz

seviyesi değişimleri ile traverten platolarının oluşumu arasında bir ilişki kurulmuştur. Planhol (1956a, b)'da, bitkisel deliller de baz alınarak bu karbonatların soğuk kaynak suları tarafından oluşturulduğu ilk kez ortaya konulmuştur. İnan (1985) çalışması oluşum mekanizmaları üzerine kurulmuş olup 4 temel fasiyes ayırımı ile traverten oluşumlarını tanımlamıştır.



Şekil 1- Çalışma alanının yer bulduru haritası

Burger (1990), Antalya Traverten oluşumları ile Kuvaterner iklim değişiklikleri arasında ilişki kurmuş ve bunlar içerisinde 8 adet yapısal, diğerlerinin ise aşınma olmak üzere 11 adet terasın varlığını ortaya koymuş, U/Th metodunu kullanarak bu oluşumların yaşının ortalama 250 ka olduğunu belirtmiştir. Pentecost (1995) yapmış olduğu çalışmasında dünyadaki bilinen en büyük traverten platosu olarak tanımladığı Antalya Travertenlerini de içine alan Avrupa ve Asya'daki traverten oluşumlarını meteojen ve termojen çökeller olarak iki gruba ayırarak incelemiştir. Ford ve Pedley (1996) yayınında ilk kez Antalya Travertenini yerine tufa sözcüğünü kullanmışlar ve U/Th metoduyla bu oluşumların 300 bin yıl dan daha yaşlı olabileceği ifade edilmiştir. Glover ve Robertson (2003) Antalya tufalarını en detaylı olarak tanımlayan çalışmadır. Bu araştırmacılar, Pedley (1990) tufa terminolojisini Antalya Tufalarına uygulayarak 9 fasiyes ayırmış ve bu fasiyesleri kökensele olarak tanımlamışlardır. Ayrıca tufaların yaşını, radyometrik yaş tayini yaparak >600 ka olarak bulmuşlar, bitkisel verileri kullanarak, tufa çökeline en uygun dönemin en geç Pliyosen (2.0-1.5 Ma) olduğunu belirtmişlerdir.

Bu makaledeki sedimantolojik çatının oluşturulmasında her ne kadar Pedley (1990) çalışmasındaki yedi fasiyese benzer örnekler kullanmış olsak da, burada ayırmış olduğumuz fasiyeslerin tanımı ve örneklemleri daha farklı ve geniş bir alan içerisinde detaylandırılarak yapılmıştır. Ayrıca, Antalya Tufası içerisinde çok geniş yayılımı olan mikritik tufa ve havuz-kanal oluşumlu pizolitler ile formasyon içi tufa konglomerası gibi yeni fasiyesler ilk kez bu çalışmada tanıtılmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE HİDRO-JEOLJİSİ

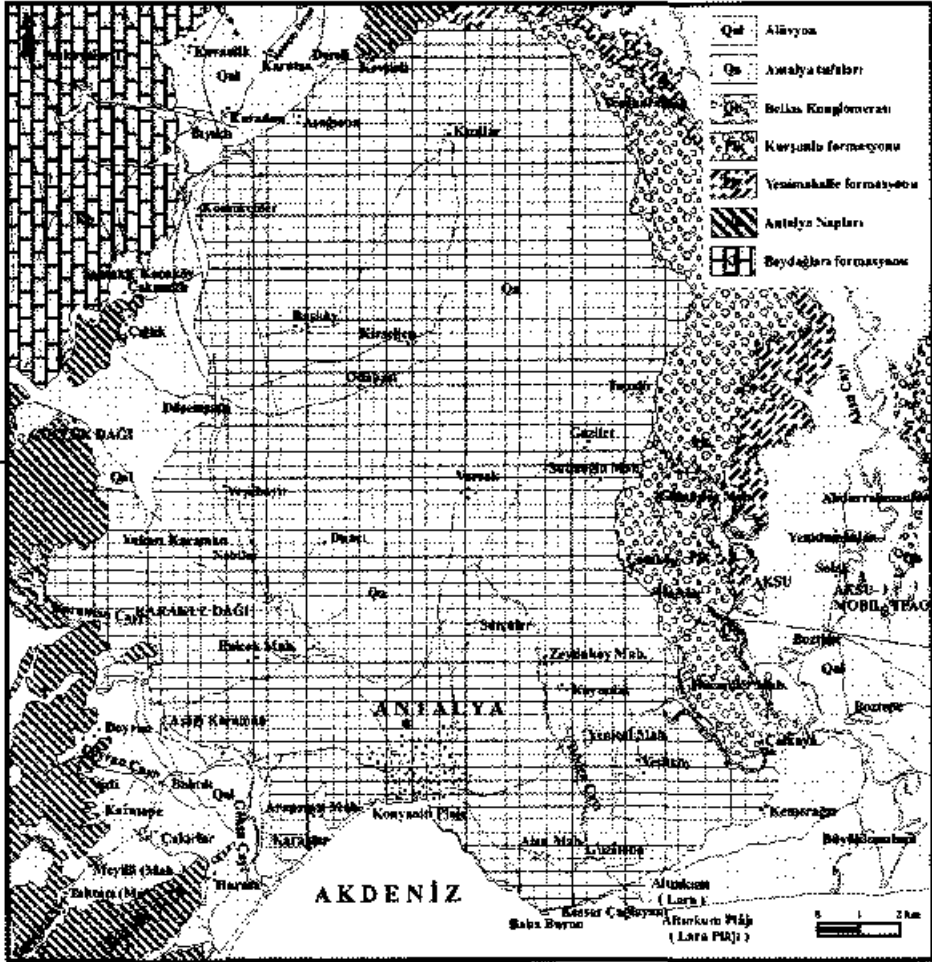
Çalışma alanı, yayılımı yaklaşık 630 kilometrekare, kalınlığı ise 280 metreye ulaşan ve bu özellikleri ile dünyada bilinen en geniş yayılıma sahip tufa çökeli alanıdır. Antalya il

sınırları içinde, 30° 50' ve 37° 10' kuzey enlemleriyle, 30° 31' ve 30° 51' doğu boylamları arasında yer alan Antalya tufaları, batı ve kuzeybatıda Beydağları, doğuda Aksu Çayı, güneyde ise Akdeniz tarafından çevrelenmiş durumdadır. Antalya tufaları doğu ve batı yönlerinde incelmeye gösterir. Doğuda karasal konglomeralardan oluşan Pliyosen yaşlı Kurşunlu formasyonu üzerine ince bir örtü olarak gelir, batıda ise Mesozoyik yaşlı denizel karbonatlara doğru inceliyor (Şekil 2). Bölgedeki en genç birimleri oluşturan alüvyonlar, yamaç molozu, alüvyon yelpazeleri, plaj oluşukları, kumullar, akarsu dolguları ve delta çökellerinden meydana gelmişlerdir (Şenel, 1997a, b).

Denizman (1989)' a göre, Antalya havzası, Aksu ve Köprü çay havzaları olmak üzere ikiye ayrılır. KG doğrultulu, geçirimsiz ofiyolitik kayaların oluşturduğu bir sırt tarafından kontrol edilen, Köprü ve Aksu havzaları arasında bir yer altı suyu bölünmesi oluşur. Köprü havzası içerisinde, Beyşehir Gölü ve Ölüköprü kaynakları arasında Kırkkavak fayı tarafından kontrol edilen bir bağlantı belirtilmiştir (Glover ve Robertson, 2003). Bir çok başka küçük kaynak mevcut olmasına rağmen Batıdaki Aksu havzası için ana kaynak, 300 metre yükseklikteki üst terasın KB köşesinde yer alan, yaklaşık kırk kaynaktan oluşan Kırkgöz kaynak grubudur. Güncel kaynak suları, özellikle Aksu havzasının batısındaki Bey dağlarından olmak üzere, geniş karbonat plâtfömlü, çok büyük yer altı suyu rezervuarına sahip karstik akiferlerden boşalır. Bu rezervuarlar, mevsimsel veya yıllık bazda yağışlardaki değişimler tarafından önemli ölçüde etkilenmezler. Ek olarak, kuzeydeki üst teras ait şev yakınlarındaki kaynaktan alt teras üzerine doğru Düden çayı akmaktadır. Doğuda, denize klastik sediman taşıyan Karaman çayı, hem üst hem de alt teras boyunca derin yarıklar açmıştır. Günümüze yakın, 1970'lerde Bey dağları kireçtaşı formasyonu içerisindeki Kestel Polyesi, kaynak sularını beslemiştir, ancak şimdi

hemen hemen kuru durumdadır (Burger, 1990; Özüş, 1992; Glover ve Robertson, 2003). Güncel tufa çökeli, şelale içlerindeki çok lokal yerler ve akarsu kıyıları haricinde minimumdur. Kırkaöz Kaynaklarında görüldüğü gibi çok az

miktarda karbonat, sucul bitkileri kabuklarıdır. Ayrıca havuzcularda, yavaş akan akarsularda ve kanallarda mikrokristalin tufa çökelleri oluşur. Yine çok az bir miktarda tufa, küçük nehir ve kanallardaki yaprak ve ince dallan kabuklarıdır



Şekil 2- Antalya ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Şenel 1997a, b'den sadeleştirilmiştir)

Antalya tufaları (Qa)

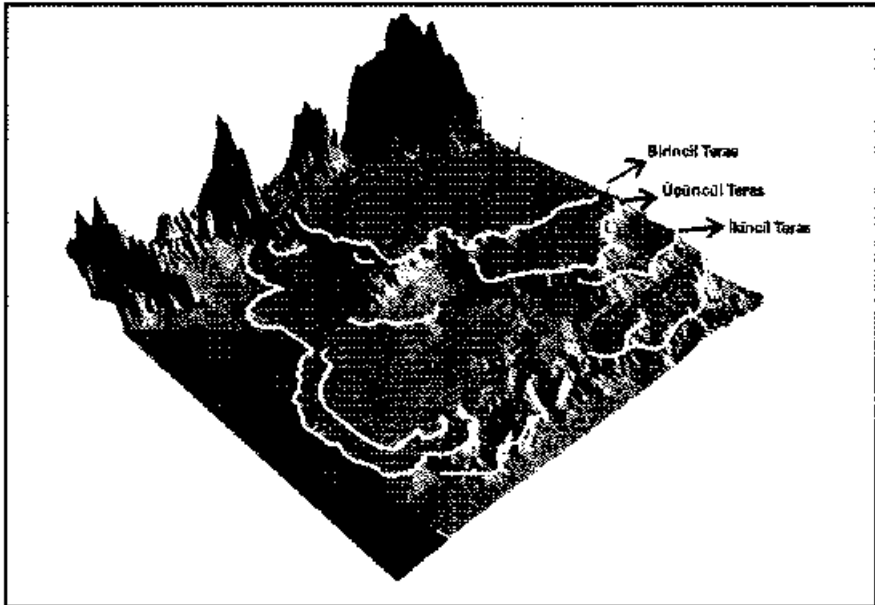
Glover ve Robertson (1998; 2003) Antalya tufalarının, büyük bir bölümü Pliyo-Kuvaterner yaşlı olan Aksu havzasının KB kısmında yer aldığı belirtmişlerdir. Bu çalışmacıların da ifade ettiği gibi Antalya, günümüzde önemli karstik kaynak sistemleri içermektedir. Hidrolojik rejim,

topografya, bölgesel ve yerel jeoloji, geç Pliyo-sen'de yerleşmiş yapı tarafından kontrol edilir. Tufalar, bu bölgede özellikle falezlerde, şevlerde, yer yer açılmış küçük dar vadilerde ve yol yarmalarında açığa çıkmaktadırlar. Kaynaklar üç ana topoğrafik seviyede oluşmuştur. Bu tufalar, şelale-göl ikilisinin yer aldığı sistemlerdeki ana teraslarda, teras gerisi su birikintilerinin oluştur-

duğu göl-havuz ortamlarında oluşmuşlardır (Levha-I, Şekil 1). Bu alanlarda tufaların tekrar çözünmesi ile şekillenen yapılar Varsak Düdeni, karrenler ve birçok irili ufaklı karstik mağaralarla temsil olurlar. Tufa oluşumu sırasında oluşan birincil tufa mağaraları ve oluşum sonrası atmosferik suların tufaları eriterek oluşturduğu karstik boşluklar çoğunlukla, tufa döngüsünün kesilme dönemini temsil eden eski toprak oluşumlarıyla doldurulmuştur. Bu eski toprak zonları çoğunlukla iyi pekişmiş, sert tufaların üzerinde gelişmiştir.

Antalya tufaları, basamaklar şeklinde teras yapıları meydana getirmişlerdir. Ova görünümüne sahip olan bu terasların, Üst Plato (Döşeme altı platosu), Alt Plato (Düden Platosu) ve deniz altında bir plato daha olmak üzere üç ana platodan meydana geldiği tespit edilmiştir (Denizman, 1989). Özüş (1992)'ün kuyu verileri ile belirttiğine göre, tufalar üst platoda 99-245 metre, alt platoda 65-85 metre kalınlığa sahiptir. Bu iki ana teras sistemi, tufaların toplam kalınlığının 20-30 metreye indiği KD kısmında birleşir. Doğu ve batı yönlerinde inceleme gösteren ana teraslar,

doğuda karasal konglomeralardan oluşan Pliosen yaşlı Kurşunlu formasyonu, batıda ise Mezozoyik yaşlı denizel karbonatlara doğru inceleme göstermektedirler. Bu yayılım göz önüne alındığında, karada iki ana platodan oluşan Antalya tufalarının merceksi bir geometride olduğu söylenebilir. Ayrıca, bu ana platolar içerisinde yer alan küçük teras sistemlerinin varlığı da bu makaledeki çalışmalarla belirlenmiştir. Sayısal yükseklik haritaları kullanılarak yapılan coğrafi bilgi sistemi çalışmaları, Üst plato (Döşeme altı platosu) ve Alt platonun (Düden platosu) bir çok küçük teras içerdiğini göstermektedir. Karada bulunan Döşeme altı ve Düden platoları, deniz altında bulunan üçüncü ana plato ve üç boyutlu arazi modeli üzerinde belirlenen 9 küçük terasla beraber Antalya ilinin üzerinde bulunduğu tufa oluşumları bünyesinde 12 teras belirlenmiştir (Şekil 3). Burger (1990, 1992) ve Özüş (1992), jeofizik delilleri baz atarak deniz seviyesi altında 50-100 metre kalınlığında diğer büyük bir terasın varlığını (traverten platosu) ortaya çıkartmışlardır. Bu teras günümüz kıyı çizgisinden güneye doğru 2,5 kilometre uzanmakta ve 150 metre derinliğe kadar devam etmektedir.



Şekil 3- Üç boyutlu sayısal arazi modeli üzerinde tufa teraslarının gösterimi.

ANTALYA TUFALARININ SEDİMANTOLOJİSİ

Antalya Tufalarının sedimentolojik tanımları Pedley (1990)'deki tufa sınıflandırmalarını temel alan fasiyes ayırmaları şeklinde yapılmıştır. Bu kapsamda, fasiyeslerin genel tanımları aşağıda

çizelge 1 içerisinde verilmiştir. Bu çalışmada, Pedley (1990)'m soğuk tatlı su karbonat fasiyesleri sınıflandırmasına ek olarak üç yeni tufa fasiyesi tipi eklenmiştir. Bunlar, "Mikritik Tufa", "Pizolitik Tufa" ve "Formasyon içi konglomera" dir.

Çizelge 1- Antalya tufa fasiyesleri

FASİYES TİPİ		TANIMI
OTOKTON TUFA ÇÖKELLERİ	FİTOHERM ÇATI TAŞI	Bitkisel malzemenin yerinde çimentolanması sonucu oluşmuş tufa fasiyesi
	FİTOHERM BAĞLAM TAŞI	Yerinde oluşmuş stromatolitik tufa fasiyesi
	MIKRİTİK TUFA	Çok ince kalsit kristallerinden ve yerinde oluşmuş, iyi pekişmiş, çok sert tufa fasiyesi
KIRINTILI TUFA ÇÖKELLERİ	FİTOKLASTİK TUFA	Allokton, taşınma esnasında veya sonrasında çimentolanmış bitki parçalarından oluşmuş tufa fasiyesi
	ONKOİDAL TUFA	Küresel veya yarı küresel laminalı tufa fasiyesi
	İNTRAKLASTİK TUFA	Kum- silt tane boyuna sahip, bitki parçası açısından zengin tufa fasiyesi
	MİKRODETRİTİK TUFA	Çok ince taneli, pekişmemiş tufa fasiyesi
	PALEOSOLLER	Karbonatça zengin topraklar
	PİZOLİTİK TUFA	Çağlayanların yumuşak eğimli bölgelerinde yer alan küçük havuzlarda ve akarsu kanalları içerisinde oluşmuş, sert, bezelye şekline benzeyen sargılı tanelerden oluşan tufa fasiyesi
	FORMASYON İÇİ KONGLOMERA	Formasyon içi, küresel çakıllardan oluşan konglomera fasiyesi

Otokton Tufa çökelleri

Fitoherm çatı taşı.- Fitoherm çatı taşı terimi, çoğunlukla, siyanobakteriler, kokoid bakteriler, mantarlar ve diatomların, yoğun ve keçeleşmiş mikrofilmleriyle sarılmış halde bulunan, dikey ya da yatay konumda sıkıca birbirine yapışmış sucul ve yarı sucul bitkileri tanımlar. Bu bitkiler, düşük Mg- kalsit çimentolarının oluşturduğu kalın saçaklarla çimentolanmışlardır. Boşluklar genellikle fitoklastik, mikritik (genellikle peloidal) ve detritik tufalar tarafından doldurulur. Bu fasiyes içerisinde annelidler, ostrakodlar, böcek larvaları ve moluskalar bulunabilir. Fasiyesin karakteristik özelliği olan yüksek poroziteye bağlı olarak, karbonatlı çatı bozunarak hızla yok olur(Pedley, 1990).

Antalya yöresinde bulunan fitoherm çatı taşı fasiyesi, sazlar, kamışlar, tanımlanamayan bitki dalları, yaprakları ve ağaç gövdelerinin kalsiyum karbonatla kabuklanması sonucu oluşmuştur. Çatıyı oluşturan bu bitkisel sargılar düzensiz bir şekilde yönelmişlerdir ve karmaşık bir yapıya sahiptirler. Resif yapısına benzerler. Bu bitkisel sargılar genellikle laminalanmış, 3-4 santimetreye varan kalın karbonat sargılarına sahiptirler. Kalsiyum karbonat, bitki parçalarının etrafında genellikle mikrobiyal (algler ve siyanobakteriler) malzeme açısından zengin, mikritik katmanlar şeklinde, dairesel olarak çökelmiştir. Yapraklar ise baskı şeklinde korunmuştur (Levha-I, Şekil 2).

Fitoherm çatısını oluşturan bitki gövdeleri ve dalların bir kısmı kalsiyum karbonatla sarıldıktan sonra kısmen bozunup yok olmuştur. Bunların geriye bıraktıkları kalıp şeklindeki boşluklar ise iri-bloksu sparit ile değişik oranda çimentolanmıştır. Bazı örnekler ise odunsu doku morfolojisini koruyacak şekilde kalsitlemiştir. Bu şekilde yerinde büyümeli kalsitlemiş bitki gövdelerinin arasında kalan boşlukların, mikrit-sparit çimento ile birlikte değişik oranda fitoklast ve/veya mikrodetritik kırıntılarla doldurulmuş olması, fito-

hermlerin fiziksel direncini arttırarak, korunmasını sağlamıştır. Bu şekilde çökelim dokusu korunmuş tufaların sahada oluşturdıkları çatıtaşlarda bitkilerin boy oranları 50 santimetreyi aşabilmektedir (Levha-I, Şekil 3). Erozyonun yoğun olduğu alanlarda ise, fitoherm çatıtaşları fitoklastların oluşturduğu kumsu tufa seviyeleri içerisinde ancak kalıntı halde kalabilmiştir.

Fitoherm çatı taşında, bitki gövdelerinin etrafındaki kalsiyum karbonat çökelinin büyük ölçüde mikrobiyal metabolizma (algler ve siyanobakteriler) ürünlerinin etkisiyle oluştuğu bugüne kadar birçok çalışmacı tarafından ifade edilmiştir (Pedley,1990; Arenas ve diğerleri 2000). Elektron mikroskop çalışmalarımızda açığa çıkan çoğunluğu tüpsü yapılar, mikrobiyal etkilerin Antalya Fitoherm çatı taşı fasiyesi içerisinde özellikle mikritik çökelim dokusunun şekillenmesinde etkili olduğunu göstermektedir. Bu oluşum, mikrobiyal organizma ve bu organizmaya ait hücre dışı polimerik madde (EPS-Extracellular Polymeric Substances) üzerinde veya bazen de içinde gerçekleşmektedir (Pedley, 2000). Bunlara ek olarak, mikrodetritik karbonatlar da bu yapışkan mukozamsı yüzeyde sabitlenmektedir. Örneklerimizde, fitoherm çatısı içerisinde mikrobiyolojik ajanların etkin olduğu çökelimler petrografik olarak pıhtı şekilli "trombolitik" mikrit laminalarında izlenmektedir. Buna karşın tamamen fizikokimyasal süreçler sonucu oluşan kalsit çökelleri ise iri spar saçaklarından meydana gelmektedir (Levha-I, Şekil 4).

Fitoherm bağlam taşı.- Bu tufa fasiyesi, iskeletsel stromatolitler tarafından oluşturulurlar ve tamamen, *Oscillatoriacean* siyanobakterisi ile ilişkili olarak oluşan çimento saçaklarından meydana gelirler. İri, detritik intraklastik tufa çökelleri ve onkoidler genellikle bu fitohermle birlikte oluşur (Pedley, 1990).

Antalya yöresinde bulunan fitoherm bağlam taşı fasiyesi, çok yaygın bir şekilde laminalanmış stromatolit benzeri tufa çökelleri ile karakterize

edilmektedir. Laminalanmış çökeller genellikle açık ve koyu renkli çiftler şeklinde olup, varv deseni göstermektedirler. Laminasyonlar, biyotik aktivitenin hızında mevsimsel olarak kontrol edilen farklılıklara bağlıdır (Chafetz ve diğerleri, 1991). Stromatolitik yaygılar çoğunlukla 50 santimetre ile 1 metre arasında kalınlıklara sahip asimetric tepelik, dom formunda birikimler oluşturacak şekilde birleşerek 3-4 metre çapa sahip olabilen tepelikler veya yumuşak eğimli topografyalar üzerinde 2-3 metreye varan, kalın, dalga şeklinde yığılımlar oluştururlar (Levha-I, Şekil 5).

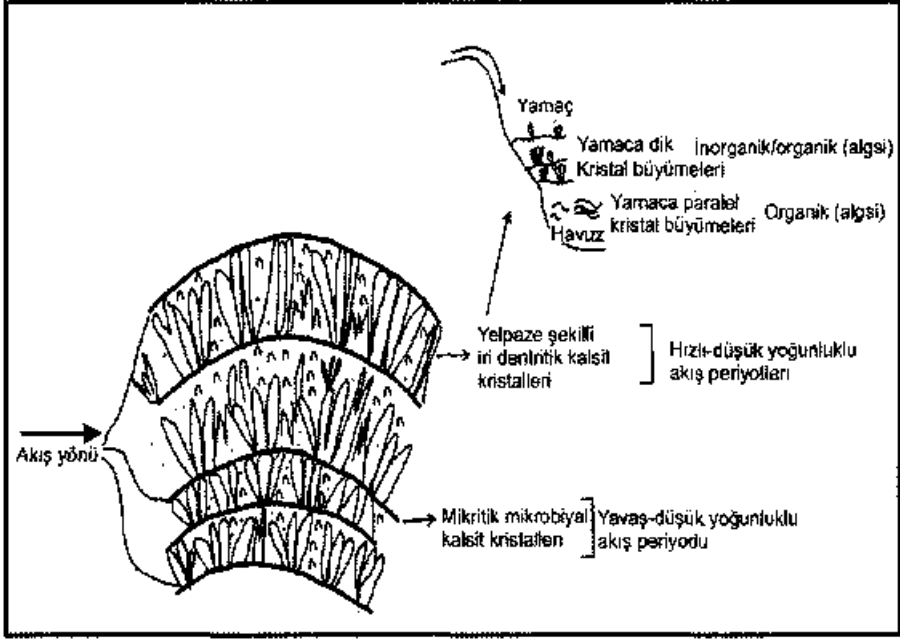
Arazi çalışmalarında, fitoherm bağlam taşı fasiyesinin iki farklı görünümde olduğu belirlenmiştir. Alt platodaki (Düden Platosu) fitoherm bağlam taşları, oldukça sert, mevsimsel böcek larvalarının oluşturduğu (Golubic ve diğerleri, 1994), bal peteğine benzeyen, oldukça gözenekli, açık renkli bir bant ile çok iyi pekişmiş mikritik tufaya benzeyen koyu renkli bant çiftlerinden meydana gelmiştir (Levha-I, Şekil 6).

Buna karşılık Üst plato (Döşeme altı platosu), oldukça sert çökellerin yanı sıra, dıştan bakıldığında alt platodaki fitoherm bağlam taşlarına benzer sert bir görüntüye sahip ancak çekiçle vurulduğunda kolayca dağılabilen, gevşek dokuya sahip çökelleri de bünyesinde barındırır (Levha-I, Şekil 7). Dışarıdan bakıldığında oldukça sert görünen bu fasiyes çekiçle vurulduğunda veya elde kolayca dağılabilen, kırılğan bir yapıdadır. Bu kesimdeki çökeller, biri açık diğeri koyu renkli olmak üzere iki banttan oluşan, yoğun mikrokristalin tabakalardan dışarı doğru çalı şekilli büyüme gösteren, radyal kalsit kristalleri içeren yaygı çiftlerinden meydana gelmişlerdir (Levha-I, Şekil 8). Fitoherm bağlam taşı fasiyesi, bazı yerlerde fitoherm çatı taşları üzerinde yama veya yastık şekilli olarak gelişmiş halde bulunabilir.

Fitoherm bağlam taşlarının Antalya tufası içerisindeki kökenleri henüz tam olarak açıklığa

kavuşmuş değildir. Glover ve Robertson (2003) çalışmasında bunlar büyük bölümü ile yatay, dalgalı ve dom yapılı algal yaygıların oluşturduğu stromatolitik tufa olarak tanımlanmıştır. Bu seviyelerin dış görüntüleri temel alındığında stromatolitik bir yapı göstermektedir. Bu nedenle makalemizde de saha görünümüne dayalı olarak, bunların genel tanımında stromatolitik benzeri tufa sözcüğü kullanılmıştır. Bununla birlikte Antalya tufası içerisinde önemli bir yer oluşturan Döşeme altı platosundaki fitoherm bağlam taşlarında gözlenen bu yapının büyük bölümü radyal büyümeli trigonal dentritik kalsit kristallerinden kurulmuştur. Bu şekilde üst üste gelişen kalsit kristallerinin oluşturduğu 50-150 mm. boyundaki demet topluluklarını birkaç mm-dm kalınlığında mikritik ara seviyeler ayırmıştır (Levha-II, Şekil 1).

Yer yer keskin kenarlı ve zikzak yapılı da olabilen bu tür dentritik kristallerin sıcak su veya soğuk kaynak alanları çevresinde kalsiyum karbonata aşırı doygun sular tarafından biyojenik veya biyojenik olmayan yollardan kristallendiği çeşitli çalışmacılar tarafından rapor edilmiştir (Jones ve Kahle, 1993; Jones ve diğerleri, 2000). Özellikle Varsak yöresine ait örneklerimizde kalsit demetlerinin morfolojik yapı ve düzenlenmelerinde biyojenik bir etkinin izlerine rastlanmamıştır. Bununla birlikte mikritik ara seviyelerdeki mikrodomsu yapılar yanında değişik boyuttaki boşluklar ve çok ince laminasyonlar, kuruma-büzülmeler ve gaz kaçma yapıları ile karakterize olan mikrobiyal biyofilimlere büyük benzerlik göstermektedir (Arp ve diğerleri, 1998). Bu özellikler açısından bakıldığında kalsit demetleri yüksek akış hızı periyotlarında yamaçlardan dökülen sulardan aşağı yukarı yamaç eğimine dik olarak kimyasal çökeltilme oluşmuşlardır. Düşük akış rejiminde azalan ve durgunlaşan su rejiminde ise mikritik çökelimler mikrobiyal filimler olarak kalsit demetlerinin üzerini örtmüştür. Ayrıca bu eğimli alanları sınırlayan durgun su havuzlarında da yanal büyümeli tufa oluşumları gerçekleşmiştir (Şekil. 4).



Şekil 4- Yanal ve düşey büyümeli stromatolitik tufaların oluşum modeli

Mikritik tufa.- Mikritik tufa Antalya traverten taraçaları içerisinde en geniş alanlarda ve en kalın olarak izlenen oluşumla temsil edilir. Genelde yamaç-şelale, havuz ve akarsu tufalarının tümünü örtecek şekilde gelişmiştir (Levha-II, Şekil 2). İçerisinde göl seviyesi değişimlerini yansıtan farklı düzeyler içerirler. Derin göl süreçlerini, oldukça masif, az gözenekli ve düşük oranda bitkisel katımlı mikritik tufa temsil eder. Sığ ve göl kıyısı ortamlarında bitkisel katılım yoğunlaşır (Levha-II, Şekil 3). Göl kuruma evrelerini ise kalış oluşumları ile birlikte değişik boyutta parçalanmış tufadan kurulu breşler temsil ederler (Levha-II, Şekil 4).

Çok ince karbonat minerallerinden oluşan bu fasiyes oldukça sert, çok iyi pekişmiş, mikritik kireçtaşlarına benzer bir görünüme sahiptir (Levha-II, Şekil 5). Mikroskopik özellikleri, göl ve havuz gibi enerjisi düşük su ortamını işaret eder. İçerdiği oldukça küçük boyutlu delikler, chara, ostrakod ve siyanobakteri liflerinin izleri olarak yorumlanabilir.

Kırıntılı tufa fasiyesleri

Fitoklastik tufa.- Bu çökeller tipik olarak alloktan, çimento kabuklu bitki parçalarından oluşur. Yapraklar ve taşınmış dal parçaları tane destekli bir doku oluştururlar. Fitoklastlar taşınma öncesi ve sırasında çimentolanmışsa da, parçalar genellikle taşınma sonrasında çimentolanmışlardır (Pedley, 1990).

Bu fasiyes, alloktan, kalsiyum karbonatla kabuklanmış bitki parçalarından oluşmuştur. Genellikle fitoherm çatı taşlarının bozunup taşınarak başka bir yerde tekrar çökmesi sonucu meydana gelmiştir. Tipik olarak yaprak ve bitki parçaları tane destekli doku oluşturacak şekilde çökler (Levha-II, Şekil 6, Şekil 7). Boyut olarak birkaç santimetreye ulaşan bitki parçaları, çoğunlukla ince, eğik alg yaygıları ile birlikte tane destekli çökelleri oluşturur. Ancak bu durumun yanı sıra parçalar, taşınma sırasında veya sonrasında çimentolanmış olabilirler. Antalya çökelleri döngüsel bir oluşuma sahiptir

ve lokal olarak tek bir birimin kalınlığı birkaç metreye ulaşabilmektedir. Fitoklastik tufa fasiyesi yüzey akıntıları, akarsu ve akarsu-göl sistemlerinde gelişmiştir. Akış hızına bağlı olarak değişik ölçekli çapraz tabakalanma, kanallanma ve derecelenme gibi yapılar gösterirler. Akarsu ortamında depolananlar içerisinde sürüklenmiş dal ve odun parçaları ile birlikte iri çakıl-kum boyutu aralığında litoklastlar yaygındır. Akarsu-göl ortamında fitoklastların boyutları belirgin derecede ufalarak intraklastik tufa fasiyesine geçiş yapar. Bu fasiyesin depolandığı birkaç metreden birkaç on metreye kadar yanal devamlılık gösteren kanallarda veya kenarlarında pizolit ve onkoid oluşumları gözlenir.

Onkoidal tufa. - Tufa ortamlarındaki tüm basık ve yarı küresel stromatolitler, siyanobakteriyel/çimento saçakları birliğiyle oluşmuştur. Bu oluşumların şekli, ortama hakim olan enerji tarafından kontrol edilir. Çok iyi küreselleşmiş formlar genellikle akarsu gibi hızlı akış koşullarında baskınken basık küresel formlar yavaş akış koşulları için tipiktir. Serbest şekilli büyüme formları ise durgun su koşullarını temsil eder (şekilli olanlardan düzensiz dallanmaya kadar meydana gelen büyümeler gibi) (Pedley, 1990). Bu oluşumların çekirdekleri genellikle, kırıntılı, odunumsu parçalardır. Çekirdekler yuvarlanarak silindirler oluştururlar.

Bazı onkoidler gastropod çekirdeklere sahip olabilirler. Silindirik olmayan formların çapları 4-150 milimetre arasında değişebilir. Genellikle tane destekli doku oluştururlar ve daha ince taneli olan intraklastik tufa ve mikritik tufa ile birarada bulunurlar (Pedley, 1990). Antalya yöresindeki onkoidal tufalar genellikle fitoherm bağlam taşları içerisinde bulunmakta ve baca veya su borularına benzer bir yapı sunmaktadır. Bitki parçaları veya ağaç gövdelerinden oluşan bir çekirdek etrafında biyotik metabolizma aktivitesi etkisinde gelişen tufa çökeliyi yer yer 5-10 santimetreye varan onkoidler meydana

getirmiştir (Levha-III, Şekil 1). Bunların yanında çok lokal olmakla birlikte tufalar içerisinde çok iri boyutlu (40-90 cm) onkoidal yapıların geliştiği gözlenmektedir. Bunlardan bir tanesi Varsak-Kızıllı arasındaki yol üzerindedir. Bir fitoherm bağlam taşı fasiyesinin alt bölümünde izlenen bu iri onkoidal oluşumlar, ufak fakat oldukça türbülanslı su akışına sahip bir şelalenin yamaç aşağısında yer alan çalkantılı havuzlarda şekillenmiş olmalıdır (Levha-III, Şekil 2).

Intraklastik tufa. - Bu fasiyes silt- kum boyu detritik tufa parçalarından oluşmuştur (Levha-III, Şekil 3). Durgun su ortamında, daha önce oluşmuş fitoherm çatı taşı fasiyesinin bozunarak, bu fasiyes etrafına veya başka yerlerde tekrar çökmesiyle meydana gelmişlerdir (Pedley, 1990). Bu bozunma normal aşınmayla meydana gelebileceği gibi, fitoherm çatı taşı fasiyesi üzerinde gelişen bitkilerin büyüme, köklenme süreçleriyle çökelleri parçalaması sonucu da oluşmuş olabilir. Intraklastik tufa fasiyesini oluşturan kırıntılar, flüviyal kanallardaki tane destekli dokuları oluşturmuş olup, akarsuların taşkın dönemlerinde de taşınmış olabilirler. Bu durumun yanı sıra destekli çatının bozunduğu durgun su ortamlarındaki fitoherm çatıtaşlarının etrafında da birikirler (Pedley, 1990). Çökeller onlarca santimetreye varan kalınlıklara sahip olabilir. Çoğunlukla merceksi bir yapı gösterirler.

Mikrodetritik tufa. - Çok ince sedimanlardan oluşan, mikritik bir fasiyestir. Kaynak tebeşiri olarak da adlandırılan bu fasiyes (Pedley, 1990), göl, havuz ve bataklıklarda oluşan çökellerin büyük çoğunluğunu kapsar. Yosun tepcikleriyle bağlantılı eğimler üzerinde ince, yaygın şekilli çökeller oluştururlar. Fitoherm çatı taşlarının içinde dolgu şeklinde bulunabilirler. İnce kesitte yapışız olarak görünebilirlerse de aslında çoğunlukla pıhtı görünümünü sunarlar. Kökenleri belirsizdir. Bir çok araştırmacı (örn. Viles, 1988; Pedley, 1990) bunların doğrudan sudan, fotosentez sırasında gerçekleşen hücre dışı kalsit çökeliyiyle

üretildiğini belirtmiştir. Genellikle karasal ve tatlı su gastropodları, chara ve ostrakod içerirler (Pedley, 1990),

Bu fasiyes çok iyi laminasyon dışında hemen hemen hiç yapı göstermeyen, beyaz renkli, çok ince taneli, pekişmemiş göl, havuz veya bataklık karbonatlarından oluşmuştur. Pekişmemiş, kalın, pudramsı halde bulunurlar. Antalya yöresinde bir çok yerde bulunan bu fasiyes, eğimli topografyaya sahip bölgelerde ince yaygılar şeklinde bulunurken, gölsel ortamlarda 7-8 metre kalınlığa sahip oldukça kalın karbonat yığışımaları şeklinde görülmektedir (Levha-III, Şekil 4).

Eski topraklar.- Tufa sistemleri, hidrolojik rejimdeki değişimlerle bağlantılıdır. Golubic (1969), tüm tufa çökelleri için, yapısal bir fazla başlayıp, erozyonel bir geri çekilme fazı ile sona eren flüviyal bir tufa döngüsü olduğunu belirtmiştir. Su tablasındaki birleşik düşümler genellikle tufa çökellerindeki pedokal toprak profili ile belirtilir. Genellikle en alt profil tufa blokları içeren derecelenmemiş tufadan oluşurken, üst profil humus açısından zengindir ve çoğunlukla akciğerli gastropodlar içerir. Bunlara ek olarak, eski topraklar değişik miktarlarda, litoklast olarak tanımlanabilen kirleticileri de bünyesinde bulundurur (Pedley, 1990).

Antalya yöresindeki karbonat açısından zengin eski topraklar, gölsel ve paludal tufa oluşumları ile birlikte bulunurlar (Levha-III, Şekil 5). Bununla birlikte fitoherm çatı taşları ve birincil tufa mağaraları içerisinde dolgu olarak yer almaktadırlar.

Pizolitik tufa.- Bu fasiyes, genellikle fitoherm bağlam taşlarının oluşturduğu çanak şeklini almış ufak havuzlarda veya gölsel mikrodetritik tufa içerisinde açılmış olan flüviyal kanallarda depolanmıştır. Yer yer mağara incilerine benzer bir oluşum sergilerler. Çapları 8-12 mm. Arasında değişen, sert, bezelye şekilli kümelerden meydana gelmişlerdir. Havuz tipli olanlar 40-60 cm boyutlu merceksi bir dağılımla sınırlıdır

(Levha-III, Şekil 6). Kanal tipliler ise birkaç on metrelik yanal yaydım gösterirler (Levha-III, Şekil 7). Daha önce oluşmuş, formasyon içi tufa parçalarının çekirdek olarak kullanılarak sargılanmış tanelerden oluşan bir fasiyestir. Tane morfolojisi, çekirdek şekline bağlıdır. Her bir pizolite ait kabuklar, çok iyi laminalanmış konsantrik zarflaşmalar gösterir. Bu pizolit oluşumlarının kökeni üzerine bir çalışma yapılmamış olmakla birlikte, petrografik özellikler açısından daha çok kimyasal çökelimli bir yapı gösterirler.

Formasyon içi konglomera.- Bu fasiyes, kötü boylanmış, tane büyüklükleri farklı fasiyesleri yansıtan, formasyon içi kökenli çakıllardan oluşmuştur. Kum-silt boyu detritik tufadan oluşan bağlayıcı matriks vardır (Levha-III, Şekil 8).

Benzer fasiyesler Özkul ve diğerleri (2002) de tanıtılmış ve fay önü depolanma sistemine bağlanmıştır. Antalya örneklerindeki saha verileri, formasyon içi konglomeralar ile tektonik hatlar arasında açık bir ilişki göstermemekle birlikte, bu olasılık ilerideki çalışmalarda ayrıntılı olarak irdelenecektir.

Paleontolojik bulgular

Tufa fasiyesleri içerisinde tatlı su makrofaunaları gözlenir. Fitoherm çatı taşı, fitoklastik tufa, intraklastik tufa ve mikritik tufa fasiyesleri içerisinde *chara*, ostrakod ve tatlı su gastropodları bulunmuştur. Bu canlılar sıç, tatlı su ortamlarına özgü canlılardır. Ayrıca fitoherm çatı taşı ve fitoklastik tufa fasiyesi bünyesinde, tufaların olduğu dönemde gelişmiş ağaçların yaprakları, baskı şeklinde korunmuş bir halde bulunmuştur.

SONUÇLAR

Bu çalışma başlangıcında literatür bilgilerine dayanılarak "traverten ve tufa" terminolojileri birlikte ele alınmış ancak, çalışmanın sonucunda, çalışılan alandaki kayaçların soğuk (ortam

sıcaklığına yakın su sıcaklığı) kaynak suyu ortamında oluştuğu ve bitki ve hayvan kalıntıları içerdikleri tespit edilmiş ve bu nedenle "traverten" değil "tufa" olabileceği sonucuna varılarak Antalya Tufaları olarak adlandırılmıştır. Traverten tanımının ise sıcak su koşulları altında çökelen oluşumları tanımlaması sebebiyle "Antalya Travertenleri" tanımının yanlış olduğu benimsenmiştir.

Dünyadaki bilinen en büyük tatlı su karbonat çökelim alanı olan Antalya tufa platosu, coğrafi bilgi sistemi çalışmaları sonucu belirlenmiş olan irili ufaklı 12 adet plâto sisteminden oluşmuştur. Bu 12 platonun 3 tanesi, Üst plato (Döşeme altı platosu), alt plato (Düden platosu) ve deniz altında bulunan ana platolar olup, diğer 9 tanesi ise büyük çoğunluğu Düden platosu bünyesinde olmak üzere üst ve alt platolar içerisinde bulunurlar (Bkz. Şekil 3).

Bu çalışma kapsamında terasların kökeni ile tufaların oluşum ortamları arasında bir ilişki kurulmuştur. Teraslar, paleotopoğrafyaya bağlı olarak gelişen şelale-göl sisteminin bir ürünü olarak şekillenmişlerdir. Paleotopoğrafyanın günümüz topografyasına benzer olduğu ve kalsiyum karbonat açısından aşırı doygun Kırkgöz kaynaklarından itibaren bu eski topografya üzerinde akan suların önce küçük üçüncül ölçekte şelale-göl sistemlerini teşkil ettiği, bu şekilde oluşan küçük sistemlerin de birleşerek ana plato ve ana platolar içerisindeki ikincil ve nihayetinde birincil ölçekli teraslan meydana getirdiği söylenebilir. Gerçekten de, Kurşunlu şelalesinde oluşan güncel tufaların jeomorfolojik yapıları incelendiğinde, Antalya tufa teraslarına büyük bir benzerlik sunduğu görülmektedir.

Bu çalışma sonucunda Antalya tufaları bünyesinde, akarsu, bataklık, göl ve şelale-baraj ortamlarında çökelmiş olan, on litofasiyes ayırtlanmıştır. Bunlar; 1. bitkilerin kalsiyum karbonatla kabuklanması sonucu oluşan fitoherm çatı taşı fasiyesi, 2. stromatolitik, varv şekilli tufa laminalarından oluşmuş fitoherm bağlam taşı

fasiyesi, 3. çok ince karbonat sedimanlarının yerinde çökmesi ile oluşmuş, sert, iyi konsolide olmuş mikritik tufa fasiyesi, 4. fitoherm çatı taşı fasiyesinin bozunması sonucu oluşmuş detritik tufalardan oluşan fitoklastik tufa fasiyesi, 5. fitoherm bağlam taşlarının içerisinde ve birlikte, Özellikle çalkantılı havuz ortamlarında oluşan ve genellikle silindirik bir şekle sahip onkoidal tufa fasiyesi, 6. kum ve silt boyu detritik tufalardan oluşan intraklastik tufa fasiyesi, 7. başlıca göl, havuz ve bataklık ortamlarında oluşmuş, çok ince taneli karbonat sedimanlarından oluşan, konsolide olmamış mikrodetritik tufa fasiyesi, 8. tufa döngüsünün erozyonal gerileme fazını yansıtan, karbonatça zengin toprakların oluşturduğu eski topraklar, 9. çığlayanların az yumuşak eğimli bölgelerinde ve akarsu kanalları içerisinde oluşmuş, sert, bezelye şekline benzeyen sargılı tanelerden oluşan pizolitik tufa fasiyesi ve 10. havza içi, küresel çakıllardan oluşan formasyon içi konglomera fasiyesidir. Pedley (1990)' in çalışmasındaki tufa sınıflaması temel alınarak yapılmış olan bu çalışmada, Pedley (1990) sınıflamasında yer almayan 3 yeni fasiyes tanımlanmıştır. Bunlar; mikritik tufa, pizolitik tufa ve formasyon içi konglomera fasiyesleridir. Ayrıca bu çalışmayla ilk kez, göl-akarsu-bataklık sistemi de kendi içerisinde sıç göl-derin göl-bataklık-kanal şeklinde alt ortamlara ayrılarak türbülanslı tufa, şelale-havuz gibi tufa çökelim ortamları incelenmiş, pizolitlerin oluşumunun çöküntü ve kanal şeklinde iki farklı şekilde gerçekleştiği, fitoherm çatıtaşlarının da yanıl ve düşey büyümeli olarak iki farklı tip de çökeldiği, tümünün algisi olmadığı sonuçları ortaya konmuştur.

Antalya tufa fasiyesleri belirtilen özellikleri göz önüne alındığına, dünyadaki diğer tufa çökelimlerinde de tanımlanabilen fasiyeslere benzer özellikler göstermektedir.

Aşırı doygun tatlı sulardan itibaren oluşan kalsiyum karbonat çökeli, geniş ekolojik koşullar altında gerçekleşir. Bu nedenle, oldukça fazla organizma ve bunların birlikleri bu oluşuma eşlik

eder. Tufalar, prokaryotlar kadar ökaryotları da içeren belli başlı bir çok biyolojik birlik çeşidi içerir. Bu organizmaların boyutları, çok büyük ökaryotları da içerecek şekilde oldukça geniş bir aralıktadır. Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, Antalya tufalarının çökeliminde mikrobiyal aktivitenin son derece etken olduğunu gözlenmiştir. Ayrıca tufalar bünyesinde, sığ, tatlı su koşullarında yaşayan *Chara*, ostrakod ve gastropod türleri de tespit edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın finansmanını sağlayan Akdeniz Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi'ne ve CBS çalışmalarındaki katkılarından dolayı Çevre Mühendisi Mustafa Yıldırım'a teşekkür ederiz.

Yayına verildiği tarih, 22 Şubat 2005

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunel, E., 1996. Pamukkale Travertenlerin morfolojik özellikleri yaşlan ve neotektonik önemleri, MTA 118, 47-64.
- Arenas, C., Gutierrez, F., Osacar, C. ve Sancho, C. 2000. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the Central Ebro depression, NE Spain. *Sedimentology*, 47, 883-909.
- Arp, G. Hofmann, J. ve Reitner, J. 1998. Microbial fabric formation in spring mounds ("Microbialites") of alkaline salt lakes in the Badain Jaran Sand Sea, PR China. *Palaios*, 13(6), 581-592.
- Burger, D. 1990. The travertine complex of Antalya / southwest Turkey. *Z. Geomorph.*, 77, 25-46.
- , 1992. Quantifizierung Quartärer subtro-pischer Verwitterung auf Kalk: das Beispiel Travertinkomplex von Antalya- Südwesttürkei, Gebrüder Borntraeger: Berlin, 25-46s.
- Chafetz, H. ve Folk, R.L. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 289-316.
- , Utech, N.M. ve Fitzmaurice, S.P. 1991. Differences in the $d^{18}O$ and $d^{13}C$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(6), 1015-1028.
- Darkot, B. ve Erinç, S. 1948. Aksu batısında Antalya traverten taraçaları. *İ.Ü. Coğrafya Dergisi*, 54-61.
- Denizman, C. 1989. Kırkgöz kaynakları ve Antalya traverten platosunun hidrojeolojik etüdü, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 145s. Ankara (yayınlanmamış).
- Ford, T.D. ve Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertines deposits of the world. *Earth Sciences Reviews*, 41, 117-175.
- Glover, C. ve Robertson, A. H. 1998. Role of regional extensional and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 15, 365-388.
- , ve — , 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya areas, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 1-30.
- Golubic, S. 1969. Cyclic and noncyclic mechanisms in the formation of travertine. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 17, 956-961.
- Vioiante, C. ve D Argenio, B. 1994. Travertine biota: A record of seasonal changes. Climate changes and hydrogeological hazards in the Mediterranean area, June 27th- 28th, 1994, Colombella, Perugia, Italy, 25-30.

- Guo, L. ve Riding, R. 1998. Hot- spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
- İnan, N. 1985. Antalya travertenlerinin oluşumu ve özellikleri, TMMOB Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 24(3), 31-37
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N. ve Keppens, E. 1999, Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sedimentary Geology*, 126, 75-95.
- Jones, B. ve Kahle, C.F. 1993. Morphology, relationship, and origin of fiber and dendritic calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(6), 1018-1031.
- , Renaut, R.W. ve Rosen, M.R. 2000. Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 586-603.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. ve Seto, K. 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(1), 31-44.
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçıçek, M.C. 2002. Denizli travertenlerinin petrografik özellikleri ve depolanma ortamları. *MTA Dergisi*, 125, 13-29.
- Özüş, S. 1992. Antalya travertenleri, hidrolojisi ve jeokimyası. Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 179s. Adana (yayımlanmamış).
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143-154.
- Pedley, H.M., 2000. Ambient temperature freshwater microbial tufas. Robert E., Riding, M ve Awramik, S M. (ed). *Microbial Sediments* da. Springer-Verlag, 331s.
- , Martin, J.A.G., Ordonez, S.D. ve Cura, G.D. M.A. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: Criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*, 50, 23-44
- Pentecost, A. 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. *Quaternary Science Reviews*, 14, 1005-1028.
- Planhof, X.D. 1956a. Contribution à l'étude geomorphologique de Taurus Occidental et de plaines bordieres. *Revue de Geographie Alpine*, 44, 609-685.
- .1956b. Position stratigraphique et signification morphologique des Travertins Subtauriques de L'Anatolie Sud- occidentale. Report of the IV International Congress on the Quaternary, Rome, 467-471.
- Şenel, M. 1997a. 1: 100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, İsparta K11 paftası, MTA yayınları, Ankara.
- , 1997b. 1: 100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Antalya L11 paftası, MTA yayınları, Ankara.
- Viles, H. 1988. *Biogeomorphology* Blackwell, Oxford, 365s.
- Wright, J.S. 2000. Tufa accumulations in ephemeral streams: Observations from the Kimberley, NW Australia. *Australian Geographer*, 31, 333- 347.

LEVHALAR

LEVHA-I

Şekil 1 - Kurşunlu Şelâlesi, şelâle- havuz sistemi.

Şekil 2- Fitoherm çatı taşı fasiyesi içerisinde baskı görünümlü yaprak.

Şekil 3- Fitoherm çatı taşı fasiyesinin saha görünümü. Boyları 50 santimetreye varan, çapları ise 0.2- 2 santimetreye arasında değişen bitkiler kalsiyum karbonatla sarılmıştır. Tane destekli yapı sunmaktadırlar.

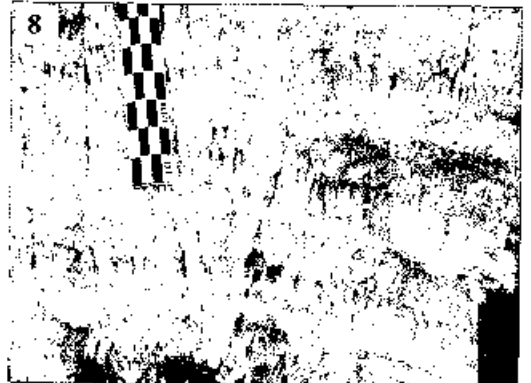
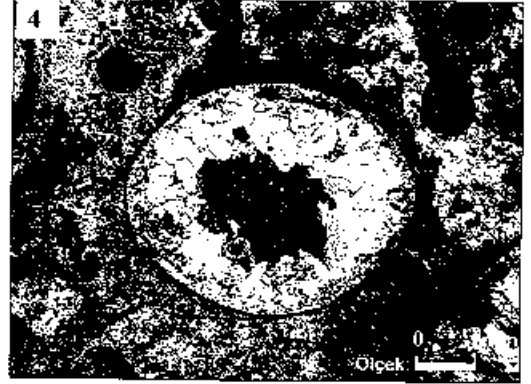
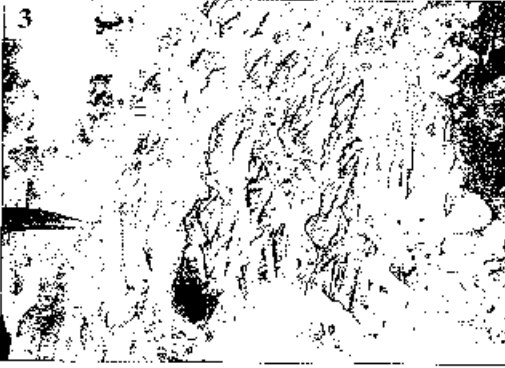
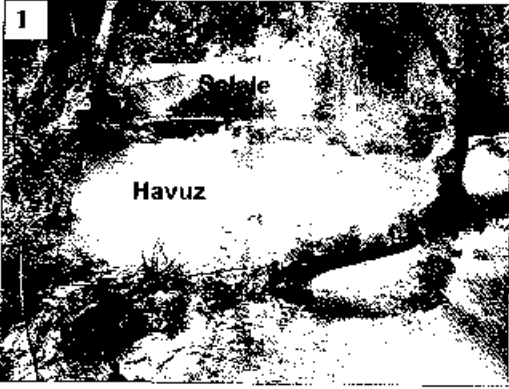
Şekil 4- Fitoherm çatı taşı fasiyesi oluşumunda etkin olan mikrobiyal aktivitenin izleri olan mikrit zarları ve fiziko-kimyasal süreçler sonucu oluşmuş kalsit sparı büyümeleri.

Şekil 5- Dikey ve yanal yönde büyüme gösteren fitoherm bağlamtaşı, Fbd: Dikey yönde büyüme gösteren fitoherm bağlam taşı fasiyesi, Fby: Yanal yönde büyüme gösteren fitoherm bağlam taşı fasiyesi.

Şekil 6- Fitoherm bağlam taşlarını oluşturan açık- koyu renkli bant çiftleri.

Şekil 7- Döşeme altı plâtosundaki fitoherm bağlam taşı fasiyesinin saha görünümü.

Şekil 8- Fitoherm bağlam taşlarını oluşturan bantlar içerisinde, yukarı yönlü, çatı şekilli, mikrokristalin kalsit büyümeleri.



LEVHA-II

Şekil 1 - Stromatolitik tufalarda organik ve inorganik yapıların mikroskop görüntüsü, Ml: Mikrobiyal lâminasyonlar, Zr: Zigzag tipli radyal kalsit demetleri.

Şekil 2- Varsak civarında gözlenen farklı tufa fasiyeslerinin yanal ve düşey ilişkileri. Mt: Mikritik tufa, Ft: Çapraz tabakalı fitoklastik tufa, Fç: Fitoherm çatı taşı, Pk: Pizolitik kanal dolguları.

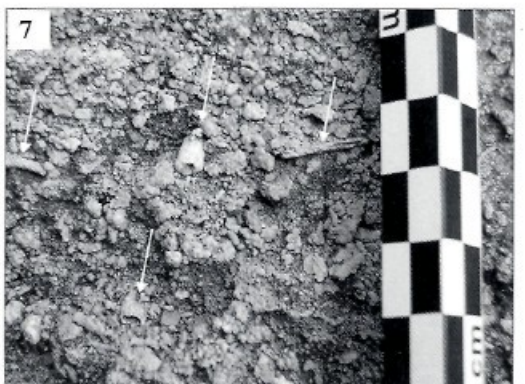
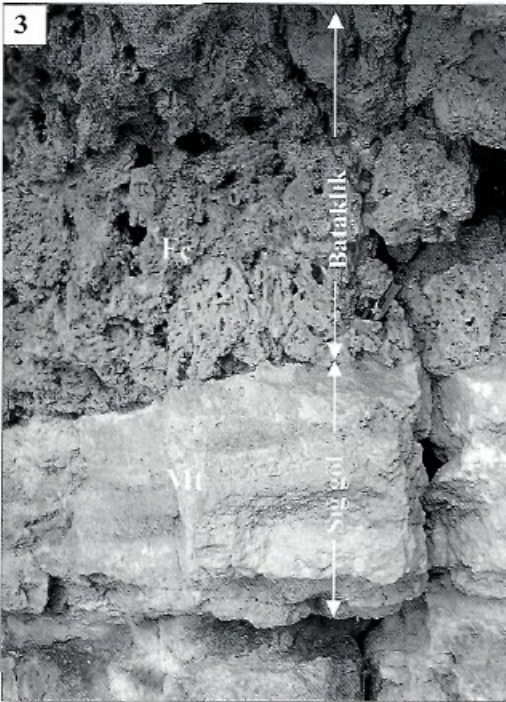
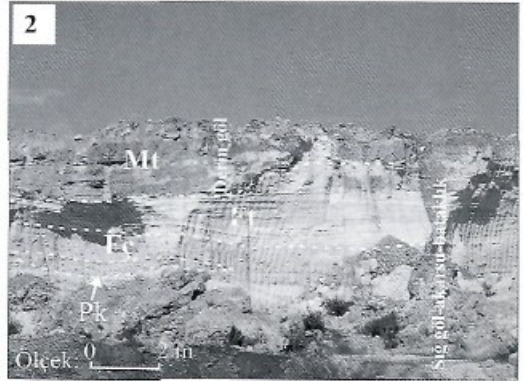
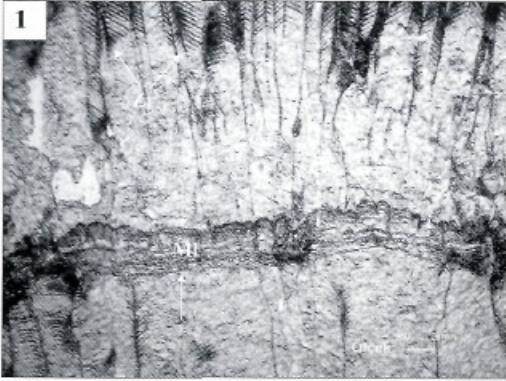
Şekil 3- Göl seviyesindeki ani değişime bağlı olarak gelişen bitkisel katılım sonucu mikritik tufa fasiyesinin fitoherm çatı taşma geçişi görülmektedir. Fç: Fitoherm çatı taşı, Mt: Mikritik tufa.

Şekil 4-Göl kuruma evrelerini temsil eden kalış oluşumları ve tufa breşleri. Fb: Fitoherm bağlam taşı (? Stromatolitik), Tb: Tufa breşleri (? Kalış).

Şekil 5- Mikritik tufa fasiyesinin saha görünümü. Çok iyi pekişmiş olan bu fasiyes, mikritik kireçtaşlarına benzer bir görünüm sunmaktadır. Mt: mikritik tufa.

Şekil 6- Fitoklastik tufa fasiyesi. Fitoherm çatı taşı fasiyesinin bozunması ile oluşmuş kalsiyum karbonat sargılı fitoklastlar, kum- silt boyu çimento ile bağlanmış halde.

Şekil 7- Fitoklastik tufa fasiyesi- Tanelerin % 80'i fitoklastlardan oluşmuştur.



LEVHA-III

Şekil 1- Rtoherm bağlam taşı içerisinde onkodial tufa.

Şekil 2- Fitoherm bağlam taşı (Türbülans tipli stromatolitik tufa, Fb), Ot: Onkoidal tufa.

Şekil 3- İntraklastik tufa- fitoklastik tufa ardalanması. İ: intraklastik tufa, Ft: fitoklastik tufa.

Şekil 4- Mikrodetritik tufa fasiyesi. Pudramsı bir yapıya sahip olan bu oluşumlar, büyük olasılıkla bir göl veya havuzun merkez kısımlarında çökelmiştir.

Şekil 5- Eski topraklar. P: Eski toprak.

Şekil 6- Havuz tipi Pizolitik tufa fasiyesi. Fitoherm bağlamtaşı fasiyesi içerisinde oluşmuş, küresel, bezelye şekilli sargılı taneler içerir.

Şekil 7- Kanal tipi pizolitik tufa (Pk), Ft: Fitoklastik tufa, Mdt: Mikrodetritik tufa.

Şekil 8- Formasyon İçi konglomera. Tufa çakılları, kum-silt boyu, intraklastik tufa oluşumlarını bağlayıcı malzeme olarak kullanmış.

