

T.C.  
Trakya Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü

Azalan Toprak Nem İçeriğinin  
Tuzlu ve Tuzlu Olmayan Şartlarda  
Buharlaşmaya Etkisi

Zafer Coşkun

Yüksek Lisans Tezi  
Tarımsal Yapılar ve Sulama Anabilim Dalı  
2006

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Fatih Konukcu

T.C.  
Trakya Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü

Azalan Toprak Nem İçeriğinin Tuzlu ve Tuzlu Olmayan Şartlarda  
Buharlaşmaya Etkisi

Zafer Coşkun

Yüksek Lisans Tezi  
Tarımsal Yapılar ve Sulama Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Fatih Konukcu

Tekirdağ  
2006

T.C.  
Trakya Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü

Azalan Toprak Nem İçeriğinin Tuzlu ve Tuzlu Olmayan Şartlarda  
Buharlaşmaya Etkisi

Zafer Coşkun

Yüksek Lisans Tezi  
Tarımsal Yapılar ve Sulama Anabilim Dalı

Bu tez 17.02.2006 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından kabul edilmiştir

Prof. Dr. Ahmet Öztürk  
Başkan

Doç. Dr. Ahmet İstanbulluoğlu  
Üye

Yrd. Doç. Dr. Fatih Konukcu  
Danışman

## ÖZET

Yüksek Lisans Tezi  
Azalan Toprak Nem İçeriğinin Tuzlu ve Tuzlu Olmayan Şartlarda  
Buharlaşımaya Etkisi

Zafer Coşkun  
Trakya Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Tarımsal Yapılar ve Sulama Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Fatih Konukcu  
2006, 40 Sayfa

Jüri: Prof. Dr. Ahmet Öztürk (Başkan)  
Jüri: Doç. Dr. Ahmet İstanbulluoğlu (üye)  
Jüri: Yrd. Doç. Dr. Fatih Konukcu (Danışman)

Toprak kururken buharlaşmanın hem mekanizması hem de miktarı önemli ölçüde değişmektedir. Staple (1974) doygun buhar basıncı yerine, toprağın gerçek buhar basıncını koyarak Penman metodunu değiştirmiş. Bu çalışmanın amacı aerodinamik (laboratuar) ve aerodinamik + radyasyon (açık hava) şartlarında kurumakta olan tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı Staple (1974) metodunu kullanarak tahmin etmek ve metotda buharlaşmayı daha hassas bir şekilde kestirilebilmesi için yapılabilecek iyileştirmeleri belirlemektir. Deneysel çalışmalarda, killi toprak örnekleri önce tatlı ve tuzlu (16 dS/m) su ile sature edilmiş, sonra laboratuar ve açık hava koşullarında buharlaşmaya maruz bırakılmıştır. Genel olarak değerlendirildiğinde, laboratuar ve açık hava koşulları için simüle edilen sonuçlar deneysel sonuçlarla iyi bir uyum göstermiştir ( $R^2 = 0.90$  civarında). Ancak denem başlangıcı ve sonunda bu uyum zayıftır. Bu zayıf uyum da modelde toprak ve atmosfer sıcaklığının eşit varsayılmasına bağlanmıştır. Model tuzlu ve tuzlu olmayan koşullar için yaklaşık olarak aynı sonuçları vermiştir. Toprak tekstürünü dikkate almak için ise matrik potansiyel-su içeriği ve su içeriği oransal nem ilişkileri her bir toprak tekstürü için tanımlanmalıdır.

**Anahtar Kelimeler:** Penman metodu, kuruyan toprak, toprak su içeriği, tuzluluk, buharlaşma.

## ABSTARCT

Master of Science Thesis

Effects of Decreasing Soil Water Content on Evaporation under  
Saline and Non-Saline Conditions

Zafer Coşkun

Trakya University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Farm Structures and Irrigation

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Fatih Konukcu

2006, 40 Pages

Examiner: Prof. Dr. Ahmet Öztürk (Head)

Examiner: Assoc. Prof. Dr. Ahmet İstanbulluoğlu

Examiner: Assist. Prof. Dr. Fatih Konukcu (Supervisor)

Evaporation changes in mechanism and magnitude as the soil dries. Evaporation are closely related to the soil moisture. Penman's method is used most widely to define the upper boundary condition in computing evaporation from a relatively wet bare soil surface. It assumes saturated vapour pressure at the soil surface and calculates potential evaporation independent of the soil water content. It was modified by Staple (1974) including in it the soil's relative humidity of partially dried surface to predict evaporation from drying soils. The objective of this study was to investigate the rate of evaporation under aerodynamic (in door) and aerodynamic + radiation (out door) conditions for saline and non saline drying soil surface using Staple modified Penman equation seeking for further improvements. Soil samples (clayey) were first saturated with fresh and saline (16 dS/m) water and then exposed to evaporation. Generally, the agreements between simulated and measured rates for out/indoor conditions were good ( $R^2 = 0.90$ ). However more deviation occurred at the beginning and the final stage, attributable to the difference in soil surface and air temperature. While the model calculated roughly the same rates for saline and non-saline conditions, the effect of soil texture is accounted by defining matric potential-water content and soil relative humidity-water content relationships.

**Keywords:** Penman method, drying soil, water content, salinity, evaporation.

<b>İÇİNDEKİLER</b>	<b>Sayfa</b>
ÖZET	v
ABSTRACT	viii
ÇİZELGELER LİSTESİ	xii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xiii
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR ÖZETİ	3
2.1. Hidrolik Modeller	4
2.1.1 Atmosferik Faktörler	4
2.1.2. Toprak Faktörü	5
2.1. Rezistans Modelleri ve Evaporasyon Cephesi	7
3. METARYAL VE METOT	10
3.1. Materyal	10
3.1.1. Deneme Yeri	10
3.1.2. İklim Koşulları	10
3.1.3. Buharlaşma Kapları	10
3.1.4. Toprak	10
3.1.5. Su	11
3.1.6. Hassas Terazî	11
3.2.Yöntem	11
3.2.1. Deneysel Çalışmalar	11
3.2.2. Teorik Çalışmalar	12
4. BULGULAR VE TARTIŞMA	16
4.1. Toprak Nem İçeriğine Bağlı Olarak Oransal Nem ve Gerçek Buhar Basıncı	16
4.2. Atmosferik (Açık Su Yüzeyinden meydana Gelen) Buharlaşma	19
4.3. Deneysel Buharlaşma Sonuçlar	19
4.3.1. Laboratuar Koşullarında (Aerodinamik) Buharlaşma	19
4.3.2. Açık Hava Koşullarında (Aerodinamik+ Radyasyon) Buharlaşma	21
4.4. Teorik Hesaplamalar ve Deneysel Verilerle Karşılaştırılması	23
4.4.1. Laboratuar Koşullarında (Aerodinamik) Buharlaşma	23

4.4.2. Açık Hava Koşullarında (Aerodinamik + Radyasyon) Buharlaşma	26
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	27
6. KAYNAKLAR	31
ÖZGEÇMİŞ	39
TEŞEKKÜR	40

**ÇİZELGELER DİZİNİ****Sayfa****Çizelge 1.** Deneme alanların bazı önemli iklimsel verileri

10

**Çizelge 2.** Deneme toprağına ait bazı önemli özellikler

11

## ŞEKİLLER DİZİNİ

## Sayfa

- Şekil 4.1.** Farklı iki sıcaklıkta, tuzlu ve tuzsuz ortamda toprak su içeriğine bağlı olarak toprak oransal nemindeki değişim (20 NS: 20 °C’de tuzsuz ortamda, 20 S: 20 °C’de tuzlu ortamda, 30 NS: 30 °C’de tuzsuz ortamda) 16
- Şekil 4.2.** Farklı iki sıcaklıkta ve tuzsuz ortamda toprak su içeriğine bağlı olarak toprak oransal nemindeki değişim 17
- Şekil 4.3.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve Penman yöntemi ile hesaplanmış buharlaşma değerleri 20
- Şekil 4.4.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon)) açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve Penman Monteith yöntemi ile hesaplanmış buharlaşma değerleri 20
- Şekil 4.5.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) tuzlu, tuzsuz toprak ve açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması 22
- Şekil 4.6.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) tuzlu, tuzsuz toprak ve açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması. 23
- Şekil 4.7.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve hesaplanmış buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması. 24
- Şekil 4.8.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve hesaplanmış buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması. 24

## 1. GİRİŞ

Açık su veya toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmanın hassas bir şekilde tahmin edilmesi su kaynaklarının ve su yapılarının planlanmasında çok büyük öneme sahiptir. Bu nedenle buharlaşma hesaplamaları hidrologlar, ziraat, inşaat ve çevre mühendisleri tarafından teorik veya deneysel olarak yoğun bir şekilde çalışılmıştır.

Penman (1948; 1956) veya değiştirilmiş Penman yöntemleri, buharlaşma tahmininde kullanılan en yaygın metot(lar) olduğu gibi, buharlaşma ve bitki su tüketimi modellerinde toprak üst sınır koşulları da bu yöntemler ile tanımlanmaktadır (Feddes, 1985). Bu yöntemlerde toprak yüzeyinden meydana gelen aerodinamik buharlaşma, toprak yüzeyinde varsayılan doymuş buhar basıncı ile atmosferik şartlara bağlı olarak hesaplanan gerçek buhar basıncı farkının bir fonksiyonu olarak hesaplanmaktadır. Toprağın tarla kapasitesine yakın veya daha fazla nem içermesi koşullarında bu doğru olabilir. Ancak yağışlar veya sulamalardan sonra toprak yüzeyi kurumaya başlamakta, toprak oransal nemi ve buna bağlı olarak da toprak buhar basıncı düşmektedir. Bu durumda Penman yönteminde varsayılan doymuş buhar basıncı gerçekliğini kaybetmektedir. Toprağın oransal nemi veya buhar basıncı havanın kine eşit oluncaya kadar düşmektedir. Böylece saturasyon koşullarında potansiyel olan buharlaşma da azalarak buhar basıncı açığının kapanmasıyla sıfırlanmaktadır. Bu nedenle birçok araştırmacı toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı hesaplamak için, toprak üst sınır koşullarını yeniden tanımlayan bir çok model geliştirmiştir (Malik *et al.*, 1992).

Buharlaşmanın hesaplanmasıyla ilgili yaklaşımları iki grup altında toplamak mümkündür. Birinci grupta toprak yüzeyi nem içeriği oransal olarak yüksek olup, akım modellerinde üst sınır şartlarını oluşturmaktadır (Staple, 1974; Camillo and Schmugge, 1984; Bruckler and Witonon, 1989). Bu modellerde üst ve alt toprak arasındaki akım problemleri hidrolik iletkenlik veya diffüzyon eşitlikleri ile çözülmektedir. İkinci grupta ise, toprak su içeriği iklim şartlarının belirlediği potansiyel buharlaşma ile gerçek buharlaşma arasındaki farkın bir fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır. Toprağın kurumasıyla birlikte, buharlaşma toprak profilinin içinde meydana gelmekte ve toprak rezistansı ile karakterize edilmektedir (Choudhury and Monteith, 1988; Chanzy and

Bruckler, 1993; Desborough *et al.*, 1996; Kobayashi *et al.* 1998; Aluwihare and Watanabe, 2003; Yang *et al.* 2004).

Birinci gruba giren yaklaşımlar toprağın oldukça nemli olduğu koşullar için güvenilir sonuçlar verirken, ikinci gruba giren yaklaşımlarda çok sayıda parametre kullanılmakta ve bu parametrelerin tanımlanması da oldukça güçtür. Bu nedenle birinci gruba giren fakat daha geniş toprak nem koşulları için çözüm sağlayan yeni metotlara ihtiyaç duyulmaktadır.

Staple (1974) azalan nem içeriğini dikkate alınarak Penman (1948) metodunu değiştirilmiştir. Staple (1974), Penman eşitliğinde varsayılan toprak yüzeyi saturasyon baha basıncı yerine toprağın gerçek buhar basıncını kullanmıştır. Staple (1974) hesaplamalarda toprak sıcaklığının hava sıcaklığına eşit olduğunu kabul etmiştir.

Bu çalışmanın amacı aerodinamik (laboratuvar) ve aerodinamik + radyasyon (açık hava) şartlarında kurumakta olan tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı Staple (1974) metodunu kullanarak tahmin etmek ve buharlaşmayı daha hassas bir şekilde kestirilebilmesi için metotda yapılabilecek iyileştirmeleri belirlemektir.

## 2. LİTERATÜR ÖZETİ

Çıplak toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmanın nasıl meydana geldiğini açıklamak amacıyla *teorik ve deneysel* birçok araştırma yürütülmüştür.

Sature olan çıplak bir toprak yüzeyi buharlaşmaya maruz bırakıldığında üç farklı devre ayırt edilebilmektedir. Birincisi potansiyel evaporasyon, ikincisi azalan evaporasyon ve üçüncüsü de sabit (yüzeysel tabansuyu varsa) veya sıfır evaporasyon devresidir. Birinci devrede evaporasyon potansiyel olup, atmosferik şartlarla belirlenmektedir. Bu devre toprak profilinden yüzeye doğru nem akışının atmosferik ihtiyaca cevap verebildiği sürece devam eder. Potansiyel evaporasyona bağlı olarak birkaç dakikadan birkaç güne kadar sürebilir. Toprak profilinden yüzeye doğru nem akışı potansiyel evaporasyonu karşılayamayacak duruma geldiğinde ikinci devre başlar. Bu devrede evaporasyon hızlı bir şekilde azalmaktadır. Çünkü potansiyel evaporasyon isteği, toprak profilinden hareket eden nem ile karşılanmadığından dolayı yüzeye yakın kısmın nem içeriği azalmakta ve bu nem içeriğinin azalması ile de toprağın hidrolik iletkenliği üssel olarak azalmakta ve sonuçta evaporasyon kısıtlanmaktadır. Üçüncü devrede ise evaporasyon toprağın tamamen kuruyarak hava nemi ile dengeye gelmesiyle sıfırlanmakta veya taban suyundan bir beslenme varsa sabit minimum bir değer almaktadır (Lemon, 1956; Hanks and Gardner 1965; Idso *et al.*, 1974).

Birinci devredeki potansiyel evaporasyon Penman (1948) veya bu metodun değişik versiyonları ile hesaplanmaktadır. Nem azalması ile birlikte ikinci devredeki azalan evaporasyon ve üçüncü devredeki sabit evaporasyonu da çok hassas bir şekilde tahmin edecek yöntem henüz geliştirilmemiştir. Ancak yapılan çalışmaların katkısı küçümsenemeyecek derecededir.

Bu araştırmanın amacına uygun olarak, teorik yaklaşımlarla ilgili çalışmalar iki grup altında toplamak mümkündür. Birinci grupta toprak yüzeyi nem içeriği oransal olarak yüksektir. Bunlara *hidrolik akım modelleri* de denilmektedir (Staple, 1974; Camillo and Schmugge, 1984; Bruckler and Witono, 1989). İkinci gruptaki çalışmalarda toprak nemi çok azdır. Toprağın kurumasiyla birlikte, buharlaşma toprak profilinin içinde meydana gelmekte ve toprak rezistansı ile karakterize edilmektedir. Bunlara da *rezistans*

*modelleri* denilmektedir (Choudhury and Monteith, 1988; Chanzy and Bruckler, 1993; Desborough *et al.*, 1996; Kobayashi *et al.* 1998; Aluwihare and Watanabe, 2003; Yang *et al.* 2004). Bu nedenle, literatür özetleri hidrolik ve rezistans modelleri gibi iki ana başlık altında verilecektir.

## 2.1. Hidrolik Modeller

Toprak neminin oransal olarak yüksek olduğu durumlarda, evaporasyon ya atmosferik şartlar (eksternal / dış faktörler) tarafından veya toprağın yüzeye nemi taşıma kapasitesi (internal / iç faktörler) tarafından kontrol edilmektedir. Atmosferik faktörler, sıcaklık, radyasyon, hava nemi, rüzgar hızı ve buharlaşma yüzeyi ile hava arasındaki buhar basıncı açığı gibi faktörlere bağlıdır (Burman and Pochop, 1994). Toprak faktörleri ise buharlaşma yüzeyine doğru hareket eden neme toprak profilinin göstermiş olduğu direnç (hidrolik iletkenlik) ve tabansuyu derinliğidir. Maksimum buharlaşma oranı bu iki faktörden biri ile sınırlandırılabilir (Hassan and Ghaibeh, 1977).

### 2.1.1 Atmosferik Faktörler

Penman (1941), Visser (1959), Wind (1959), Schleusener and Corey (1959), Wiegand and Taylor (1960), King and Schleusener (1961), Willis (1960), Gardner and Hillel (1962), Talsma (1963), Benoit and Kirkham (1963), Fritton *et al.* (1967 ) ve Hadas and Hillel (1968, 1972) gibi birçok araştırmacı havanın buharlaştırma gücü ile buharlaşma arasındaki ilişkiyi açıklayabilmek için farklı potansiyel buharlaşma oranlarına sahip ortamlarda çalışmışlardır. Eklemeli buharlaşma değerlerini zamanın karekökünün bir fonksiyonu olarak üssel bir ilişki ile tanımlamışlardır. Genellikle havanın buharlaştırma gücünün artmasına karşılık eklemeli buharlaşma değerlerinin arttığı belirtilmiştir. Ancak literatürde bunu tam tersi bilgilere de mevcuttur. Schleusener and Corey (1959), King and Schleusener (1961) and Hadas and Hillel (1968, 1972) limit bir değere kadar atmosferik buharlaştırma gücündeki artışın buharlaşmayı artıracağını ancak bu limit değerden sonra buharlaşma miktarının azalacağını ifade etmişlerdir. Schleuser and Corey (1959) and King and Schleusener (1961) bunu histeresis olayına bağlamışlardır. Hadas and Hillel (1972) yaptıkları bir dizi deneyden sonra bunun histeresis ile ilişkili olmadığını belirtmişlerdir. Çünkü buharlaşma miktarı, sabit atmosferik şartlarda ve

toprak neminin azalmasıyla birlikte düşmeye devam etmiştir. Bu azalmanın sebebinin toprak neminin azalmasıyla birlikte hidrolik iletkenlikteki düşüş olarak açıklamışlardır.

Potansiyel buharlaşma miktarını güvenilir bir şekilde hesaplayabilmek amacıyla birçok metot geliştirilmiştir (Penman, 1948; Thorntwaite, 1948; Blaney and Criddle, 1950; Turc, 1954; Makkink, 1955; Menenti, 1984). Bunlar arasında en iyi sonucu veren Penman (1948) metodu olup, çok yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Rijtema, 1965). Penman metodu esas olarak açık su yüzeyi için geliştirilmiş olup, enerji ve kütle taşınımını bir eşitlikte birleştirmektedir.

Philip (1957), Gardner (1959) ve Gardner and Hillel (1962) izotermal şartlar için geliştirdikleri modellerde nemli toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmanın potansiyel buharlaşmaya eşit olacağını ve toprak yüzeyi kurduğunda toprak neminin, çevresindeki havanın nemi ile denge içerisinde olacağını varsayımlardır. Bu durumda buharlaşma ya potansiyeldir veya sıfırdır. Staple (1974) azalan nem miktarı ile birlikte buharlaşma miktarındaki düşüşü açıklayabilmek için Penman eşitliğini değiştirmiştir. Bunun için Penman eşitliğinde varsayılan saturasyon buhar basıncı terimi yerine toprağın gerçek buhar basıncı terimini getirmiştir. Toprağın gerçek buhar basıncını ise matrik potansiyelin bir fonksiyonu olan toprak oransal neminden hesaplamıştır. Geliştirmiş olduğu modelini 20 günlük kuruma periyodunda, tuzlu olmayan topraklarda ve tarla kapasitesine yakın nem içeriğinde test etmiştir. Deney ve simülasyon sonuçları tatminkar derecede uyum sağlamıştır.

Staple (1974) tarafından değiştirilmiş Penman metodu ile de ilgili sınırlandırıcı faktörler mevcuttur (Konukcu, 1997).

### **2.1.2. Toprak Faktörü**

Suyun toprak yüzeyinden veya toprak profili içerisinde buharlaşması ile ilgili ilk kapsamlı çalışma Moore (1939) tarafından yürütülmüştür. Araştırmacı toprak yüzeyinden buharlaşmanın yanında tabansuyu varlığında denge şartlarındaki buharlaşmanın mekanizması ile ilgili de teorik ve deneysel çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmayı Philip'in 1957 yılında evaporasyona termal gradyanın etkisi üzerine yapmış olduğu araştırma izlemiştir. Philip (1957)'nin geliştirmiş olduğu bu model hala yaygın olarak

kullanılmaktadır. Daha sonra Gardner (1958) Anat *et al.* (1965) ve Ripple *et al.* (1972) izotermal şartlar için toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı tanımlayacak teorik çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Bu modeller içerisinde Gardner (1958)' in modeli, çok araştırmacı tarafından toprak faktörlerin buharlaşmayı nasıl kısıtlandığını göstermek amacıyla kullanılmıştır (Zhang, 1968; Ripple *et al.*, 1972; Hadas and Hillel, 1968; Hassan and Ghaibeh, 1977 ve Marshal and Holmes, 1988). Gardner'in medeli Darcy eşitliğinden türetilen Richard (1931) eşitliğinin analitik çözümü olup, toprak neminin sadece sıvı fazını dikkate almaktadır. Daha kurak şartlarda ve özellikle de toprak üst tabakasında buhar fazının dominant olarak yer aldığı bir evaporasyon cephesinin olması durumunda (Konukcu, 1997; Konukcu *et al.*, 2004; Rose *et al.*, 2005; Gowing *et al.*, 2006 and Konukcu *et al.*, 2006) buharlaşmanın hassas bir şekilde hesaplanmasına ilişkin bir çalışma da Konukcu (1997) tarafından yapılmıştır. Konukcu (1997), Gardner (1958)'in modelini modifiye edip, bu modeli de Philip (1957) ve Staple (1974)'ün çalışmaları ile birleştirerek kendi modelini oluşturmuştur. Bu model buharlaşma cephesi olması veya olmaması durumunda buharlaşmayı önceki modellere oranla daha hassas bir şekilde hesaplayabilmektedir (Konukcu, 1997 ve Gowing *et al.*, 2006).

Toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı toprak nem durumu, toprak tekstürü ve varsa tabansuyu derinliği yanında tuzluluk da önemli derecede etkilemektedir. Qayyum and Kamper (1962), Nakayama *et al.* (1973), Hassan and Ghaibeh (1977), Chen (1992), Konukcu (1997), Rose *et al.* (2005) ve Gowing *et al.* (2006)'in yürütmüş olduğu deneysel ve teorik çalışmalar toprak tuzluluğunun buharlaşmaya etkisini belirlemek amacıyla yapılmış çok sayıdaki araştırma arasından gösterilebilecek bazı örneklerdir. Bu çalışmalardan çıkan sonuçlar şu şekilde özetlenebilir: i) tuzlu topraklardan meydana gelen buharlaşmanın tuzsuz olandan farklı olduğu konusunda bir fikir birliği vardır; ii) yüzeyde biriken tuzlar ozmotik potansiyel nedeniyle toprak yüzeyi ile daha aşağı tabakalar arasındaki nem tansiyonu farkını artırması ve toprağın belirli bir nem değerinden sonra kurummasını engellemesi nedeniyle başlangıç koşullarında buharlaşmayı artırmaktadır; iii) ancak biriken tuzların toprak makroporlarını tıkaması, toprağı dispers hale getirerek hidrolik devamlılığı kırması ve yüzeyde kabuk tabakası oluşturması nedeniyle evaporasyonu önemli derecede kısıtlamaktadır; iv) tuzlulaşma ile buharlaşmanın ne kadar kısıtlanacağını kestirmek çok zordur.

## 2.1. Rezistans Modelleri ve Evaporasyon Cephesi

Doğal şartlar altında buharlaşmanın meydana geldiği toprak profilinin üst katmanlarındaki nem durumu saturasyondan hava kurusuna kadar değişmektedir. Kurak periyotlarda yüzey toprağının nemi azalarak sabit bir değere kadar düşmektedir (Konukcu *et al.*, 2004). Atmosferik şartlar ve kurak dönemin uzunluğuna bağlı olarak minimum nem içeriğine sahip üst toprağın kalınlığı birkaç mm'den 20-30 cm'ye kadar çıkabilmektedir (Menenti, 1984; Konukcu, 1997; Konukcu *et al.*, 2004, Rose, 2005 ve Gowing *et al.*, 2006). Minimum nem içeriği ile karakterize edilen bu kuru tabaka *evaporasyon cephesi* (*evaporation front* veya *drying front*) olarak tanımlanmaktadır. Buharlaşma cephesinin varlığı ve kalınlığı buharlaşma mekanizmasını önemli derecede değiştirmektedir. Buharlaşma cephesinin derinliğinin artmasıyla birlikte bu kuru tabakanın alt tabakalardan gelen neme karşı göstereceği direnç arttığı için buharlaşma oranları düşmektedir. (Menenti, 1984; Bastiaanssen *et al.*, 1989; Asghar, 1996; Gowing and Asghar, 1996; Konukcu *et al.*, 2004, Rose *et al.*, 2005 ve Gowing *et al.*, 2006).

Buharlaşma cephesinin oluşması durumunda bir kısım araştırmacılar toprak profilini iki ayrı tabakaya ayırarak, cephenin üstünde sadece buhar fazı, cephenin altında ise sadece sıvı fazı dikkate alarak topraktaki nem hareketini ve buharlaşma mekanizmasını açıklamaya çalışmışlardır (Menenti, 1984; Bastiaanssen *et al.*, 1989; Asghar, 1996; Gowing and Asghar, 1996; Konukcu *et al.*, 2004, Rose *et al.*, 2005 ve Gowing *et al.*, 2006). Diğer bir kısım araştırmacılar ise rezistans terimini öne sürerek evaporasyonu simüle etmeye çalışmışlardır (Choudhury and Monteith, 1988; Chanzy and Bruckler, 1993; Desborough *et al.*, 1996; Kobayashi *et al.* 1998; Aluwihare and Watanabe, 2003; Yang *et al.* 2004). Her iki grup ta evaporasyonu güvenilir bir şekilde tahmin etmek için evaporasyon cephesinin kalınlığını veya buharlaşmanın toprak profili içinde meydana gelmeye başladığı derinliği önceden belirlemeye çalışmışlardır.

Toprağın su içeriği, toprak havasının oransal nemi, toprak profili tuz dağılımı ve toprak profilinin sıcaklık dağılımı gibi parametreler evaporasyon cephesinin toprak profili içindeki yerini teşhis etmede kullanılmıştır (Konukcu *et al.*, 2004).

Gupta (1979) evaporasyon cephesindeki minimum nem içeriğini rast gele seçmiş ( $0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ) ve bu nem içeriğine göre Hindistan'ın Bikaner Bölgesinde dört aylık bir kurak periyotta cephenin 22 cm derinlikte olduğunu belirlemiştir. Aynı şekilde Dinçer *et al.* (1974) nem içeriğini  $0.017 \text{ m}^3/\text{m}^3$  kabul ederek, Suudi Arabistan kumullarında cephe derinliğinin 50 cm'ye kadar ilerlediğini bulmuştur. Helwig (1974 ve 1979) da yine tuz konsantrasyonu ile ilişkilendirdiği buharlaşma derinliğinin 50 cm civarında olduğunu bildirmiştir.

Richards *et al.* (1956) toprak profilinin tuz dağılımından buharlaşma cephesini tayin etmiştir. Çünkü tuzlar sadece sıvı faz ile taşınmakta, buharlaşma cephesinin üstünde buhar fazı yer aldığı için tuzlar cephenin altında birikmektedir. İnce kumlu tınlı çıplak bir toprakta ve 60 günlük bir periyotta cephe 15-30 cm derinliğe kadar ilerlemiştir.

Fritton *et al.* (1967) farklı potansiyel evaporasyon şartlarında klorür dağılımından evaporasyon cephesinin yerini tahmin etmiştir. Cephe derinliği 0-7 cm arasında potansiyel evaporasyon değeri ile artmıştır.

Nakayama *et al.* (1973), Hassan and Ghaibeh (1977), Allison (1982), Burnes and Allison (1983), Shimojima *et al.* (1990) ve Shimojima *et al.* (1996) ise oransal olarak daha yüzeysel bir derinlik kaydetmişlerdir. Toprak tekstürü evaporasyon şartları buharlaşma periyodunun uzunluğuna bağlı olarak tuz profili veya farklı izotopları kullanarak belirledikleri derinlik 1-3 cm arasında değişmiştir.

Toprak profilinde faz değişiminin meydana geldiği ve buharlaşmanın başladığı derinlikte sıcaklığın minimum değer alacağını varsayarak Khan (1988), Onchukov (1957) ve Shimojima *et al.* (1996) evaporasyon cephesini tayin etmişlerdir. Bu çalışmalarda derinlik 1-10 cm arasında değişmiştir.

Bastiaanssen *et al.* (1989) evaporasyon cephesinin yerini teorik olarak açıklamaya çalışan ilk araştırmacıdır. Bu araştırmacılar toprakların tekstürü ve her tekstürün kendine has gözenek boyutlarına bağlı olarak minimum nem içeriğini nem tansiyonu olarak ifade etmişlerdir. Bu tanımlamadan sonra, deneysel veya teorik olarak belirlenen nem profil dağılımından buharlaşma derinliği bulunmuştur. Rose (1963) ise bir eşitlik

vermeden buharlaşma cephesi nem içeriğini kabaca solma noktası ile eşdeğer olarak almıştır.

Konukcu *et al.* (2004) bütün bu çalışmaları gözden geçirerek buharlaşma cephesini teorik olarak yeniden tanımlamış, geliştirmiş olduğu teoriyi deneysel olarak hem nem hem de tuz profili dağılımından elde ettiği veriler ile test etmiştir. Teori ile deneysel sonuçların istenilen düzeyde uyum göstermesi üzerine, evaporasyon cephesine bağlı olarak buharlaşma miktarını hesaplamıştır. Konukcu *et al.* (2004) araştırmalarında cephenin üzerinde, sadece buhar fazı, altında ise sadece sıvı fazı dikkate almıştır. Geliştirilen evaporasyon modeli laboratuvarında kontrollü şartlarda test edilirken, arazi şartlarında da aplikasyonuna çalışılmıştır (Konukcu *et al.*, 2006).

Kondo and Saigusa (1990) buharlaşmaya karşı dirence etki eden parametreleri deneysel olarak belirledikten sonra buharlaşmayı modellemiştir. Dirence sadece toprak nemi değil aynı zamanda, rüzgar hızı, yüzey sıcaklığı ve yüzey buhar basıncının etki ettiğini belirtmiştir.

Daamen and Simmonds (1996) rezistans modellerinde kullanılan parametrelerin güvenilirliğini test etmek amacıyla birer saatlik periyotlarda mikro lizimetrelerde çok sayıda deneme yürütmüşlerdir. Toprak nem içeriği ve atmosferik şartlara bağlı olarak hesaplanan her iki rezistans değeri de bir birine yakın ve ölçülmüş değerler ile %60 benzerlik gösteren sonuçlar vermiştir.

Aluwihare and Watanabe (2003) yüzey direncine bağlı olarak evaporasyonu tahmin eden modellerini hassas bir şekilde test etmek amacıyla yeni bir buharlaşma çemberi geliştirmişlerdir. Bu buharlaşma çemberi diğerlerinin aksine bir ucu atmosfere açıktır ve daha doğal şartlara sahiptir. Araştırmacılar önce evaporasyon cephesi olarak adlandırılan kuru tabakanın kalınlığını hesaplamışlar ve buna bağlı olarak da resistansı ve evaporasyonu tahmin etmişlerdir.

### 3. METARYAL VE METOT

#### 3.1. Materyal

##### 3.1.1. Deneme Yeri

Çalışma, Güneydoğu Anadolu Tarımsal Araştırma Enstitü'sü Müdürlüğü'nde (Diyarbakır) laboratuarda sadece aerodinamik, açık havada ise aerodinamik ve radyasyon koşullarında yürütülmüştür.

##### 3.1.2. İklim Koşulları

Laboratuar ve açık hava koşullarında yürütülen çalışmalar sırasında iklimsel veriler Çizelge 1'de özetlenmiştir.

**Çizelge 1.** Deneme süresince kaydedilen bazı önemli iklim verileri

İklim elemanları	Laboratuar koşulları	Açık hava koşulları
Ortalama sıcaklık (°C)	22.6	28.7
Maksimum sıcaklık (°C)	25.0	35.9
Minimum sıcaklık (°C)	19.9	19.3
Oransal nem (%)	39.4	16.9
Güneşlenme süresi (h)	-	11.9
Rüzgar hızı (m/s)	1.70	3.8

Laboratuar şartlarında sıcaklık ve oransal nem hobo kayıt cihazı ile saatlik olarak ölçülmüş, rüzgar hızı ise el anamometresi ile ölçülerek ortalama değer alınmıştır. Açık alanda gerçekleştirilen denemede ise iklim verileri Diyarbakır Meteoroloji Bölge Müdürlüğünden temin edilmiştir.

##### 3.1.3. Buharlaşma Kapları

Çalışmada ortalama 9 cm çapında 5.2 cm derinliğinde özellikle bu çalışma için galvanize saçtan yapılmış kaplar kullanılmıştır. Kapların boyutlandırılmasında fazla derin olup buharlaşma sırasında nem dağılımı bakımından homojen olmayan bir profil

oluşturulmaması; fazla yüzeysel olup kısa zamanda buharlaşarak analiz yapma imkanını engellememesi için 5.2 cm derinliğin uygun olacağı düşünülmüştür (Ashraf, 1997).

### 3.1.4. Toprak

Çalışmada kullanılan toprak örnekleri enstitü deneme tarlasından 0-25 cm derinlikten alınmıştır. Yeteri kadar ve bir defada alınan toprak örneği havada kurutulup 2-mm' lik elekten geçirildikten sonra mekaniksel ve fiziksel analizler için Kırklareli Atatürk Köy Hizmetleri Araştırma Enstitüsü'ne gönderilmiştir. Toprağa ait bazı önemli özellikler Çizelge 2'de özetlenmiştir.

**Çizelge 2.** Deneme toprağına ait bazı önemli özellikler.

Su içerikleri (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )			Tekstür	pH	Organik madde (%)	EC (dS/m)
Saturasyon	Tarla kapasitesi	Solma noktası				
0.54	0.46	0.31	killi	7.6	2.0	0.1

### 3.1.5. Su

Normal ve tuzlu şartlar altında toprak yüzeyinden meydana gelen evaporasyonu ölçmek amacıyla, toprak örneklerinin sature edilmesinde şehir suyu (0.1 dS/m) ve tuzlu çözelti (16 dS/m) kullanılmıştır. 16 dS/m tuzluluğa sahip çözeltiyi hazırlamak amacıyla 10.24 g NaCl alınarak 1 litrelik balon joje içerisine konulmuş, biraz su ile eritildikten sonra saf su ile 1 litreye tamamlanmıştır (1dS/m = 0.64 g/l olarak alınmıştır) (Ayyıldız, 1984).

### 3.1.6. Hassas Terazî

Çalışmada 0.1 g hassasiyetinde 2 kg kapasiteli hassas terazi kullanılmıştır.

## 3.2. Yöntem

### 3.2.1. Deneysel Çalışmalar

Hava kurusu bozulmuş toprak örnekleri granül hale getirilip, 2-mm'lik elekten geçirildikten sonra buharlaşma kaplarına 1g/cm<sup>3</sup> hacim ağırlığında yerleştirilmiştir. Her bir kaba sıkıştırılarak yerleştirilecek toprak ağırlığı kabın hacminden hesaplanmıştır.

Kaplar numaralandıktan sonra kapların daraları ve her birine paketlenen toprak miktarı kaydedilmiştir. Paketleme işleminden sonra topraklar şehir suyu ve daha önceden hazırlanan tuzlu su (16 dS/m) ile sature edilmiştir. Kaplara eklenecek su miktarı, toprak hacminin (veya  $1\text{g/cm}^3$  olduğu için ağırlığının) %52'si alınarak hesaplanmıştır. Deneme toprağının saturasyon su içeriği %54'tür. Ancak toprak hava kurusu şartlarda %2 nem içerdiğinden bu miktar dikkate alınmıştır. Topraklar sature edilirken, eklenen suyun toprak yüzeyinde aşınmaya neden olmaması ve yapısını bozmaması için su çok yavaş bir şekilde pipetle uygulanmıştır. Saturasyon işleminden sonra kaplar tekrar tartılarak dara + toprak ağırlığı + su ağırlığı eşit olup olmadığı kontrol edilmiş, yüzeyleri kapatılarak ertesi gün belirli bir saatte evaporasyona maruz bırakılmak üzere muhafaza edilmiştir. Buharlaşmanın başlamasından sonra her 24 saatte bir kaplar hassa terazi ile tartılarak günlük evaporasyon kap yüzey alanından faydalanılarak hesaplanmıştır. Deneme, ilave edilen suyun tamamı buharlaşmaya kadar sürdürülmüştür. Denemede 3'er adet şehir suyu ve tuzlu su ile sature edilmiş kapların yanında bir adet de açık su yüzeyinden meydana gelecek buharlaşmayı ölçmek amacıyla su doldurulmuş kap olmak üzere toplam 7 kap kullanılmıştır (2 konu x 3 tekrür). Denemeler önce laboratuvar şartlarında yürütülmüş daha sonrada aynı şekilde açık hava koşullarında tekrar edilmiştir.

### 3.2.2. Teorik Çalışmalar

Toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmanın tahmininde ve toprak – su dengesinin hesaplanmasında kullanılan numerik modellerde üst sınır şartlarının tanımlanmasında Penman (1948, 1956) yöntemi en yaygın olarak kullanılan metottur. Penman yöntemi aerodinamik ve radyasyon ifadesi bileşenlerinden oluşmaktadır. Buna göre:

$$ET_0 = \frac{R_n \Delta / \gamma + f(u)(e_{sat} - e_a)}{\Delta / \gamma + 1} \quad (3.1)$$

Eşitlikte:

$ET_0$  : buharlaşma miktarı (mm/gün);

$\Delta$  : buhar basıncı eğrisinin eğimi (KPa/ K);

$\gamma$  : sıcaklığa bağlı Psikrometrik katsayı (KPa/ K);

$e_{sat}$  : doygun buhar basıncı (KPa/ K);

$e_a$  :atmosferik gerçek buhar basınç (KPa/ K);

$R_n$  :yüzeydeki net radyasyon akışı (KJ/m<sup>2</sup>/s);

$f(u)$  :rüzgar fonksiyonu olup aşağıdaki şekilde ifade edilmiştir (Burman and Pochop, 1994):

$$f(u) = 0.26 (1 + 0.54 u) \quad (3.2)$$

$u$  :yerden 2 m yükseklikte rüzgar hızı (m/s).

Staple (1974) Eşitlik (3.1)'deki doygun buhar basıncı ( $e_{sat}$ ) yerine toprağın gerçek buhar basıncını koyarak ( $e_{a-s}$ ) Penman yöntemini değiştirmiştir. Buna göre eşitliğin son hali:

$$ET_0 = \frac{R_n \Delta / \gamma + f(u)(e_{a-s} - e_a)}{\Delta / \gamma + 1} \quad (3.3)$$

Laboratuar çalışmalarında kapalı alan olması nedeniyle radyasyon etkisi yok sayılmış ve günlük buharlaşma değerleri aerodinamik ifadeden ( $f(u)(e_{a-s} - e_a) / \Delta / \gamma + 1$ ) hesaplanmıştır. Açık hava şartlarında günlük buharlaşma değerleri aerodinamik ifade + radyasyon ( $R_n \Delta / \gamma / \Delta / \gamma + 1$ ) ifadesi den hesaplanmıştır.

Toprağın gerçek buhar basıncı havanın buhar basıncına benzer şekilde aşağıdaki gibi ifade edilir (Burman and Pochop, 1994).

$$e_{a-s} = h_s e_{sat-s} \quad (3.4)$$

Eşitlikteki toprak oransal nemi ( $h_s$ ) matrik potansiyele bağlı olarak hesaplanmaktadır. Tuzlu şartlarda toprak oransal nemi, matrik ( $h_m$ ) + osmotik ( $h_o$ ) potansiyelin bir fonksiyonudur .

$$h_s = h_m h_o \quad (3.5)$$

Eşitlik (3.5) deki  $h_m$  ve  $h_o$  aşağıda verilen eşitlikler yardımıyla hesaplanabilir (Konukcu,1997).

$$h_m = \exp\left(\frac{M g \Psi_m}{R T}\right) \quad (3.6)$$

$$h_o = \exp\left(\frac{M g \Psi_o}{R T}\right) \quad (3.7)$$

Eşitlik (3.7) deki ozmotik potansiyel ( $\Psi_o$ ) ise Eşitlik (3.8) yardımıyla bulunabilir.

$$\Psi_o = \left(\frac{R T C}{g \rho_w}\right) d \quad (3.8)$$

- e : gerçek buhar basıncı (kPa);
- $h_s$  : toplam (matrik + ozmotik) toprak oransal nemi (-);
- $h_m$  : toprak matrik oransal nemi (-);
- $h_o$  : toprak ozmotik oransal nemi (-);
- $e_s$  : saturasyon buhar basıncı (kPa);
- M : suyun moleküler ağırlığı (kg/mol);
- g : yerçekimi ivmesi ( $m/s^2$ );
- $\Psi_m$  : matrik potansiyel (-m);
- $\Psi_o$  : ozmotik potansiyel (-m);
- R : universal gaz sabiti (J/mol k);
- T : sıcaklık (K);
- C : tuz konsantrasyonu (M);
- $\rho_w$  : su yoğunluğu ( $kg/m^3$ );
- d : Van't Hoff faktörü (-);

Matrik potansiyel ise topraksu içeriğinin bir fonksiyonu olarak  $\Psi(\theta)$  van Genuchten (1980) modellinden belirlenecektir. Buna göre:

$$\Psi_m = \frac{1}{\alpha} \left( \Theta_m^{-1} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (3.9)$$

$\Theta$  değeri ise eşitlik (3.10) yardımıyla hesaplanabilir.

$$\Theta = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (3.10)$$

$\theta_r$  : hava kurusu toprağın nem içeriği ( $m^3/m^3$ );

$\theta_s$  : saturasyonda toprağın hacimsel su içeriği ( $m^3/m^3$ );

$\theta$  : toprağın hacimsel su içeriği ( $m^3/m^3$ ).

m, n ve  $\alpha$ : toprak tekstürüne bağlı katsayılar olup, deneme de kullanılan toprak örneği için;

m : 0.230769

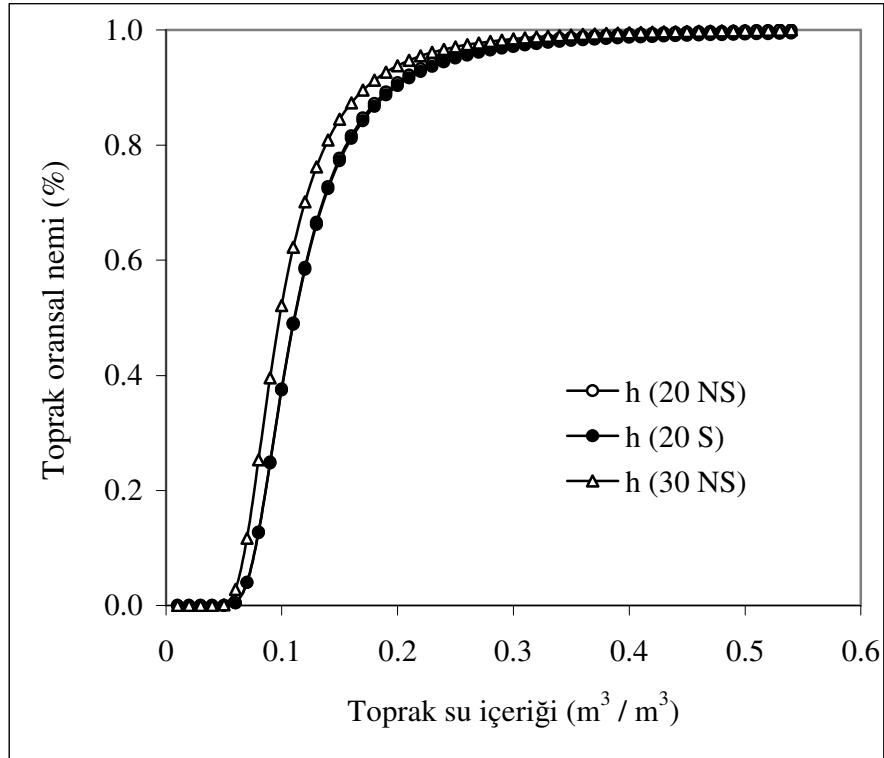
n : 1.3

$\alpha$  : 0.3 olarak bulunmuştur.

## 4. BULGULAR VE TARTIŞMA

### 4.1. Toprak Nem İçeriğine Bağlı Olarak Oransal Nem ve Gerçek Buhar Basıncı

Toprak nem içeriğinin azalmasıyla birlikte azalan buharlaşma oranlarını hesaplayabilmek için Penman eşitliğindeki saturasyon buhar basıncını gerçek buhar basıncı ile değiştirmek gerekmektedir. Bunun için matrik ve ozmotik potansiyelin bir fonksiyonu olarak toprağın oransal neminin hesaplanması ve oransal nem değerlerinin de aynı sıcaklıktaki doygun buhar basınçları ile çarpılması gerekmektedir. Tuzlu ve tuzsuz ortamda ve farklı iki sıcaklıkta toprağın su içeriğine bağlı olarak değişen oransal nem değerleri Eşitlik (3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9 ve 3.10) kullanılarak hesaplanmış ve Şekil.4.1.'de gösterilmiştir..

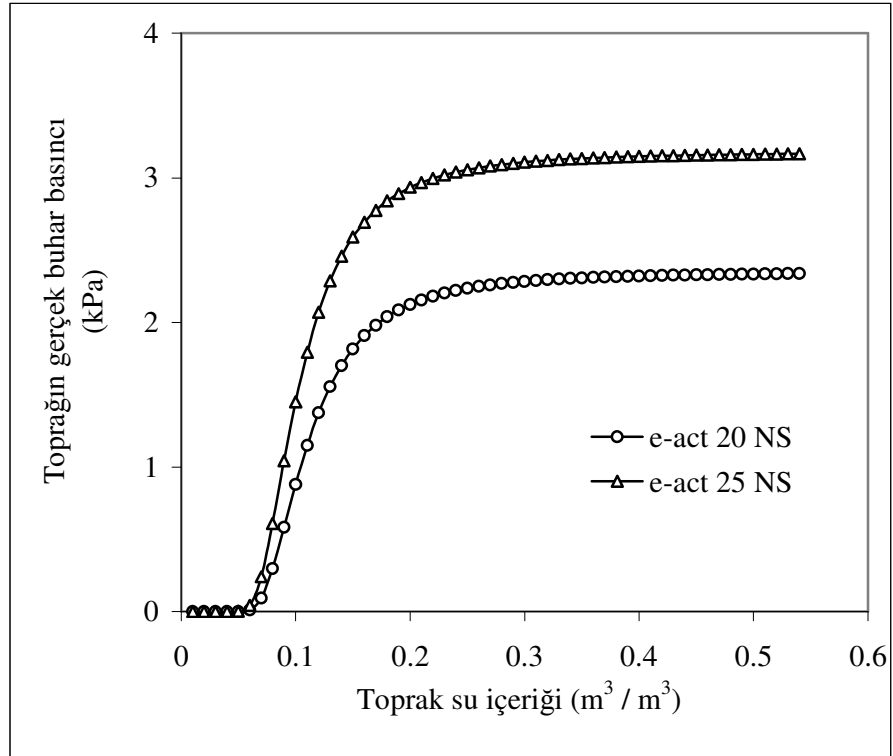


**Şekil 4.1.** Farklı iki sıcaklıkta, tuzlu ve tuzsuz ortamda toprak su içeriğine bağlı olarak toprak oransal nemindeki değişim (20 NS: 20 °C'de tuzsuz ortamda, 20 S: 20 °C'de tuzlu ortamda, 30 NS: 30 °C'de tuzsuz ortamda).

Şekil 4.1.' de görüldüğü gibi tuzlu ve tuzsuz ortamda hesaplanan oransal nem değerleri arasında bir fark yoktur. Konukcu (1997 ve 2004) de tuzluluğun etkisi olmadığını belirtmiştir. Ancak sıcaklığın 10 °C (% 50) artmasıyla oransal nem miktarında az bir artış kaydedilmiştir. Benzer sonuçlar Philip and de Vries (1957) ve Staple (1974) tarafından da verilmiştir.

Toprak su içeriğinin  $0.30 \text{ m}^3 / \text{m}^3$  ile saturasyon arasında olması durumunda toprak oransal nemi 1.0 (% 100) olarak kabul edilebilir. Toprak nem içeriğinin  $0.30 \text{ m}^3 / \text{m}^3$ 'den  $0.08 \text{ m}^3 / \text{m}^3$ ' e düşmesiyle birlikte oransal nem değeri 1.0'dan 0.0' a düşmüştür. Kritik nem değerleri toprak tekstürüne göre değişmekle birlikte aynı trend Camillo and Gurney (1986) ve Konukcu (1997 ve 2004) tarafından da elde edilmiştir.

Hesaplanan toprak oransal nem değerleri Eşitlik (3.1)'de yerine konularak nem içeriğine bağlı toprak buhar basıncı iki farklı sıcaklık için hesaplanmış ve şekil 4.2.'de gösterilmiştir.



**Şekil 4.2.** Farklı iki sıcaklıkta ve tuzsuz ortamda toprak su içeriğine bağlı olarak toprak oransal nemindeki değişim.

Toprak oransal nem değerlerinin aksine, toprak su içeriğine bağlı olarak toprağın gerçek buhar basıncı sıcaklık farkından önemli derecede etkilenmiştir. Oransal nemde sıcaklığın %50 değişimi (20  C'den 30  C'ye) maksimum %15 değişime neden olurken; gerçek buhar basıncında sadece % 25' lik artış (20  C'den 25  C'ye) %35'e kadar artışa sebep olmuştur. Ayrıca sıcaklıkla ilgili değişen buhar basınçları arasındaki fark toprak nem içeriğinin artmasıyla artmıştır.

Staple (1974) buhar basıncını dikkate almadan, oransal nemin sıcaklık ile birlikte fazla değişmediğini göz önüne alarak, atmosfer sıcaklığı ile toprak sıcaklığını eşit varsayıp, hesaplamalarını yapmıştır. Ancak buhar basınçlarının sıcaklığa karşı son derece hassas olması ve toprak sıcaklığının da atmosfer sıcaklığından çoğu zaman farklılık göstermesi hesaplamalarda önemli hatalara neden olabilecektir.

Buharlaşmanın erken evresinde (yani toprak neminin oransal olarak yüksek olduğu durumlarda) buharlaşma yüksek olup, toprak sıcaklığını birkaç  C düşürmektedir. Toprak sıcaklığının düşmesi atmosfer ile toprak yüzeyi arasındaki buhar basıncı açığını azaltarak buharlaşma oranlarını da düşürecektir. Böylece Staple (1974)'n modifiye ettiği Penman metodu, deneme toprağı için  $30 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içeriğinin üstünde buharlaşmayı potansiyel buharlaşma olarak hesap edecektir. Evaporasyonun ilerleyen evresinde buharlaşma oranlarının düşmesi ile birlikte buharlaşmanın soğutma etkisi azalacak ve toprak sıcaklığı atmosfer sıcaklığı ile birbirine çok yakın bir değer alacaktır. Bu durumda Staple (1974) modeli evaporasyonu güvenilir bir şekilde tahmin etmektedir. Evaporasyonun son evresinde, buharlaşma oranının minimum bir değer alması nedeniyle soğutma etkisi azalacak, radyasyona bağlı olarak toprak sıcaklığı atmosfer sıcaklığından daha yüksek olabilecektir. Bu durumda Staple (1974) modeli olması gerekenden daha düşük bir buharlaşma oranı hesaplamaktadır. Ancak atmosfer ile toprak sıcaklığı arasındaki fark her zaman burada belirtildiği gibi seyretmeyebilir. Radyasyon, buharlaşma, toprak özellikleri gibi çok faktöre bağlı olarak değişebilmektedir. Bu konu Konukcu (2006) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ancak sonuçlar ve değerlendirmeler henüz yayın aşamasındadır.

## 4.2. Atmosferik (Açık Su Yüzeyinden meydana Gelen) Buharlaşma

Laboratuar ve açık hava koşullarında su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve orijinal Penman yöntemi kullanılarak hesaplanmış değerler sırasıyla Şekil 4.3. ve Şekil 4.4.'te karşılaştırılmıştır.

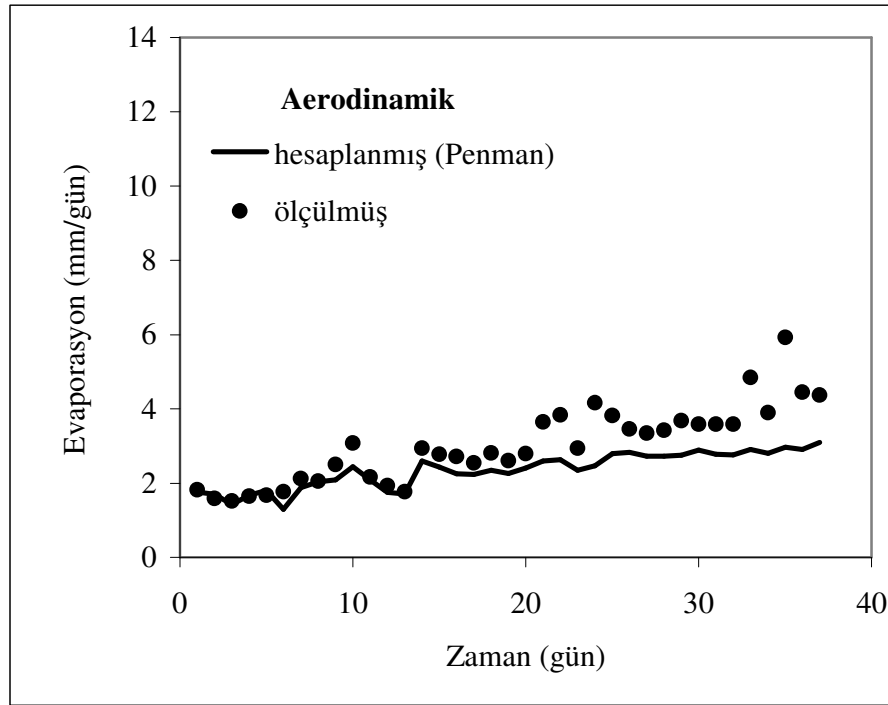
Laboratuar koşullarında buharlaşma oranları açık hava koşulları ile karşılaştırıldığında daha düşük ve dalgalanmalar da daha azdır. Deneme sonuna doğru direk ölçülmüş buharlaşma miktarında belirgin bir artış kaydedilirken bu hesaplanan oranlarda tam olarak gözlenememiştir. Yani aerodinamik ortamda buharlaşma artarken ölçülmüş değerler ile hesaplanmış değerler arasındaki uyum da azalmaktadır. Buna rağmen ölçülmüş ve hesaplanmış değerler arasında yapılan varyans analizleri sonucu iyi bir uyum bulunmuştur ( $R^2 = 0.89$ ).

Açık hava koşullarında günlük ölçülmüş ve hesaplanmış buharlaşma oranlarında büyük bir dalgalanma vardır. Varyans analizi sonucu iyi bir uyum olmadığı belirlenmiştir ( $R^2 = 0.28$ ). Bu fark açık hava koşullarında hesaplamada kullanılan çok sayıdaki parametrenin hassas olarak ölçülemediğinden kaynaklanmış olabilir. Radyasyon, güneşlenme süresi gibi çok önemli veriler araştırma bahçesinde ölçülmeyip, en yakın istasyondan sağlanmıştır.

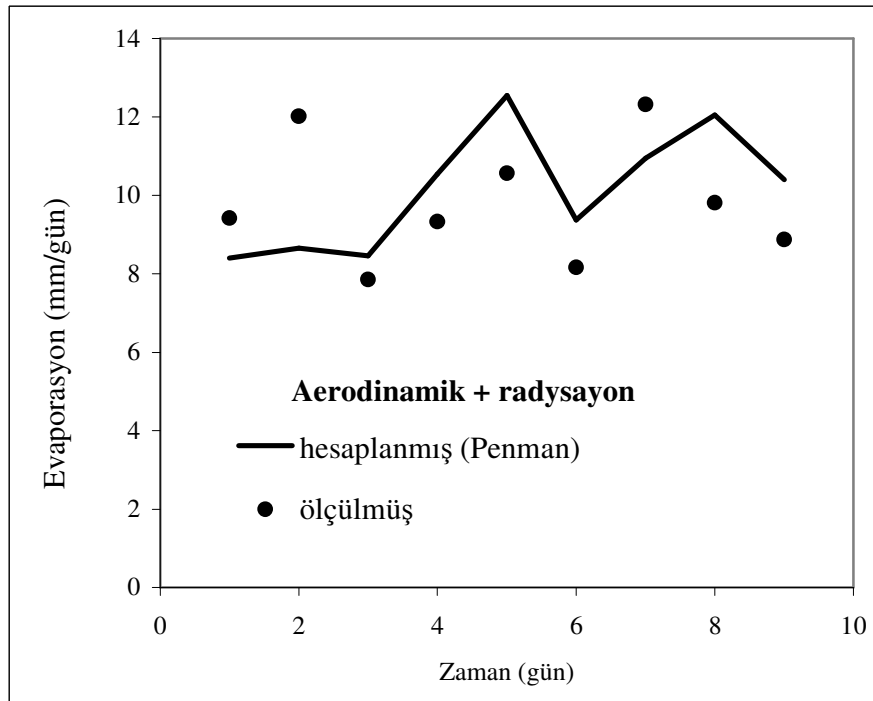
## 4.3. Deneysel Buharlaşma Sonuçları

### 4.3.1. Laboratuar Koşullarında (Aerodinamik) Buharlaşma

Laboratuarda sadece aerodinamik koşullar altında deneme süresince tuzlu ve tuzlu olmayan toprak yüzeyinden meydana gelen direk ölçülmüş buharlaşma değerleri Şekil 4.5.'te sunulmuştur. Toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşma miktarı açık su yüzeyinden meydana gelen buharlaşma oranları ile karşılaştırılırsa, ilk 8 günlük sürede evaporasyonun potansiyel olduğu (birinci evre) kabul edilebilir. Sekizinci gün ile 28. gün arasında buharlaşma miktarı laboratuar koşullarının etkisiyle hafif dalgalanmalar göstererek minimum bir düzeye kadar azalmıştır. Bu periyot ikinci evre olarak kabul edilebilir. Yirmisekizinci günden sonraki ihmal edilebilir buharlaşma dönemini üçüncü evre saymak mümkündür.



**Şekil 4.3.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve Penman yöntemi ile hesaplanmış buharlaşma değerleri.



**Şekil 4.4.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve Penman yöntemi ile hesaplanmış buharlaşma değerleri.

Toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşma toprak neminin belirli bir düzeyin altına düşmesi ile başlamıştır. Denemenin 8. gününde ölçülen toprak nemi  $0.29 \text{ m}^3/\text{m}^3$  tür. Bu değer Şekil 4.1.'deki oransal nemin % 100 kabul edildiği  $0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$  eşik değerine oldukça yakındır. Evaporasyon, toprak nem içeriğinin  $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşmesine kadar devam etmiştir. Laboratuvar şartlarında havanın oransal nemi % 40 civarındadır ki bu da  $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$  su içeriğine karşılık gelmekte olup,  $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$  değerine kabul edilebilir ölçüde yakındır.

Deneme koşullarında tuzluluk buharlaşmayı çok az miktarda azaltmıştır (Şekil 4.5). Ancak bu azalma varyans analizi sonucunda önemsiz bulunmuştur. Tuzlu toprakta evaporasyonun pratik olarak sıfır kabul edildiği zamanda nem içeriği yaklaşık olarak  $0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$  tür. Tuzlu olmayan koşullara göre nispeten daha yüksek su içeriğinde buharlaşmanın durmasının nedeni tuzların nemi absorbe ederek daha fazla kurumayı engellemesi ile açıklanabilir. Tamamen tuzla (NaCl) doymun olan bir toprak % 75 oransal nem içeriğinden daha fazla kurumamaktadır (Robinson and Stokes, 1984; Konukcu *et al.*, 2004). Deneme toprağı için  $0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içeriğine karşılık gelen toprak oransal nemi % 58'dir. % 75'ten küçük olması ise çalışmalarda toprak yüzeyinin tamamen tuz ile doymamış ve kristalleşmesinde de çok az görülmüş olması ile açıklanabilir. Deneme toprağının % 75' oransal neme karşılık gelen su içeriği ise  $0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$  civarındadır.

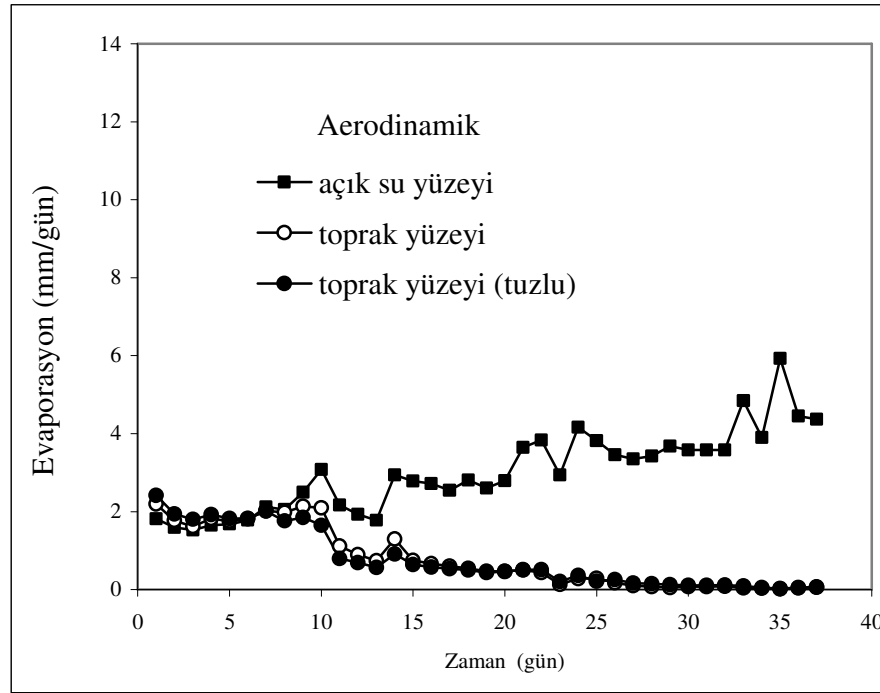
#### 4.3.2. Açık Hava Koşullarında (Aerodinamik+ Radyasyon) Buharlaşma

Açık hava koşullarında tuzlu ve tuzsuz topraklar ile yürütülen çalışmalarından kaydedilen günlük buharlaşma değerleri Şekil 4.6'da verilmiştir. Açık hava koşullarında yürütülen denemeler atmosferik buharlaştırma oranlarının çok yüksek olması nedeniyle (açık su yüzeyinden ortalama 10 mm/gün) ancak yedi gün sürmüştür. Buharlaştırma isteğinin çok yüksek olması nedeniyle, toprakların buharlaşmaya maruz bırakılmasıyla birlikte hızlı bir nem düşüşü ve buna bağlı olarak da evaporasyonda ani bir düşüş görülmüştür. Böylece, açık hava koşullarında potansiyel evaporasyon evresi çok kısa sürmesi nedeniyle Şekil 4.6.'da görülememektedir.

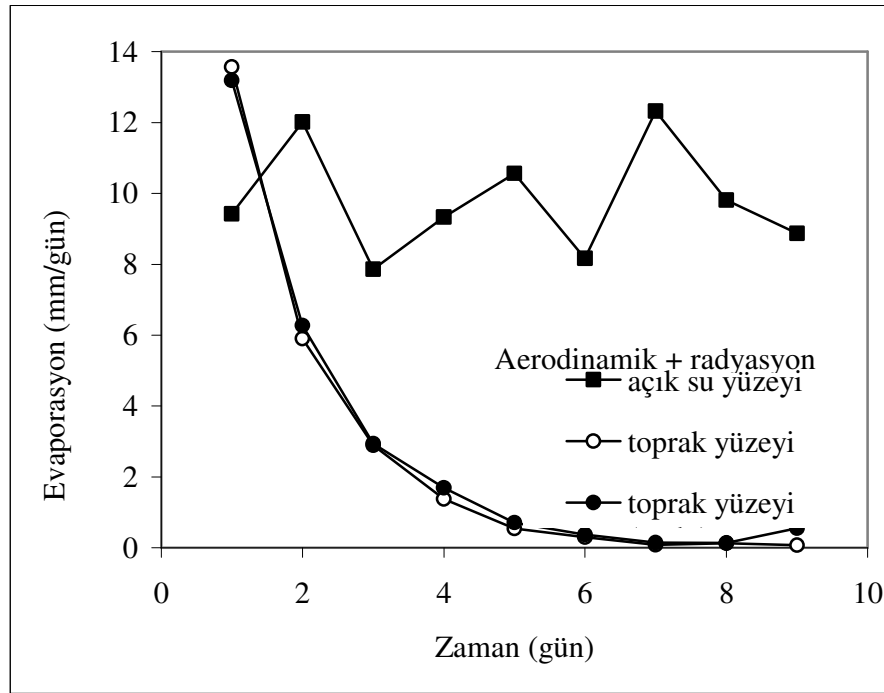
Açık hava koşullarında evaporasyon toprak nem içeriğinin  $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$  e düşmesine kadar devam etmiştir. Havanın oransal nemi % 17 civarında olup,  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem

içeriğine karşılık gelmektedir. Toprağın oransal neminin havanın oransal nemi ile dengeye gelmesiyle (% 17 oransal nem) veya bir başka deyişle toprak su içeriğinin  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  e düşmesiyle buharlaşmanın da durması beklenirken,  $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$  su içeriğine düşmesine kadar devam etmiştir. İki değer arasında önemli bir fark vardır. Bu beklenmedik sonuç teorik çalışmalar kısmında açıklanacaktır.

Açık hava koşullarında da tuzluluk evaporasyon oranını önemli derecede değiştirmemiştir. Tuzlu şartlarda buharlaşmanın durduğu nem içeriği  $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$  tür. Bu değere tuzlu olmayan koşullarda ölçülen minimum nem içeriğinden ( $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ) oldukça yüksek iken laboratuarda tuzlu koşullarda kaydedilen  $0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$  değerinden de daha küçüktür. Çünkü açık hava koşullarında daha fazla buhar basıncı açığı toprağı daha fazla kurumaya zorlamıştır. Yine Bölüm 4.3.1.'de açıklanan nedenlerden dolayı açık hava koşullarında da toprakta ölçülen minimum nem içeriği aynı toprağın satire olması durumunda sahip olabileceği minimum nem içeriğinden daha düşüktür.



**Şekil 4.5.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) tuzlu, tuzsuz toprak ve açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması.

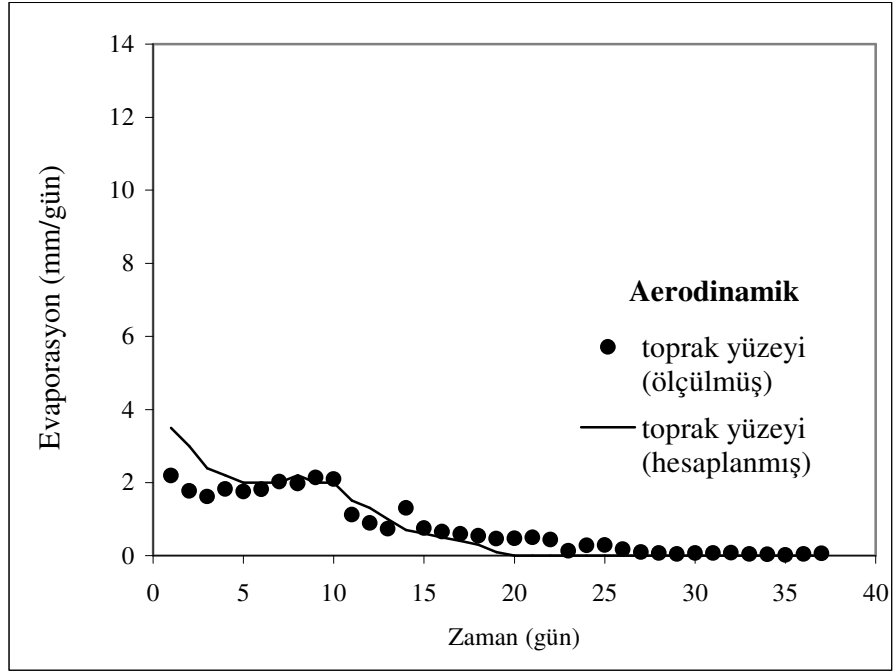


**Şekil 4.6.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) tuzlu, tuzsuz toprak ve açık su yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması.

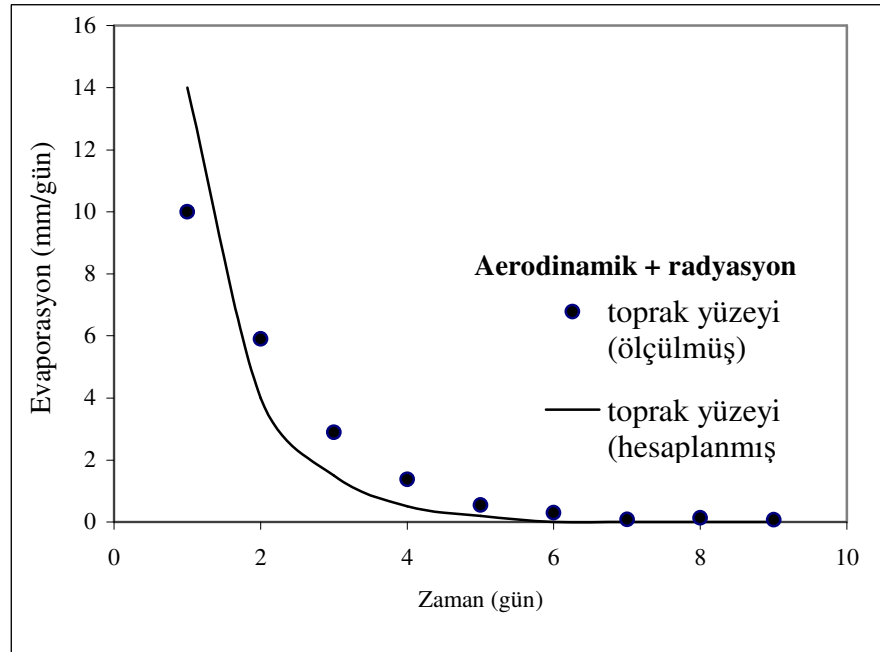
#### 4.4. Teorik Hesaplamalar ve Deneysel Verilerle Karşılaştırılması

##### 4.4.1. Laboratuvar Koşullarında (Aerodinamik) Buharlaşma

Laboratuvar koşullarında toprak yüzeyinden meydana gelen günlük buharlaşma miktarları 37 gün süreyle ölçülmüş ve ölçülen bu değerler laboratuvar şartları ve deney toprağı için hesaplanmış değerler ile Şekil 4.7.'de karşılaştırılmıştır. Genel olarak değerlendirildiğinde simülasyon sonuçları ile deneysel sonuçlar arasında çok kuvvetli olmasa da iyi bir uyum vardır ( $R^2 = 0.89$ ). Toprak-su-atmosfer-bitki ilişkilerini ortaya koyan çoğu model toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı Penman yöntemi ile hesaplamaktadır. Örneğin: SWAP (Van Dam *et al.*, 1997), SALTMED (Ragab, 2002). Ancak Penman yöntemi toprakta nem azalması ile birlikte azalan buharlaşmayı dikkate almamaktadır. Toprak koşulları ne olursa olsun, toprak yüzeyinde saturasyon buhar basıncının var olduğunu kabul ederek, atmosferik şartlara bağlı olarak buharlaşmayı hesaplamaktadır.



**Şekil 4.7.** Laboratuvar koşullarında (aerodinamik) tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve hesaplanmış buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması.



**Şekil 4.8.** Açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) tuzlu ve tuzsuz toprak yüzeyinden meydana gelen ölçülmüş ve hesaplanmış buharlaşma değerlerinin karşılaştırılması.

Evapotranspirasyon için referans bitki su tüketimi bitki katsayıları ile çarpıldığı için fazla bir yanılmaya neden olmazken, açık toprak yüzeyi için önemli hatalara yol açmaktadır. Özellikle nadas sisteminin yaygın olduğu bölgelerde açık toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşma hassas olarak hesaplanamadığı için, bölgedeki havza yağış-akış ilişkileri de güvenilir bir şekilde hesaplanamamakta ve su kaynakları iyi bir şekilde planlanamamaktadır. Bu nedenle Staple (1974) modeli toprak-su-atmosfer-bitki ilişkilerini açıklayan modellerde üst sınır koşullarının tanımlanmasında önemli bir aşamadır.

Şekil 4.7.'de ölçülen ve hesaplanan değerler zamana bağlı olarak değerlendirildiğinde: şu sonuçlara varılabilir. Deneme başlangıcında hesaplanan evaporasyon değerleri ölçülmüş değerlerin neredeyse iki katına yakın iken, altı gün içinde bu fark kaybolarak, sonraki 10 gün içerisinde açık olarak biri diğerinden ayrılamamaktadır. Onaltıncı günden itibaren hesaplanan değerler belirgin bir şekilde azalarak 20. günde sıfır değerini almıştır. Ölçülen değerler ise çok küçük de olsa 37. güne kadar devam etmiştir.

Simülasyon sonuçlarının deneme başlangıcında ve sonunda doğru ölçülmüş değerlerden sapma göstermesi toprak sıcaklığı ile atmosfer sıcaklığının farklı olmasına bağlanabilir. Deneme başlangıcında toprak sıcaklığı buharlaşmanın soğutucu etkisinden dolayı atmosfere göre daha düşüktür. Düşük sıcaklıkta toprağın oransal neminin fazla değişmemesine rağmen (Şekil 4.1.) gerçek buhar basıncı önemli oranda düşmektedir (Şekil 4.2.). Çünkü gerçek buhar basıncı oransal nem ile saturasyon buhar basıncının çarpımına eşittir (Eşitlik 3.4). Saturasyon buhar basıncı da sıcaklık ile doğru orantılı olarak değişmektedir. Soğuk toprakta gerçek buhar basıncının düşmesi atmosfer ile toprak yüzeyi arasındaki buhar basıncı açığını azaltmaktadır. Böylece aynı atmosferik şartlar altında soğuk topraktan sıcak toprağa oranla daha az buharlaşma meydana gelmektedir. Ölçülen değerlerin hesaplanan değerlere göre küçük olmasının nedeni budur. Çünkü hesaplanan değerlerde, toprak sıcaklığı takip edilmediği için atmosferik sıcaklık dikkate alınmıştır. Deneysel çalışmaların sonuçlandırılıp, hesaplanmalara başlanmasıyla bu durum fark edildiği ve denemeleri tekrar düzenleme şansımızın olmadığı için toprak sıcaklığı ölçülemediği için. Ancak bu konu ile ilgili ayrıntılı çalışmalar mutlaka yapılmalıdır.

Denemenin ilk haftasından sonra toprak nemi ile birlikte buharlaşma da azalmıştır. Buharlaşmanın azalmasıyla birlikte soğutucu etki azaldığından toprak sıcaklığı ile hava sıcaklığı birbirine yakın bir değer alacağı söylenebilir. Ara dönemdeki uyumda muhtemelen bundan kaynaklanmıştır.

Denemenin son aşamasında buharlaşma ve dolayısıyla da buharlaşmanın soğutucu etkisi son derece azalırken, radyasyonun etkisiyle toprak sıcaklığı atmosfer sıcaklığından daha yüksek bir değer almış olabilir. Bu nedenle ölçülmüş değerler daha yüksek ve buhar basıncı açığı artacağı için simülasyon sonuçlarının aksine gerçek şartlarda evaporasyon daha uzun süre devam etmiştir. Her ne kadar toprak sıcaklığı ölçülmemiş ise de burada açıklanan bilgileri doğrulayan veriler literatürde mevcuttur (Ashraf, 1997).

Laboratuar koşullarında havanın oransal nemi % 40 civarındadır. Modelde sıcaklık farkı dikkate alınmadığı için toprak oransal nemi de % 40'a veya buna karşılık gelen  $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içeriğine düşünce atmosfer ile dengeye gelerek buharlaşma durmuştur. Ancak yukarıda ifade edildiği gibi toprak sıcaklığının fazla olması buhar basıncı açığını artırarak evaporasyonun toprak nemi  $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşmesine kadar devam etmiştir.

Hesaplamalarda toprak tuzluluğu da matrik potansiyel ile birlikte ozmotik potansiyel de hesaplayarak dikkate alınmıştır. Denemelerde kullanılan tuz konsantrasyonunun yanında, tuza doymun durumun dikkate alınmasında bile hesaplamalarda önemli bir farklılık görülmemiştir. Bu nedenle Şekil 4.7. ve 4.8.'de tuzluluk ile ilgili veriler yer almamıştır.

#### **4.4.2. Açık Hava Koşullarında (Aerodinamik + Radyasyon) Buharlaşma**

Açık hava koşullarında toprak yüzeyinden meydana gelen günlük buharlaşma miktarları Şekil 4.8.'de karşılaştırılmıştır. Ölçülen değerler ile simülasyon sonuçları arasında varyans analizi sonucu iyi bir uyum tespit edilmiştir ( $R^2 = 0.90$ ). Açık hava koşullarında da laboratuar koşullarında elde edilen sonuçlara benzer sonuçlar elde edilmiştir. Ancak açık hava koşullarında deneme çok daha kısa sürmüştür. Yine açıklanan nedenlerden dolayı deneme başlangıcında hesaplanan değerler daha yüksek, ortalarda birbiri ile kıyaslanabilir ve sonuna doğru ise hesaplanan değerler daha düşüktür.

Açık hava koşullarında deneme süresince kaydedilen ortalama oransal nem değeri % 17 civarında olup  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  toprak nem içeriğine karşılık gelmektedir. Ancak denemelerde açık hava koşullarında buharlaşma toprak nemi  $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşünceye kadar devam etmiştir.

## 5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Toprak nem içeriğinin azalmasıyla birlikte azalan buharlaşma oranlarını hesaplayabilmek için Penman (1948) modeli, Staple (1974) tarafından eşitlikteki saturasyon buhar basıncı gerçek buhar basıncı ile değiştirilerek modifiye edilmiştir. Bu değiştirilmiş model laboratuvar şartlarında (aerodinamik) ve açık hava koşullarında (aerodinamik + radyasyon) tuzlu ve tuzlu olmayan toprak koşulları için test edilmiş, ilave değişiklikler yapıp, yapılamayacağı tartışılmıştır.

Bu amaçla toprağın matrik (tuzlu olmayan koşullarda) ve matrik + ozmotik potansiyelinin (tuzlu ortamda) bir fonksiyonu olarak toprak oransal nemi hesaplanmış ve bu oransal nem değerleri o sıcaklıktaki doymuş buhar basıncı ile çarpılarak toprağın gerçek buhar basıncı hesaplanmıştır. Penman yönteminde toprak yüzeyinde doymuş buhar basıncı yerine hesaplanan bu gerçek buhar basıncı kullanılmıştır. Bu hesaplamalara göre denemede kullanılan killi bünyeli bir toprak için nem içeriğinin azalmasıyla birlikte toprak oransal nemi azalmıştır. Ancak bu azalma toprak nem içeriğinin saturasyon ile  $0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşmesinde çok sınırlı olmuş ve böylece  $0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içeriğinin üzerinde toprağın oransal neminin %100 kabul edilebileceği sonucuna varılmıştır. Yani bu nem değerinin üzerinde Staple yöntemi buharlaşmayı potansiyel olarak hesaplamaktadır. Toprak oransal nemindeki en hızlı değişim  $0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$  ile  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içerikleri arasında görülmüştür.  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  su içeriğinin altında toprağın oransal nemi pratik olarak sıfır kabul edilmiştir. Toprak nem içeriğine karşı oransal nem değişimine sıcaklık ve tuzluluğun önemli bir etkisi olmamıştır.

Sıcaklık, toprağın oransal nem değişiminde önemli bir etkiye sahip olmazken, toprakların gerçek buhar basınçlarında önemli bir etkiye sahip olmuştur. Ayrıca sıcaklık ile değişen buhar basınçları arasındaki fark toprak nem içeriğinin artmasıyla artmıştır.

Staple (1974) buhar basıncını dikkate almadan, oransal nemin sıcaklık ile birlikte fazla değişmediğini göz önüne alarak, atmosfer sıcaklığı ile toprak sıcaklığını eşit varsayıp, hesaplamalarını yapmıştır. Ancak buhar basınçlarının sıcaklığa karşı son derece hassas olması ve toprak sıcaklığının da atmosfer sıcaklığından çoğu zaman farklılık göstermesi hesaplamalarda önemli hatalara neden olabileceği sonucuna varılmıştır. Ancak bu çalışmada toprak sıcaklığı dikkate alınmamıştır. Bu konu ile ilgili kapsamlı çalışmalara ihtiyaç vardır.

Laboratuar koşullarında toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmada üç farklı evre (potansiyel, azalan ve sabit veya sıfır evaporasyon evreleri) açıkça ayırt edilebilirken, açık hava koşullarında potansiyel evaporasyon evresi çok kısa sürmesi nedeniyle gözlenememiştir

Toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmadaki azalma toprak neminin belirli bir düzeyin altına düşmesi ile başlamıştır. Laboratuar şartlarında toprak neminin  $0.29 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşmesi ile buharlaşma potansiyel değerden düşmeye başlamıştır. Bu değer oransal nemin % 100 kabul edildiği  $0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$  eşik değerine oldukça yakındır. Evaporasyon, toprak nem içeriğinin  $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 'e düşmesine kadar devam etmiştir. Laboratuar şartlarında havanın oransal nemi % 40 civarındadır ki bu da  $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$  su içeriğine karşılık gelmekte olup,  $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$  değerine kabul edilebilir ölçüde yakındır.

Açık hava koşullarında evaporasyon toprak nem içeriğinin  $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$  e düşünceye kadar devam etmiştir. Havanın oransal nemi % 17 civarında olup,  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  nem içeriğine karşılık gelmektedir. Toprağın oransal neminin havanın oransal nemi ile dengeye gelmesiyle (% 17 oransal nem) veya bir başka deyişle toprak su içeriğinin  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  e düşmesiyle buharlaşmanın da durması beklenirken,  $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$  su içeriğine düşünceye kadar devam etmiştir. Bu sapma toprak yüzeyi sıcaklığı ile atmosfer sıcaklığı arasındaki farka bağlanmıştır.

Genel olarak değerlendirildiğinde simülasyon sonuçları ile deneysel sonuçlar arasında çok kuvvetli olmasa da bir uyum vardır ( $R^2 = 0.90$  civarında). Toprak-su-atmosfer-bitki ilişkilerini ortaya koyan çoğu model toprak yüzeyinden meydana gelen buharlaşmayı Penman yöntemi ile hesaplamaktadır. Penman yöntemi toprakta nem azalması ile birlikte azalan buharlaşmayı dikkate almamaktadır. Toprak koşulları ne olursa olsun,

toprak yüzeyinde saturasyon buhar basıncının var olduğu kabul ederek, atmosferik şartlara bağlı olarak buharlaşmayı hesaplamaktadır. Bu nedenle Staple (1974) modeli toprak-su-atmosfer-bitki ilişkilerini açıklayan modellerde üst sınır koşullarının tanımlanmasında önemli bir aşamadır. Toprak sıcaklığının da dikkate alınması ile daha hassas tahminlerde bulunulacaktır.

Simülasyon sonuçlarının deneme başlangıcında ve sonuna doğru ölçülmüş değerlerden sapma göstermesi toprak sıcaklığı ile atmosfer sıcaklığının farklı olmasına bağlanmıştır. Deneme başlangıcında toprak sıcaklığı buharlaşmanın soğutucu etkisinden dolayı atmosfere göre daha düşüktür. Düşük sıcaklıkta toprağın oransal neminin fazla değişmemesine rağmen gerçek buhar basıncı önemli oranda düşmektedir. Çünkü gerçek buhar basıncı oransal nem ile saturasyon buhar basıncının çarpımına eşittir. Saturasyon buhar basıncı da sıcaklık ile doğru orantılı olarak değişmektedir. Soğuk toprakta gerçek buhar basıncının düşmesi atmosfer ile toprak yüzeyi arasındaki buhar basıncı açığını azaltmaktadır. Böylece aynı atmosferik şartlar altında soğuk topraktan sıcak toprağa oranla daha az buharlaşma meydana gelmektedir. Ölçülen değerlerin hesaplanan değerlere göre küçük olmasının nedeni budur. Çünkü hesaplanan değerlerde, toprak sıcaklığı takip edilmediği için atmosferik sıcaklık dikkate alınmıştır. Deneysel çalışmaların sonuçlandırılıp, hesaplanmalara geçilmesiyle bu durum fark edildiği ve denemeleri tekrar düzenleme şansımızın olmadığı için toprak sıcaklığı ölçülemediği görülmüştür.

Hem açık hava hem de laboratuvar koşullarındaki denemelerde toprak tuzluluğu evaporasyonu oranlarını çok az miktarda düşürmüştür. Ancak bu azalma istatistiksel olarak (varyans analizi) önemsizdir. Tuzlu şartlarda buharlaşmanın durduğu nem içeriği tuzlu olmayan koşullara göre daha yüksektir. Bu da tuzların nemi absorbe etmesi ile açıklanmıştır. Benzer şekilde simülasyonlarda da denemelerde kullanılan tuz konsantrasyonunun yanında, tuza doymun durumun dikkate alınmasında bile önemli bir farklılık görülmemiştir.

Simülasyon sonuçları ile deney sonuçları arasındaki uyum geliştirilen modelin hassasiyeti yanında iklimsel ve toprak ile ilgili verilerin de hassasiyetine bağlıdır. Bu nedenle çalışmanın iklim şartlarının kontrol edilebildiği ortamlarda modeldeki her bir iklim elemanın kalibre edilmesinde yarar vardır. Bu nedenle benzer çalışmaların

iklimsel verilerin hassas bir şekilde izlendiği ortamlarda ve farklı toprak tekstürleri için de yapılmasında yarar vardır. Çalışmanın farklı toprak tekstürlerine uygulanabilmesi için o toprağın matrik potansiyel-su içeriği ilişkilerinin tanımlanması yeterlidir.

Ayrıca benzeri çalışmalar havza yağış akış çalışmaları ile entegre edilerek su verimlerinin hassas bir şekilde hesaplanarak su kaynaklarının iyi bir şekilde yönetilmesine hizmet edilmelidir.

## 6. KAYNAKLAR

- Allison GB (1982). The relation between  $^{18}\text{O}$  and deuterium in water in sand columns undergoing evaporation. *Journal of Hydrology* **55**: 163-169.
- Aluwihare S, Watanabe K (2003) Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance. *Journal of Environmental Engineering-ASCE* **129**: 1157-1168.
- Anat A, H.R. Corey (1965). Steady upward flow from water tables. Hydrology paper. No: 7, Colorado State Univ., Fortcollins, Colorado.
- Asghar MN (1996). Computer simulation of salinity control by means of an evaporative sink. Ph. D. Thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.
- Ashraf M (1997). Dynamics of soil water under non-isothermal conditions. Ph. D. Thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.
- Ayyıldız M (1984). Sulama Suyu Kalitesi ve Sulamada Tuzluluk Problemleri. Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No: 636. 258p. Ankara.
- Bastiaanssen WGM, Kabat P, Menenti M (1989). A new simulation model of bare soil evaporation in arid regions (EVADES). ICW-Note 1938: 73p.
- Benoit GR., Kirkham D(1963). The effect of soil surface conditions on evaporation of soil water. *Soil Science Society of America Proceedings* **27**:495-498.
- Blaney HF, Criddle WD (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. United States Soil Conservation Service No: 96, 36p.
- Bruckler L, Witono H (1989) Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modelling: II Estimating soil water balance. *Water Resources Research* **25**: 2437-2447.
- Burman R, Pochop LO (1994) Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data. Elsevier, Amsterdam.
- Burnes CJ, Allison GB (1983). The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils, 1. Theory. *Journal of Hydrology*, **60**: 141-156.

- Camillo PJ, Gurney RJ (1986) A resistance parameter for bare-soil evaporate models. *Soil Science* **141**: 95-105.
- Camillo PJ, Schmugge TJ (1984) Correlating rainfall with remotely sensed microwave radiations using physically based models. *IEEE Transaction of Geoscience Remote Sensing* **22**: 415-432.
- Chanzy A, Bruckler L (1993) Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resources Research* **29**: 1113-1125.
- Chen XY (1992). Evaporation from a salt-encrusted sediment surface: field and laboratory studies. *Australian Journal of Soil Research* **30**: 429-442.
- Choudhury BJ, Monteith JL (1988) A four layer model for the heat budget of homogenous land surfaces. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **114**: 378-398.
- Daamen CC, Simmonds LP (1996) Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance. *Water Resources Research* **32**: 1393-1402.
- Desborough CE, Pitman AJ, Irannejad P (1996) Analysis of the relationship between bare soil evaporation and soil moisture simulated by 13 land surface schemes for a simple non-vegetated site. *Global and Planetary Change* **13**: 47-56.
- Dincer T, Al-Mugrin A, Zimmermann U (1974). Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *Journal of Hydrology* **23**: 79-109.
- Feddes RA (1985) Crop water use and dry matter production: state of art . In: A. Perrier and C. Kiou (Eds.), Proceedings Conference Internationale De La ICID Sur Les Besoins En Eau Des Cultures, Paris, 11-14 September 1984: 221-235.
- Forrest WW, Worthley SR (1964) The vapour pressure of concentrated sea-water. *Australian Journal of Applied Science* **15**, 53–56.
- Fritton DD, Kirkham D and Shaw RH (1967). Soil-water and chloride redistribution under various evaporation potentials. *Soil Science Society of America Proceedings* **31**: 599-603

- Gardner WR (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a watertable. *Soil Science* **85**: 228–232.
- Gardner, W. R. (1959). Solutions of the flow equations for the drying of soils and other porous media. *Soil Science Society of America Proceedings*, **23**: 183-187.
- Gardner WR, Hillel D (1962). The relation of external evaporation to the drying of soils. *Journal of Geophysical Research* **67**: 4319-4325.
- Gowing JW, Asghar MN (1996). Computer simulation of salinity Management by means of an evaporative sink (dry drainage). *Proceeding 6th ICID Drainage Workshop: Drainage and Environment*. April (1996), Ljubljana, Slovenia. 437-447.
- Gowing JW, Konukcu F, Rose DA (2006 baskıda).Evaporative flux from a shallow watertable: the influence of a vapour-liquid phase transition. *Journal of Hydrology* (<http://www.sciencedirect.com/science/journal/00221694>)
- Gupta JP (1979). Some observations on the periodic variations of moisture in stabilised and unstabilised sand dunes of the Indian Desert. *Journal of Hydrology* **41**: 153-156.
- Hadas A, Hillel D (1968). An experimental study of evaporation from uniform soil columns in the presence of a water table. *Transactions of 9th International Congress of Soil Science*. Adelaide Australia: 67-74
- Hadas A, Hillel D (1972). Steady-state evaporation through non homogeneous soil from a shallow watertable. *Soil Science* **113**: 65-73.
- Hanks RJ, Gardner HR (1965). Influence of different diffusivity water-content relations on evaporation of water from soils. *Soil Science Society of America Proceedings* **29**: 495-498.
- Hassan FA, Ghaibeh AS (1977). Evaporation and salt movement in soils in the presence of watertable. *Soil Science Society of America Proceedings* **20**: 470-478.

- Hellwig DHR (1974). Evaporation of water from sand. 5. The effect of evaporation on the precipitation of salts dissolved in water stored in sand. *Journal of Hydrology* **39**: 101-110.
- Hellwig DHR (1979). Evaporation of water from sand. The effect of evaporation on the precipitation of salts dissolved in water stored sand. *Journal of Hydrology* **41**: 149-151.
- Idso SB, Reginato RJ, Jackson RD, Kimbal BA, Nakayama FS (1974). The three stages of drying of a field soil. *Soil Science Society of America Proceedings* **38**: 831-837.
- Khan AR (1988). Assessing the evaporation zone in the bare soil from the soil water flux and soil heat flux measurements. *Journal of Agronomy and Crop Science* **161**: 234-237.
- Kobayashi T, He WJ, Nagai H (1998) Mechanism of evaporation from soil with a drying surface. *Hydrological Processes* **12**: 2185-2191.
- King LG, Schleusener RA (1961). Further evidence of hysteresis as a factor in the evaporation from soils. *Journal of Geophysical Research* **66**: 4187-4191.
- Kondo J, Saigusa N (1990). A parameterisation of evaporation from bare soil surface. *Journal of Applied meteorology* **29**: 385-389.
- Konukcu F (1997) Upward transport of water and salt from shallow saline watertables. PhD thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.
- Konukcu F, Istanbuluoglu A, Kocaman I (2004) Determination of water content in the drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research* **42**: 1-8.
- Konukcu F, Gowing JW, Rose DA (2006 baskıda). Dry drainage: a sustainable solution to waterlogging and salinity problems in irrigation areas? *Agricultural Water Management* (<http://www.sciencedirect.com/science/journal/03783774>).
- Konukcu F (2006 yayın aşamasında). Modification of Penman method to define upper boundary condition in computing bare soil evaporation.

- Lemon, E. R. (1956). The potentialities for decreasing soil moisture evaporation loss. *Soil Science Society of America Proceedings*, **20**: 120-125
- Makkink GF (1955). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of Industrial Water Engineering* **11**: 277-288.
- Malik KS, Anlauf R, Richter J (1992). A simple model for predicting evaporation from bare soils. *Zeitschrift fur Pflanzenernahrung und Bodenkunde* **155**: 293-299.
- Marshall TJ, Holmes JW (1988) *Soil Physics*, 5th edn. John Wiley. New York
- Menenti M (1984). Physical aspects and determination of evaporation in desert applying remote sensing techniques. Ph. D. Thesis/ICW Reoort 10: 202D, 197p.
- Moore RE (1939). Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia* **12**: 383426.
- Nakayama FS, Jackson RD, Kimball BA, Reginato JG (1973) Diurnal soil water evaporation: Chloride movement and accumulation near the soil surface. *Soil Science Society of America Proceedings* **28**: 509-513.
- Nassar NI, Horton R (1989) Water transport in unsaturated non-isothermal salty soil: II. Theoretical development. *Soil Science Society of America Journal* **53**: 1331–1337.
- Onchukov DN (1957). The phenomenon of heat and moisture transmission in soils and subsoils. Technology Institute of Physics, 55-63, Moskov.
- Penman HL (1941). Laboratory experiment on evaporation from fallow soil. *Journal of Agricultural Science* **30**: 454-465
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society (London)*, A103, 120–146.
- Penman HL (1956) Evaporation: An introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science* **4**: 9-29.
- Philip JR (1957). Water movement in soils. In: D.A. de Vries and N.H. Afgan (eds.). *Heat and mass transfer in the biosphere. Part1. Transfer processes in the plant environment*. Scripta Book Company, Washington DC : 5-28.

- Philip JR, de Vries DA (1957) Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions of the American Geophysical Union* **38**: 222–232.
- Qayyum MA, Kamper WD (1962) Salt concentration gradients in soil and their effects on evaporation. *Soil Science* **93**: 333-342.
- Ragab R 2002. An integrated modelling approach for irrigation water management using saline and non-saline water: the saltmed model. *Acta Hort.* (ISHS) **573**: 129-138
- Richards LA (1931). Capillary conduction of liquid through porous media. *Physics* **1**: 318-333
- Richards LA, Gardner WR, Ogato G (1956). Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society of America Proceedings* **20**: 310-314.
- Rijtema PE (1965). An analysis of actual evapotranspiration. Agricultural Research Report No: 659. Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, the Netherlands, 107p.
- Rijtema PE (1969) Soil Moisture Forecasting. Publication No 513. Institute for Land and Water Management Resources, Wageningen, The Netherlands.
- Ripple CD, Rubin J, van Hylkama TEA (1972). Estimating steady-state evaporation rates from bare soil under conditions of high water table. U.S. Geological Survey, Water Supply paper, 2019-A.
- Robinson RA, Stokes RH (1984). Electrolyte Solutions. Butterworths Publications, London. Areas From Climatological And Irrigation Data. United States Soil Conservation Service No: 96, 36p.
- Rose DA (1963). Water movement in porous materials. Part 2. The separation of components of water movement. *British Journal of Applied Physics* **14**: 491-496
- Rose DA, Konukcu F, Gowing JW (2005). Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation from saline groundwater. *Australian Journal of Soil Research*. **43**: 565-573.

- Schleusener RA, Corey AT (1959). The role of hysteresis in reducing evaporation from soils in contact with a water table. *Journal of Geophysical Research* **64**: 469-475.
- Shimajima E, Curtis A, Alan A (1990). The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water table using deuterium under turbulent air flow conditions. *Journal of Hydrology* **117**: 15-54.
- Shimajima E, Yoshioka R, Tamagawa I (1996). Salinisation owing to evaporation from bare-soil surfaces and its influence on the evaporation. *Journal of Hydrology* **178**: 109-136.
- Staple WJ (1974). Modified Penman equation to provide the upper boundary condition in computing evaporation from soil. *Soil Science Society of America Proceedings* **38**: 837-839.
- Talsma T (1963). The control of saline groundwater. Model Landbhooges. Wageningen, The Netherlands, 103p.
- Thorntwaite CW (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Revulution* **38**: 55-94.
- Turc L (1954). Le Bilan D'eu De Soil: Relations Enters Les Precipitations, L'evaporation Et L'ecouleument. *Annual Agronomy* **12**: 491-495.
- Wiegand CL, Taylor SA (1960). The temperature dependence of the drying of soil columns. *Transactions of the 7th International Congress of Soil Science, Madison* **1**: 169-178
- Willis WO (1960). Evaporation from layered soils in the presence of a water table. *Soil Science Society of America Proceedings* **24**: 239-241.
- Wind GP (1959). A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy clay soil. *Netherlands Journal of Agricultural Science* **7**: 60-69.
- van Dam JC, Huygen J, Wesseling JG, Feddes RA, Kabat P, van Walsum PE, Groenendijk P, van Diepen CA (1997). Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant (SWAP)

environment. Technical Document 45. DLO Winand Staring Centre, Wageningen, the Netherlands.

van Genuchten MT (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, **44**: 892-898.

Visser WC (1959). Crop growth and availability of moisture. Technology Bulletin No : 6, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen , The Netherlands, 53p.

Yang K, Koike T, Ishikawa H, Ma YM (2004). Analysis of surface energy budget at a site of GAME/Tibet using a single-sourced model. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **82**: 131-153.

Zhang W (1968). Models for estimating the evaporation from shallow water table drainage desire formulas. Hydraulic design in water resource engineering. *Land Drainage - Proceedings of the 2nd international Conference*, Southampton University, UK, pp 63-73.

## ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında Muğla'da doğdum. İlk ve orta eğitimimi Muğla'da tamamladım.

1997 yılında Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı Erzincan Laborant Meslek Lisesinden mezun oldum.

1998 yılında Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı Tekirdağ Bağcılık Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü'nde Laborant olarak göreve başladım.

2002 yılında Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümünden Mezun Oldum.

2002 Eylül ayında Trakya Üniversitesi Tekirdağ Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümünde Yüksek Lisan eğitimime başladım.

14 Nisan 2004 – 27 Temmuz 2005 tarihleri arasında Ziraat Mühendisi olarak Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı Güneydoğu Anadolu Tarımsal Araştırma Enstitüsü'nde görev yaptım. Halen Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı Tekirdağ Bağcılık Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü'nde Ziraat Mühendisi olarak görev yapmaktayım.

## TEŞEKKÜR

Çalıőmam sırasında eleőtiri ve önerileri ile beni yönlendiren, tüm bilgi ve olanakları sağlayan değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Fatih KONUKCU'ya, çalıőmam esnansında bana destek olan sevgili eőim Bilge COŞKUN'a ve benden bugüne kadar desteklerini hiç esirgemeyen aileme sonsuz teşekkür eder saygı ve őükranlarımı sunarım.