

V. ÇEVİRİLER



TOPRAK HAVALANMASI (1)

Çeviren: İbrahim DEMİRALAY (2)

ÖZET

Topraklarda gaz difüzyonunun son modelleri toprak strüktürünün etkilerini hesaba almışlardır ve agregatlar içerisinde anaerobik zonların gelişmesini açıklarlar. Agregat büyüklükleri genellikle log-normal dağılımlar göstermektedirler. Killi topraklarda anaerobik koşullar büyük agregatlarda uzun süre devam eder, fakat anaerobik hacimlerin kantitatif tesbiti ıslak topraklarda oksijenin difüzyon katsayısı değerindeki kararsızlık yüzünden karmaşıkmaktadır.

Toprak havalanmasının ölçülme yöntemleri ve tarla çalışmalarının sonuçları özetlenmektedir. İklim faktörlerinin kültüvasyon veya sıkışmadan daha fazla etkiye sahip oldukları ve drenajın en ağır topraklarda az düzelme sağladığı tesbit edilmektedir. Bu koşullar altında denitrifikasyon yolu ile önemli miktarlarda nitrojen kayıpları vuku bulur ve etilen gibi fizyolojik bakımdan aktif bileşikler önemli konsantrasyonlarda açığa çıkarlar.

GAZ DİFÜZYONU YOLU İLE TOPRAK HAVALANMASININ TEORİLERİ

Toprak Strüktürün önemi

Toprakta gaz difüzyonunun eski matematiksel uygulamaları (örneğin, Penman, 1940; ve van Bavel, 1951), fiziksel koşulların herhangi bir kombinasyonu için tek bir difüzyon katsayısı ile, toprağı homojen bir gözenekli ortam olarak muamele etmişlerdir.

Currie (1965), bu yaklaşımı tahditleyen hususları ortaya koymuştur: "... Toprakların çoğı gözenek dağılımında heterojenlik gösterirler. Örneğın, iyi gelişmiş bir doğal ped strüktüre sahip toprak ve granülleri (crumbs) ve kesikleri ile kültür toprakları, daha devamlı bir granüllerarası gözenekler sistemi ile ayrılan belirgin granül göze-

(1) Smith, K. A. 1977. Soil aeration. Soil Sci. 123: 284-291.

(2) Atatürk Üniversitesi, Ziraat Fakültesi, Toprak İlimi Bölümü Doçenti.

nekleri zonlarına sahiptirler.... Paketlenmiş (veya istiflenmiş) toprak granüllerinde difüzyon ölçmeleri göstermektedir ki, paket içerisinde difüzyon bakımından granüllerarası gözenekler granülüçi gözeneklerden daha etkilidirler... Onun için, heterojen topraklarda derine difüzyon tercihen granüllerarası gözenekler içerisinde yer alacak, ancak solunum mahallerine tamamen veya kısmen su ile doymuş granülüçi gözenekler içerisinde geçerek varılacaktır. Böyle bir bimodel gözenek dağılımına sahip olan topraklarda havalanma modelini açıklamak isteyen herhangi bir girişim granüllerin bizzat içerisinde gaz difüzyonu hakkında bazı bilgiye ihtiyaç gösterir”.

$$r^2 - 3r_o^2 + (2r_o^3/r) = (6D_aCS)/Q \quad (1)$$

Burada; r = agregatın yarıçapı, r_o = agregatın merkezindeki anaerobik zonu yarıçapı, D_a = agregat içerisinde oksijen difüzyon katsayısı, C = agregatın hemen dışında oksijen konsantrasyonu, S = oksijenin suda erirliği ve Q = toprak tarafından oksijenin alınma nisbeti'dir. Belli bir C değeri için merkezinde bir anaerobik zona sahip olabilen en küçük agregatın yarıçapı, $r = r_c = (6D_aCS/Q)^{1/2}$ olduğunda $r_o = 0$ 'dır.

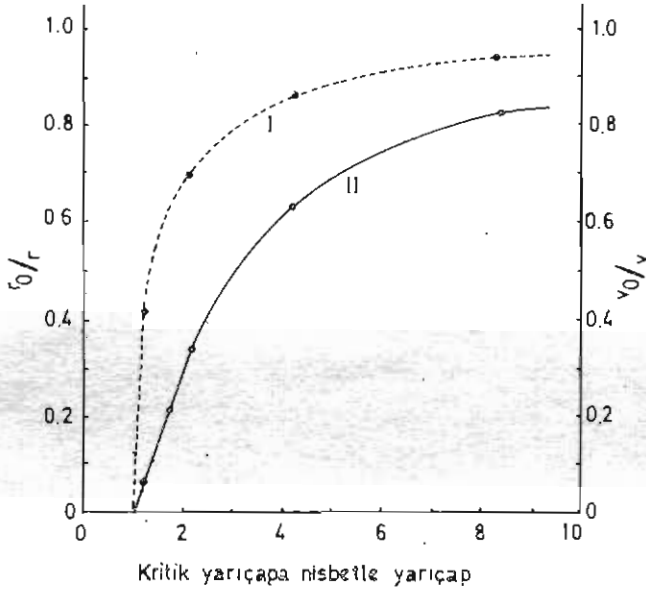
Currie (1961) profil içerisinde kısmen anaerobik agregatların mevcudiyetinde toprakta ortalama solunum aktivitesinin azaldığına da işaret etmiştir. Zira, tüm olarak toprağın havalanması bozuk olsa bile belli bir derinlikte agregatlar arasında oksijen konsantrasyonu anaerobik zonların bulunmayışı durumundan daha yüksek olabilmektedir.

Greenwood (1961) ve Currie (1961) su ile dolu toprak agregatlarının merkezlerine doğru oksijenin radyal difüzyonunu açıklayan anlatış yollarını ortaya koydular. Böylece; yarıçapı, harici oksijen konsantrasyonu, difüzyon katsayısı, oksijenin çözünürlüğü ve solunum oranının hepsi bilindiğinde bir küresel agregatın ne kadarının anaerobik olacağını tahmin etmek mümkün olmuştur. Bu parametrelerin herhangi belli değerleri için, bir kritik agregat yarıçapı vardır. Bunun altında bir büyüklüğe sahip agregatlarda hiç anaerobik zon oluşmaz. Bu kritik değer in üstünde ise anaerobik zonu yarıçapı agregat yarıçapı büyüdükçe süratle artar (Şekil 1). Bu yarıçaplar arasındaki ilişki aşağıda verilmektedir:

İyi gelişmiş bir strüktüre sahip ince bünyeli topraklarda, su esasen nisbeten geniş agregatlararası gözeneklerde hareket eder. Bu yüzden, bir doymuş toprağın drenajı profilin aşağılarına oksijen difüzyon nisbetinde büyük bir artışa yol açar, fakat agregatlar içerisinde difüzyon nisbetini başlangıçta değiştirmez. Onun için toprakta anaerobik durumun derecesi esasen agregatların büyüklüğüne bağlı olacaktır.

Agregat büyüklük dağılımı

Anaerobik zonların büyüklüğünün hesaplamalarının tarla koşullarında agregat büyüklüğü dağılımı hakkında bilgiye ihtiyaç gösterdiği açıktır. İyi ki Gardner (1956) 200'den fazla büyüklük dağılımlarının (çoğunlukla Amerikan toprakları için eleme ile elde edilen ağırlık-fraksiyonları) çoğunun logaritmik - normal dağılımlar göster-



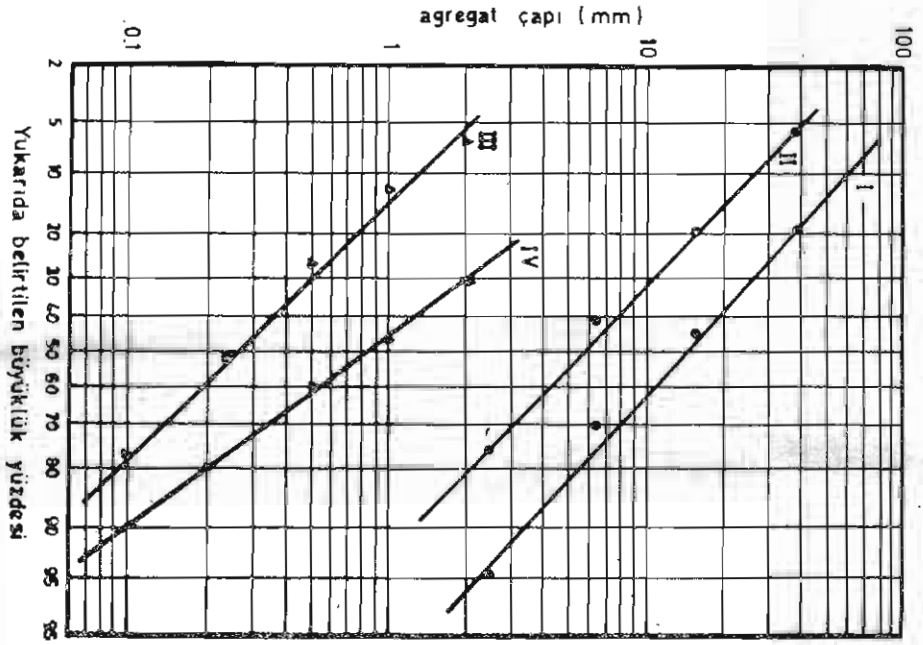
Şekil 1. Agregat büyüklüğü ve agregat hacminin anaerobik fraksiyonu arasındaki ilişki (Currie 1961'den alınmıştır). I: r_0/r , II: $(r_0/r)^3 = v_0/v$.

diklerini veya ona yakın olduklarını bulmuştur. Allmaras ve ç.a. (1965) da işlenen yüzey topraklarına ait doneler ile aynı ilişkiyi elde etmişlerdir. Gardner, van Bavel (1950)'ın bir toprak örneği 8 mm. lik bir elekten geçirildikten sonraki agregatların büyüklük - dağılımını kullanmıştır. Russel ve Tamhane (1940), Rothamsted'de, maksimum kesek büyüklüğünde böyle herhangi keyfi bir sınırlandırma yapmaksızın büyüklük - dağılımlarını ölçmüşler ve ortalama büyüklük daha büyük olmakla beraber çok benzer bir ilişki elde etmişlerdir (Şekil 2). Buradan log-normal dağılımın çok farklı orijinli

topraklara uygulanır oluşu ortaya çıkmaktadır.

Log - normal dağılımların bir karakteristiğidir ki, agregatların ağırlıkları böyle bir dağılım gösteriyorlarsa agregatların adetleri de aynı şekilde dağılım gösterirler (Hatch, 1933). Ancak "ortalama yarıçap" bu iki halde farklı değerler gösterir. Şayet agregatlardan oluşan materyal üniform densiteye sahipse, hacimler dağılım ağırlıklar dağılımına özdeştir ve dolayısıyla her iki parametre için "ortalama yarıçap" aynıdır. Toplam hacmin yarıçapı r olan agregatların oluşturduğu v_c fraksiyonu aşağıdaki formül ile verilir :

$$v_r = \frac{1}{\sigma r \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ \frac{-(\log r - \log \mu)^2}{2\sigma^2} \right\} \quad (2)$$



Şekil 2. Agregat büyüklüklerinin log-normal dağılımı, linear logaritmik ihtimaliyet grafiklerine dönüştürülmüş olarak.

I, II: Russell ve Tamhane (1940) tarafından Rothamsted'de sırası ile tarla ziraatı ve organik maddece zengin bahçe ziraatı yapılan killi tınlı topraklar için elde edilen doneler esas alınmıştır.

III, IV: Van Bavel (1950) tarafından Iowa'da sırası ile mısır ve çayır salkım otu (bluegrass) altındaki Clarion siltli tını için elde edilen doneler esas alınmıştır (Gardner, 1956'dan alınmıştır.)

ve $r = 0$ ile $r = R$ büyüklük aralığındaki hacim fraksiyonu V_R aşağıdaki

$$V_R = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_0^R \frac{1}{r} \exp \left\{ \frac{-(\log r - \log \mu)^2}{2\sigma^2} \right\} dr \quad (3)$$

ki burada $M =$ ortalama yarıçap ve $\sigma^2 =$ varyans tır.

Difüzyon katsayıları

Su ile doymuş toprak agregatları içerisindeki anaerobik durumun derecesi bu koşullar altında oksijen difüzyon katsayısı olarak verilen değere bağlıdır. Bununla beraber, literatürde

formül ile verilir:

oksijenin difüzyon katsayısının değerine ilişkin önemli ölçüde uyumsuzluklar vardır. Örneğin, Currie (1961) nin agregatlar içerisinde gazların difüzyon katsayısı (D_a) için yaklaşık değerleri, çok kuru agregatlar için $10^{-2} \text{ cm}^2 \text{ sn}^{-1}$ den tamamen su ile doymuş agregatlar için $10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sn}^{-1}$ 'e kadar değişirler ki bu sonraki değer Greenwood ve Good-

man (1964) tarafından elde edilenden 10 defa daha az idi. Currie (1965), agregat poroziteleri 0,25 ile 0,41 arasında değişen sekiz toprak için D_a/D_o m 0,025 ile 0,156 arasında değiştiğini bulmuştur (D_o = serbest havadaki difüzyon katsayısıdır). Strüktürel karmaşıklık ve porozite ve difüzyon katsayısı arasında Currie nin ilişkisinin geçerli olduğu varsayıldığında ve "serbest su" içerisindeki difüzyon katsayısı (D_w) için $2,38 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sn}^{-1}$ olarak Millington'un değeri kullanıldığında, su ile doymuş toprak için D_a ($0,025 \times 2,38$) $\times 10^{-5}$ ile ($0,156 \times 2,38$) $\times 10^{-5}$ veya $0,6 \times 10^{-6}$ ile $3,7 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sn}^{-1}$ arasında değişir. Daha küçük olduğunda anaerobik merkezin gelişmediği kritik yarıçap r_c , (D_a)^{1/2} ile değişir. Buradan, D_a 'nın hesaplanan değerindeki 10 misli bir azalma r_c 'de yaklaşık 3 misli bir azalmaya

tekabül eder ki, herhangi belli koşullar seti altında anaerobik durumun derecesinde bir artış ile sonuçlanır.

Agregat - büyüklük dağılımlarına ait doneler, ortalama büyüklükten çok daha büyük agregatların bulunmasının anormal olmadığını göstermektedirler. Bu gerçek, killi topraklarda agregatların aralarındaki çatlaklar drene olduktan sonra gerçekte uzun süre su ile doymuş durumda kalmaları ihtimali ile birlikte (Avery, 1964; Thomasson ve Robson, 1967), anaerobik proseslerin sadece tüm profilin su ile doymuş olduğu kısa sürelere şamil olmadığını fakat münferit strüktürel üniteler içerisinde çok daha uzun süreler devam ettiğini göstermektedir. Bu anaerobik koşulların bitki büyümesi bakımından önemi toplam toprak hacminin etkilenen fraksiyonuna bağlı olacaktır.

TOPRAK HAVASININ TARLA ÇALIŞMALARI

Oksijen konsantrasyonları ve anaerobik durum belirtileri.

Denchworth serilerinin bir killi toprağında, kısa aralıklarla tesis edilen büz drenler alttan toprak işleme ile birlikte 5, 30 veya 60 cm. derinlikte toprak havasının bileşiminde önemli bir etki göstermemiştir. Mukayese edilebilir bir tekstüre sahip Evesham serilerinin bir toprağında, alttoprağın havalanması, ilkbahar ve yazın, büz drenlere 2 m. den daha kısa mesafelerde 20 m. uzaklıktan bir miktar daha iyi idi, fakat başka türlü önemli bir fark yoktu (Smith ve Dowdell, 1974).

Hububat bitkilerinin sürülmeden doğrudan mibzer ile ekildiği parsellerde

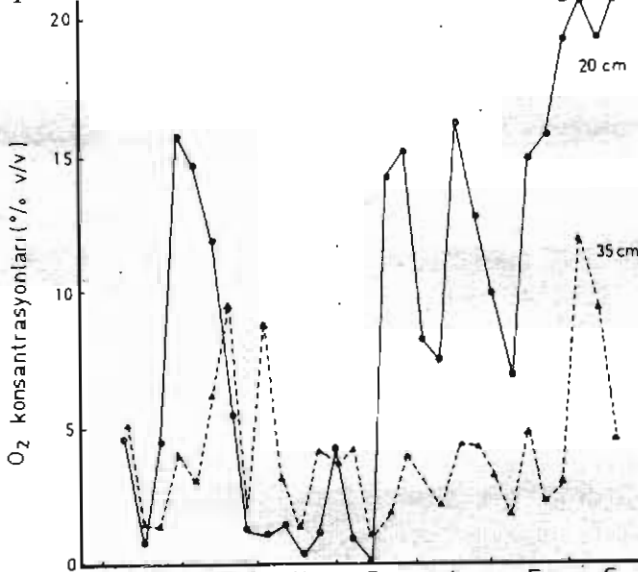
geleneksel yolla sürülen parsellerdekinden daha düşük oksijen seviyeleri ve daha yüksek karbonhidroksit seviyeleri bulunmuştur (Smith ve ç. a., 1974; Bell ve Holmes, 1974). Bununla beraber, mevsimlik yağmur yağışındaki varyasyonlar kültüvasyondaki farklılıklardan daha büyük etkiler göstermişler ve oksijen konsantrasyonları 1973-1974 ve 1974 - 1975 kışlarında daha kuru geçen 1972 - 1973 kışındakinden çok daha düşük olmuştur (Dowdell ve Crees, 1976). Tekerleklerin geçmesinin sebep olduğu toprak sıkışması, direkt mibzerle ekilen ve pullukla sürülen arazinin her ikisinde toprak havasında etilen seviyelerini artırmıştır. (Smith ve ç. a. 1974). Genellikle iyi havalanan

profillerde toprak havasının bileşimi kısa mesafelerde büyük ölçüde değişmiş ve etilen ve diazot monoksit-gibi anaerobik unsurlara sık sık rastlanmıştır (Dowdell ve ç. a., 1972; Smith ve Dowdell, 1974). Toprak strüktürünün gaz difüzyonu üzerine etkisi bu farklılıkların en muhtemel nedenidir ki, bunun sonucu olarak anaerobik mikrobiyal aktivitenin karakteristik ürünlerinin dışarıya sızabildiği profil boyunca gelişigüzel dağılmış anaerobik zonlar yer almaktadır. Burford ve Stefanson (1973)'de Avustralya topraklarında denitrifikasyon çalışmalarından benzer sonuçlara ulaşmışlardır.

Evesham ve Denchworth serilerinin ağır bünyeli toprakları, İngiltere'nin esasen çayır ve kışlık buğday yetiştirilen geniş taban arazi alanlarını karakterize ederler. Senenin çoğu aylarında çok düşük nem tansiyonları hüküm sürer (Webster ve Beckett, 1972; Thomasson ve Bullock, 1972) ve topraklar uzun süreler anaerobiktirler.

Alt toprakta böyle koşullar ilkbaharda bitki büyümesinin başlangıcından oldukça sonraya kadar kış uykusu periyodundan fazla sürer ve yağışlı yıllarda veya yapay derenajın yetersiz olduğu yerlerde olumsuz koşullar yüzeyin birkaç cm. sine kadar uzanır. Stirling serileri gibi İskoçya taban arazilerinin ağır topraklarında da benzer durum mevcuttur (Laing, 1976).

Yüksek arazi topraklarında hatta daha ekstrem koşullar vukubulabilmektedir. İskoçya'nın sınırlar bölgesinde orman altında pitli gley ve yüzey-suyu gley topraklarda ve bir pitli gleyli podzolda havalanmanın büyüme mevsiminin (Nisan - Eylül) çoğunda veya tümünde çok kötü olduğu bulunmuştur. Genellikle, taban suyu derinlikleri ve nem tansiyonlarının arttığı bir zaman olan Haziran ve erken Temmuzda havalanma en kötü olmuştur (Şekil 3). (Smith, 1976). Bu, sıcaklıklar artarken köklerin ve mikroorganizmaların artan oksijen



Şekil 3. Sınırlar bölgesinde, Newcastleton ormanında bir pitli gley toprakta iki derinlikte oksijen konsantrasyonları.

talebinin toprağın hava geçirgenliğindeki artışa ağır bastığına işaret etmektedir. Havalanma demirpekişmiş katının altında üstüne nazaran daha iyi bulunmuştur. Bunun nedeni, muhtemelen pekişmiş katın üstündeki çok ıslak anaerobik tabakanın yan tarafından vukubulan bazı çatlaklardan nüfuz eden hava olabilir.

Havalanmayı ölçme yöntemleri

Russell ve Appleyard (1915), gaz analizinin klasik absorpsiyometrik yöntemlerini kullanarak, tarla bitkileri ziraati yapılan bir toprakta oksijen ve karbondioksit konsantrasyonlarındaki değişmeleri ölçmüşlerdir. Buna karşılık, bu yazının önceki kısmında sözü geçen tüm son çalışmalarda gazlar gaz kromatografisi ile tayin edilmişlerdir. Platin elektrod da toprak oksijenin ölçülmesinde kullanılmıştır. Örneğin, Armstrong (1967, 1972) bataklık bitkilerinin köklerinden su altındaki toprağa oksijen difüzyonunu ölçmede platin elektrod kullanmıştır. Elektrod yöntemi, akımın çözeltilerdeki oksijen konsantrasyonuna bağlı olduğu su ile doymuş koşullarda tatmin edici bir şekilde çalışır. Elektrod yöntemi aynı zamanda gaz kromatografik analiz için lüzumlu olandan daha az karmaşık ekipmana ihtiyaç gösterir (Smith ve Dowdell, 1973; Smith ve ç. a., 1976; Hall ve Burford, 1975). Bununla beraber, akım-konsantrasyon ilişkisi doymamış ortama uygulanmaz (McIntyre, 1970). Zira, yöntem böyle koşullar altında güvenilir sonuçlar vermez.

Denitrifikasyon

Nitrat olarak toprakta mevcut azot, anaerobik koşulların geliştiği hal-

lerde denitrifikasyon yolu ile kaybedilebilir. Nitrat mikroorganizmalar tarafından diazot monoksit ve azot gazına redükte edilir ki bunlar profil dışına sızabilmektedirler. USA'da ve Hollanda'da nitrojen - dengesi çalışmaları, izotopik olarak etiketlenmiş nitrojen kullanılarak, bu kayıpların son derece değişken olduğunu ve gübre olarak uygulanan nitrojenin üçte biri veya daha fazla olabildiğini göstermişlerdir. Allison (1965) ifade etmiştir ki "denitrifikasyon büyük ölçüde zayıf strüktüre sahip çok ince tekstürlü toprakların, drenajı kötü olan toprakların ve aşırı yağış periyodları esnasında orta veya ince tekstürlü toprakların bir problemi'dir". Bu karakteristiklere sahip Britanya topraklarından gaz halinde kaybolan nitrojen miktarlarının henüz tesbit edilmemiş olmasına rağmen, bizim koşullarımız altında denitrifikasyon yolu ile önemli kayıpların vukubulduğu yönünde bazı belirtiler mevcuttur (Shaw, 1962).

Arnold (1954), toprak atmosferindeki diazot monoksidi kırmızı ötesi spektroskopisi ile ölçerek, tarlada denitrifikasyonu ilk gösteren idi. Çok daha yakında diazot monoksidi ölçmek için gaz kromatografik yöntemleri kullanılmıştır (Dowdell ve Smith, 1974; Smith ve Hall, 1974; Hall ve Burford, 1976). Bununla beraber, gaz halinde kaybedilen toplam nitrojen miktarının hesaplanması için sadece diazot monoksidin ölçülmesi yeterli değildir. Zira, diazot monoksit mikrobiyal redüksiyon prosesi içerisinde ara yerde oluşan bir üründür ve anaerobik aktivite mahalinden uzaklaşmadığı takdirde nitrojene redükte edilir. Stefanson (1972). Avustralya'da açığa çıkan N_2/N_2O oranının;

nitrojenli gübre tipine, bitkinin tabiatına ve toprak su miktarına bağlı olarak 0,06 ile 130 arasında değiştiğini göstermiştir. Yakında Focht (1974), Kaliforniya'da, hava - dolu porozite (ve dolayısıyla N_2O 'nun kaçma kolaylığı) azaldıkça N_2/N_2O oranında çok büyük bir artış olduğunu gösteren bir kinetik model yayınlamıştır. Onun için, denitrifikasyon yolu ile toplam kayıpların herhangi tesbiti açığa çıkan N_2 ve N_2O 'nun her ikisinin ölçülmesini içermelidir. Genel olarak, Britanya'nın taban arazi ağır killi toprakları N_2 'ye redüksiyonun muhtemelen hakim olduğu koşullara sahiptirler. Zira, yılın büyük bir kısmında çok düşük hava - dolu poroziteler ve bunun sonucu olan düşük gaz difüzyon nisbetleri hüküm sürerler.

Etilen ve fizyolojik olarak aktif diğer unsurların oluşması

Su ile doymuş topraklarda mikroorganizmalar tarafından fizyolojik olarak aktif gazların oluşması, bu koşullar altında anormal bitki büyümesi için bir sebep olarak yaygın bir şekilde gösterilmiştir. Etilen, karbondioksit, metan, hidrojen sülfür, gaz halinde yağ asitleri, alkoller, ketonlar ve aldehytlerin kök büyümesi, tohum çimlenmesi ve toprak mantarları ve bakterilerinin büyümesi üzerine etkilerinin hepsi araştırılmıştır.

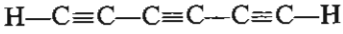
Etilen, bir doğal bitki hormonu oluşu sebebiyle (Abeles, 1973'e bak) özel öneme sahiptir ve 0,01 ppm. konsantrasyonda bile, kök büyümesi ve tohum çimlenmesini etkiler. Tarla topraklarında çok daha yüksek konsantrasyonları tesbit edilmiştir (Smith ve Russell, 1969; Dowdell ve ç.a., 1972;

Smith ve Dowdell, 1974). Toprakta oluşan etilen su ile doymuşluk geriliminin bir sonucu olarak bizzat bitkide oluşan etilen ile takviye edilebilir (Jackson ve Campbell, 1975). bitki türleri köklerinin etilene hassasiyeti bakımından büyük ölçüde farklıdır (Smith ve Robertson, 1972) ve bu varyasyonlar bitkilerin bilinen su altında kalmaya hassasiyetleri ile ilişkilidirler.

Cemakan toprağı tarafından açığa çıkarılan etilen bir biyokimyasal prosesde olduğu tarzda sıcaklık ile artmakta, tarla topraklarında konsantrasyonlar çok daha hızlı bir şekilde artmaktadır (Şekil 4) ve bu husus içerisinde etilen oluşan anaerobik zonların hacmindeki bir artışa atfedilmiştir (Smith ve Dowdell, 1974).

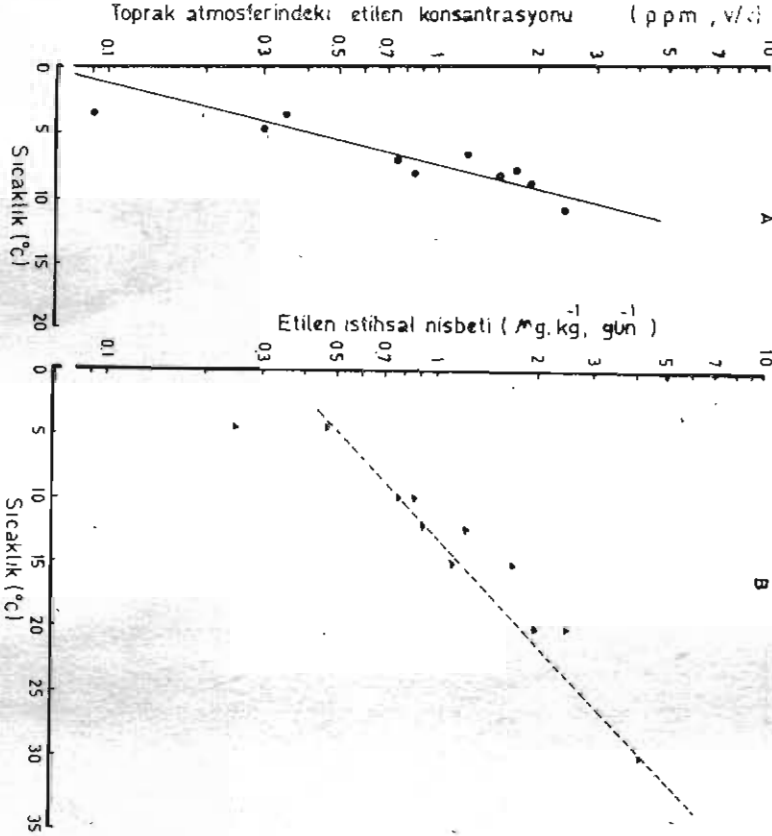
Lynch (1972) topraktan etilen oluşturan bir mantar (*Mucor hiemalis*) ve iki maya izole etmiş ve mantar tarafından oluşturulmasının methionin ve glikoz mevcudiyetinde olduğunu bulmuştur. A. M. Smith (1974), Avustralya'da, etilenin mantarsal bir unsur olduğu esas alındığında, *Mucor*'un bir esas kaynak olmasının muhtemel olmadığını ileri sürmüştür. Ancak, Lynch (1975) bunun aksini doğrulayan buluşlarını yayınlamıştır. Sadece etilen değil, aynı koşullarda karakteristik olarak bulunan diğer hidrokarbonlar da karbon hidratların anaerobik fermentasyonunun ana ürünlerinden oluşmaktadır. (Godlass ve Smith, 1976).

Modern analitik teknikler ile daha başka biyolojik aktif bileşikler keşfedilmektedirler. Örneğin, Glen ve ç. a., (1966) bir mantar kültüründen çıkan gazlar içerisinde aktif inhibitor'un hekza 1-3-5 triyne olduğunu bulmuşlardır:



Bu, eğer herhangi bir miktarda akümüle olursa, patlayıcıdır. Muhtemeldir ki bitkiler ve mikroorganizmalar arasındaki bazı interaksiyonlar toprak

havasındaki kimyasal unsurlar tarafından kontrol edilmektedirler ve bunların konsantrasyonları ve etkinliği toprak fiziksel koşulları tarafından belirlenmektedirler ve bu husus ileriki araştırmalar için geniş bir alan olabilir.



Şekil 4. (A) Tarlada toprak havasındaki etilen konsantrasyonları (Smith, ve Dowdell, 1974). ve (B) laboratuvarında anaerobik koşullar altında biriken toprak miktarına tekabül eden etilen oluşum oranı (Smith ve Restall, 1971'den alınmıştır) üzerine sıcaklığın etkisi.

Sabit bir x derinliğinde ve D difüzyon katsayısı ile, difüzyon hızı $F = D(dc/dx)$ olup; akış hızı ve toprak havası konsantrasyonları doğrudan ilişkilidirler. A'daki doğrunun eğimi ile belirtilen akış hızındaki değişme, gerçek artış nisbetinden oldukça düşük olabilir. Zira, D'nin sıcaklığın 4'den 11°C ye arttığı sürede (Mart-Mayıs) artmış olması muhtemeldir.

Literatür

- Abeles, F. B. 1973. Ethylene in plant biology. Academic Press, New York.
- Allison, F. E. 1965. Evaluation of incoming and outgoing processes that affect soil nitrogen. In Soil nitrogen. W. V. Bartholomew and F. E. Clark (eds.) Am. Soc. Agron., Madison, pp. 573-606.
- Allmaras, R. R., R. E. Burwell, W. B. Voorhees and W. E. Larson. 1965. Aggregate size distribution in the row zone of tillage experiments. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 29: 645-650.
- Armstrong, W. 1967. The use of polarography in the assay of oxygen diffusing from roots in anaerobic media. Physiol. Plant. 20: 540-553.
- Armstrong, W. 1972. A re-examination of the functional significance of aerenchyma. Physiol. Plant. 27: 173-177.
- Arnold, P. W. 1954. Losses of nitrous oxide from soil. J. Soil Sci. 5: 116-128.
- Avery, B. W. 1964. The soils and land use of the district around Aylesbury and Hemel Hempstead. H. M. S. O., London.
- Bell, M. J. R. and J. C. Holmes. 1974. Unpublished work.
- Burförd, J. R. and R. C. Stefanson. 1973. Measurement of gaseous losses of nitrogen from soils. Soil Biol. Biochem. 5: 133-141.
- Currie, J. A. 1961. Gaseous diffusion in the aeration of aggregated soils. Soil. Sci. 92: 40-45.
- Currie, J. A. 1965. Diffusion within soil microstructure. A structural parameter for soils. J. Soil Sci. 16: 279-289.
- Dowdell, R. J. and R. Crees. 1976. Cultivation and the oxygen content of the soil atmosphere. A. R. C. Letcombe Laboratory Ann. Rep. for 1975, pp. 52-53.
- Dowdell, R. J. and K. A. Smith. (1974) Field studies of the soil atmosphere. II. Occurrence of nitrous oxide. J. Soil Sci. 25: 231-238.
- Dowdell, R. J., K. A. Smith, R. Crees and S. W. F. Restall. 1972. Field studies of ethylene in the soil atmosphere equipment and preliminary results. Soil Biol. Biochem. 4: 325-331.
- Focht, D.D. 1974. The effect of temperature, pH, and aeration on the production of nitrous oxide and gaseous nitrogen - a zero-order kinetic model. Soil Sci. 118: 173-179.
- Gardner, W. R. 1956. Representation of soil aggregate - size distribution by a logarithmic - normal distribution. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20: 151-153.
- Glen, A. I., S. A. Hutchinson and N. J. Mc Corkindale. 1966. Hexa-1-3-5 triyne, a metabolite of *Fomes an-nosus*. Tetrahedron Lett. 4223-4225.

- Goodlass, G. and K. A. Smith, 1976. Edinburgh School of Agriculture, Ann. Rep. (in press).
- Greenwood, D. J. 1961. The effect of oxygen concentration on the decomposition of organic materials in soil. *Plant Soil* 14: 360-376.
- Greenwood, D. J. and D. Goodman. 1964. Oxygen diffusion and aerobic respiration in soil spheres. *J. Sci. Food Agric.* 15: 579-588.
- Hall, K. C. and J. R. Burford. 1975. Gas chromatographic measurement of dissolved oxygen using an electron capture detector. A. R. C. Letcombe Laboratory Ann. Rep. for 1974, pp. 53-54.
- Hall, K. C. and J. R. Burford. 1976. Detection of nitrous oxide at ambient atmosphere concentrations. A. R. C. Letcombe Laboratory Ann. Rep. for 1975, pp. 55-56.
- Hatch, T. 1963. Determination of "average particle size" from the screen-analysis of non-uniform particulate substances. *J. Franklin Inst. (Philadelphia)* 215: 27-37.
- Jackson M. B. and D. J. Cambell. 1975. Movement of ethylene from roots to shoots, a factor in the responses of tomato plants to waterlogged soil condition. *New Phytol.* 74: 397-406.
- Laing, D. 1976. The soils of the country round Perth, Arbroath and Dundee. H. M. S. O., Edinburgh.
- Lynch, J. M. 1972. Identification of substrates and isolation of microorganisms responsible for ethylene production in the soil. *Nature (London)* 240: 45-46.
- Lynch, J. M. 1975. Ethylene in soil. *Nature (London)* 256: 576-577.
- McIntyre, D. S. 1970. The platinum electrode method for soil aeration measurement. *Adv. Agron.* 22: 235-283.
- Millington, R. J. 1955. Diffusion constant and diffusion coefficient. *Science* 122: 1090.
- Penman, H. L. 1940. Gas and vapour movement in the soil. I. The diffusion of vapours through porous solids, *J. Agric. Sci.* 30: 437-462.
- Russell, E. J. and A. Appleyard. 1915. The atmosphere of the soil: its composition and the causes of variation. *J. Agric. Sci.* 7: 1-48.
- Russell, E. W. and R. V. Tamhane. 1940. The determination of the size distribution of soil clods and crumbe. *J. Agric. Sci.* 30: 210-234.
- Shaw, K. 1962. Loss of mineral nitrogen from soil. *J. Agric. Sci.* 58: 145-152.
- Smith, A. M. 1974. Ethylene and soil fungistasis *Nature (London)* 251: 259-260.
- Smith, K. A. 1976. Aeration status of upland soils. Forestry Commission Report on Forest Research 1976, pp. 56-58.
- Smith, K. A. and R. J. Dowdell. 1973. Gas chromatographic analysis of the soil atmosphere: Automatic analysis of gas samples for

- O₂, N₂, Ar, CO₂, N₂O and C₁-C₄ hydrocarbons. *J. Chromatogr. Sci.* 11: 655-658.
- Smith, K. A. and R. J. Dowdell. 1974. Field studies of the soil atmosphere. I. Relationship between ethylene, oxygen, soil moisture content and temperature. *J. Soil Sci.* 25: 219-230.
- Smith, K. A., R. J. Dowdell, and K. C. Hall. 1976. Measurement of oxygen in the soil atmosphere and in aqueous solution by gas chromatography. In *Measurement of oxygen*. H. Degn, I. Balslev, and R. R. Brook (eds.) Proc. Symp. Odense, Denmark, Sept. Elsevier, Amsterdam, pp. 226-242.
- Smith, K. A., R. J. Dowdell, K. C. Hall, and R. Creess. 1974. Effect of cultivation on the content of oxygen and ethylene in soil. A. R. C. Letcombe Laboratory Ann. Rep. for 1973, pp. 35-36.
- Smith, K. A. and K. C. Hall. 1974. Gas chromatographic measurement of dissolved oxygen and trace levels of nitrous oxide using a helium ionization detector. A. R. C. Letcombe Laboratory Ann. App. Rep. for 1973, pp. 53-55.
- Smith, K. A. and S. W. F. Restall. 1971. The occurrence of ethylene in anaerobic soil. *J. Soil Sci.* 22: 430-443.
- Smith, K. A. and P. D. Robertson. 1972. Effect of ethylene on root extension of cereals. *Nature (London)* 234: 148-149.
- Smith, K. A. and R. S. Russell. 1969. Occurrence of ethylene, and its significance in anaerobic soil. *Nature (London)* 222: 769-771.
- Stefanson, R. C. 1972. Soil denitrification in sealed soil-plant systems. II. Effect of soil water content and form of applied nitrogen. *Plant Soil* 37: 129-140.
- Thomasson, A. J. and P. Bullock. 1975. Pedology and hydrology of some surface-water gley soils. *Soil Sci.* 119: 339-348.
- Thomasson, A. J. and J. D. Robson. 1967. The moisture regimes of soils developed on Keuper Marl. *J. Soil Sci.* 18: 329-340.
- Van Bavel, C. H. M. 1950. Use of volatile silicones to increase water-stability of soil. *Soil Sci.* 70: 291-297.
- Van Bavel, C. H. M. 1951. A soil aeration theory based on diffusion. *Soil Sci.* 72: 33-46.
- Webster, R. and P. H.-T. Beckett. 1972. Matric suctions to which soils in South Central England drain. *J. Agric. Sci.* 78: 379-387.