



MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
TOPRAK ANABİLİM DALI

TOPRAK SUYUNUN BUHARLAŞMASIYLA İLGİLİ MATEMATİKSEL BİR
MODELİN DUYARLILIK ANALİZİ

Suzan Filiz KEÇECİOĞLU

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Antakya/HATAY

OCAK-2009

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TOPRAK ANABİLİM DALI

**TOPRAK SUYUNUN BUHARLAŞMASIYLA İLGİLİ MATEMATİKSEL BİR
MODELİN DUYARLILIK ANALİZİ**

Suzan Filiz KEÇECİOĞLU

YÜKSEK LİSANS TEZİ

TOPRAK ANABİLİM DALI

Prof. Dr. Mehmet AYDIN danışmanlığında hazırlanan bu tez 22.01.2009 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oybirliği ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mehmet AYDIN

Prof. Dr. Bünyamin YILDIZ

Prof. Dr. Sermet ÖNDER

Başkan

Üye

Üye

Bu tez Enstitümüz Toprak Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No:

**Prof. Dr. Necat AĞCA
Enstitü Müdürü**

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	I
ÖZET.....	II
ABSTRACT.....	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
1. GİRİŞ.....	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	7
3.1. Duyarlılık Katsayıları.....	7
3.2. İstatistiksel Testler.....	14
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	15
4.1. Çıplak Bir Toprakta Oluşan Potansiyel Buharlaşma.....	15
4.2. Toprak-Su Potansiyeli.....	20
4.3. Atmosferik Hava ile Denge Koşullarında Su Potansiyeli.....	23
4.4. Çıplak Bir Toprakta Oluşan Gerçek Buharlaşma.....	25
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	29
6. KAYNAKLAR.....	32
TEŞEKKÜR.....	35
ÖZGEÇMİŞ.....	36
EKLER.....	37-54

ÖZET**TOPRAK SUYUNUN BUHARLAŞMASIYLA İLGİLİ MATEMATİKSEL
BİR MODELİN DUYARLILIK ANALİZİ**

Bu çalışmada, toprak suyunun buharlaşma oranını belirlemeye yarayan Aydın (1998) modelinde yer alan eşitliklerin duyarlılık analizleri yapılarak modelin girdilerindeki değişikliklerin sonuçlarda nasıl veya ne kadar değişikliğe yol açtığı belirlenmiştir. İlk aşamada, modelin eşitliklerindeki değişkenlerin duyarlılık katsayılarını hesaplayan formüller oluşturulmuştur. Daha sonra, gerçek iklim ve toprak verileri kullanılarak seçilen değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayıları hesaplanmış ve güven sınırları belirlenmiştir. Çalışma sonunda, modelin başarısı veya sınırlılıkları hakkında ayrıntılı bilgi elde edilmiş ve modelle tahmin edilen değerler üzerine girdilerin etki düzeyleri saptanmıştır.

Net radyasyondaki (R_N) değişim, çıplak topraklar için kullanılan Penman-Monteith modelinin çıktısını (E_p) önemli ölçüde etkilemektedir. Doygun buhar basıncı-Sıcaklık eğrisi eğiminin (Δ), E_p değerini arttırıcı veya azaltıcı etkisi olabilmektedir. Buhar basıncı eksikliğinin (δ) topraktan olan buharlaşmayı arttırıcı etkisi, kış aylarında daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Aydın ve Uygur (2006) eşitliği incelendiğinde, ıslak topraklarda E_p 'nin, modelin çıktısını yani toprak-su potansiyelini (φ) önemli ölçüde etkilediği anlaşılmaktadır. Kelvin eşitliğinde ise mutlak sıcaklıktaki (T) bir artışın, minimum su potansiyelinde mutlak değer (gerilim) olarak aynı oranda bir artışa yol açtığı görülmektedir. Eşitliğin bağımlı değişkeni (φ_{ad}), oransal nemin logaritmik ($\ln H_r$) bir fonksiyonu olduğu için oransal neme ilişkin duyarlılık katsayıları büyük bir değişkenlik göstermektedirler. Aydın eşitliğindeki bağımlı değişken (E_a), başlangıçta $|\varphi|$ değerindeki değişime çok duyarlı olup $|\varphi|$ 'deki değişim, E_a değerini önemli ölçüde etkilemektedir. Ancak toprak kurudukça, $|\varphi|$ 'deki değişikliğin E_a değerlerinde yarattığı değişim azalan oranlarda gerçekleşmektedir. Potansiyel buharlaşmanın (E_p), gerçek buharlaşma

(E_a), üzerindeki etkisinin bir ölçüsü olan duyarlılık katsayısı sabit bir değer olarak bulunmuştur.

2009, 54 sayfa

Anahtar sözcükler: Toprak Suyunun Buharlaşması, Aydın Modeli, Duyarlılık Analizleri.

ABSTRACT

SENSITIVITY ANALYSIS OF A MATHEMATICAL MODEL FOR SOIL WATER EVAPORATION

In this study, the sensitivity analyses of the equations of Aydin (1998) model which help to determine the rate of soil water evaporation were done, and how and how much the differences in the input of the model affect the results was observed. Firstly, the formulas calculating the sensitivity coefficients of the variables in the equations of the model were derived. Then, the relative sensitivity coefficients of selected variables and the confidence limits were determined by using observational climatic data and soil properties. Finally, detailed information about the success of the model or its limitations was obtained, and the effect levels of the input on the predicted values of the model were determined.

A change in the net radiation (R_N) affects significantly the output (E_p) of Penman-Monteith model used for bare soil. The slope of saturated vapour pressure –temperature curve (Δ), may increase or decrease the value of E_p . The effects of the vapour pressure deficit (δ) which increase the evaporation from the soil may reach higher levels during the winter months. When the equation of Aydin–Uygur (2006) is examined, it is understood that in wet soils, E_p greatly affects the output of the model, that is the soil- water potential (φ). However, in Kelvin equation, it is observed that an increase in the absolute temperature, results in the same amount of increase in the minimum water potential as an absolute value. Since the dependent variable of equation (φ_{ad}) is a logarithmic function ($\ln H_r$) of relative humidity of the air (fractional), the sensitivity coefficients of relative humidity show a great deal of change. In Aydin equation, the dependent variable (E_a), was initially very much sensitive to a change in the value $|\varphi|$, hence a change in $|\varphi|$ affects the E_a value a lot. However, when the soil gets drier, a change in the E_a values caused by changes in $|\varphi|$ takes place in lesser amounts. The sensitivity coefficient used to measure

the effect of potential (E_p) on actual evaporation (E_a) was observed to be a constant value.

2009, 54 pages

Key words: Soil-water evaporation, Aydin Model, sensitivity analysis

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 3.1. Adana'nın 2006 yılındaki aylık ortalama iklim verileri ve toplam yağış değerleri.....	8
Çizelge 3.2. Çalışma alanı topraklarının bazı özellikleri ve modelde kullanılan parametreler.....	8
Çizelge 4.1. Penman-Monteith eşitliğinin çıplak topraklar için kullanılan formundaki değişkenlere ilişkin ortalama duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri.....	20
Çizelge 4.2. Aydın ve Uygur eşitliğindeki değişkenlere ilişkin duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri.....	21
Çizelge 4.3. Aydın eşitliğindeki değişkenlere ilişkin duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri.....	28

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 4.1. Adana koşullarında 2006 yılı için hesaplanan potansiyel toprak buharlaşması.....	16
Şekil 4.2. Net radyasyona ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi.....	17
Şekil 4.3. Toprak ısı akısına ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi.....	17
Şekil 4.4. Doygun buhar basıncı-sıcaklık eğrisi eğimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi.....	18
Şekil 4.5. Buhar basıncı eksikliğine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi.....	19
Şekil 4.6. Aerodinamik dirence ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi.....	19
Şekil 4.7. Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki 34 günlük bir kuruma periyodu boyunca yüzey katmanında toprak-su potansiyelinin değişimi.....	22
Şekil 4.8. Potansiyel buharlaşmaya ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi.....	22
Şekil 4.9. Adana koşullarında 2006 yılının ilk yarısı için hesaplanan minimum su potansiyeli değerleri.....	23
Şekil 4.10. Oransal neme ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılının ilk yarısındaki günlük değişimi.....	24

VIII

- Şekil 4.11. Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki 34 günlük bir kuruma periyodu boyunca gerçek buharlaşmanın değişimi.....25
- Şekil 4.12. Toprak-su gerilimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi.....27
- Şekil 4.13. Maksimum su gerilimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran tarihleri arasındaki günlük değişimi.....27
- Şekil 4.14. Eşik gerilime ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi.....28

1. GİRİŞ

Matematiksel bir model, ele alınan bir süreci karakterize etmek amacıyla bir seri eşitlik, girdi, parametre veya değişkenler içerebilir. İyi bir modelleme çalışması, modelin yeterli olup olmadığının bir değerlendirilmesinin yapılmasını gerektirir. Duyarlılık (sensitivity) ve belirsizlik (uncertainty) analizleri bu amaçla kullanılacak önemli testlerdir.

Duyarlılık analizi, matematiksel bir modelin parametrelerindeki ve/veya girdilerindeki değişikliklerin sonuçlarda nasıl veya ne kadar bir değişikliğe yol açtığının belirlenmesidir. Başka bir deyişle, bir modelin çıktılarındaki varyasyonda farklı varyasyon kaynaklarının etki düzeylerinin (paylarının) nicel veya nitel olarak saptanmasıdır. Birçok girdi değişkenleri içeren modellerde duyarlılık analizi, modelin oluşturulmasında ve yeterliliğinin ortaya konulmasında çok önemli bir aşamadır. O halde, duyarlılık analizi; bir modelin parametrelerinde olabilecek değişimin modelin sonuçlarına etkisinin bir ölçüsü olarak tanımlanabilir. Model sonuçları, belirli bir parametreye çok duyarlı ise bu parametredeki değişim modelin çıktılarını (sonuçları) önemli ölçüde etkileyecektir. Çok az duyarlılık söz konusu ise, ilgili parametredeki değişim; modelin kestirim kapasitesi üzerinde az bir etkiye sahip olacaktır. Duyarlılık analizleri aşağıdaki hususlar için kullanılabilir:

1. Modelin incelenen sürece uygunluğu,
2. Modelin tanımlanma kalitesi,
3. Çıktıların değişkenliğine en çok etki eden faktörlerin belirlenmesi,
4. Girdilerin tüm aralığında model varyasyonunun maksimum olduğu bölge,
5. Daha sonraki bir kalibrasyon çalışmasında kullanmak için faktörlerin tüm aralığında optimal veya kararsız bölgeler,
6. Faktörler arasındaki etkileşimler (interaksiyonlar).

Son yıllarda Aydın ve ark. (2005; 2008), Aydın (1998) tarafından geliştirilen ve toprak suyunun matrik potansiyelini kullanarak suyun buharlaşma oranını belirlemeye yarayan bir modeli test etmişlerdir. Ölçülen ve modelle tahmin edilen değerlerin grafiksel karşılaştırılmasıyla ve regresyon analizleriyle modelin oldukça doğru çıktılar ürettiği saptanmış olmakla birlikte, bu modelin duyarlılık analizleri yapılmamıştır. Bu çalışmada, duyarlılık analizleri yapılarak söz konusu modelin parametrelerindeki ve/veya girdilerindeki değişikliklerin sonuçlarda nasıl veya ne kadar bir değişikliğe yol açığının belirlenmesi amaçlanmıştır. Çalışma sonunda, modelin başarısı veya sınırlılıkları hakkında daha ayrıntılı bir bilgi elde edilmiş ve modelle tahmin edilen (kestirilen) değerler üzerine girdilerin etki düzeyleri göreceli olarak saptanmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Duyarlılık analizi, çeşitli parametrelere sahip olan modellerde modelin geliştirilmesinde ve test edilmesinde esaslı bir rol oynar. Ölçme hataları, bilgi eksikliği ve değerlendirme süreci ile ilgili çeşitli belirsizlikler söz konusudur. Hata payları dört kaynak arasında dağıtılabilir: alet hatası, konum hataları, ölçüm metodu hatası ve modelleme hataları (Beven, 1979). Hatanın dağılımındaki belirsizliğin modelin çıktısı veya güvenilirliği üzerindeki etkisi fazladır. Ayrıca, modeller sistemin doğal çeşitliliğine uygun olmalıdır.

Bilgisayara dayalı çevre modelleri, çok çeşitli çalışmalarda ve uygulamalarda her geçen gün artarak uygulanmaktadır. Örneğin, küresel iklim modelleri kısa vadede hava tahmininde, uzun vadede ise iklim değişiminde kullanılmaktadırlar. Üstelik, bilgisayara dayalı modeller, bölgesel ölçekte çevresel kararların alınmasında her geçen gün artarak kullanılmaktadır. Genellikle, duyarlılık analizi, sistemin çalışmasında ve bir modelin çıktısındaki belirsizliklerde, belirsizliğin farklı kaynaklar arasındaki dağılımının anlaşılmasında yardımcı olur. Bu sebepten dolayı, modelin karmaşıklığına bağlı olarak, farklı örneklendirmeli stratejiler önerilebilir; ilgili girdilerin ve karmaşık etkilerin çok çeşitli duyarlılık analizlerini kapsayan geleneksel duyarlılık indeksleri genelleştirilebilir. Etki değerlendirme incelemeleri konusunda çalışan ulusal ve uluslararası teşkilatlar, rehberlerinde duyarlılık analizleriyle ilgili bölümlere yer vermektedirler (Wikipedia-The Free Encyclopedia).

Genellikle, modelin duyarlılığı onun kalitesine ve standart hesaplamadaki parametre değerlerine bağlıdır. Duyarlılık analizlerinde ilk olarak model ve standart parametre değerleri açıklanmalıdır. Ondan sonra, parametre değerlerinin aralıkları seçilmeli ve çeşitli parametrelerin duyarlılıkları saptanmalıdır (Boesten, 1991). Örneğin, Alvenas ve Jansson (1997) bir toprak buharlaşması modelinin duyarlılık analizini gerçekleştirmiş ve toprak yüzeyi nemini ve sıcaklığını etkileyen üç parametre seçmiştir.

Çoğu literatüre göre, bir model tarafından hesaplanan bağımlı değişkenin, modeldeki bir parametreye olan duyarlılığı; bağımlı değişkenin bu parametreye göre kısmi türevi olarak ifade edilir (Saltelli ve ark., 2007). Ancak, kimi araştırmacılar, bu yaklaşımın lokal olduğunu; bu nedenle, duyarlılık analizlerinin bazı kıyas değerlerle normalleştirilmesi gerektiğini belirtmişlerdir (Beven, 1979; Saltelli ve ark., 2007). Benzer şekilde, Saltelli ve ark. (2007), duyarlılık katsayılarının logaritmik oran olarak hesaplanabileceğini bildirmişlerdir.

Beven (1979) bitki örtüsü olan alanlar için Penman-Monteith Modelinin duyarlılık analizini yapmıştır. Örneğin, ilk olarak gerçek evapotranspirasyonun (E_t) bir p_i parametresi veya girdisindeki değişime olan duyarlılığını düşünelim:

$$E_t = f(p_1, p_2, p_3, \dots, p_N)$$

burada N parametrelerin ve girdi değişkenlerinin numarasıdır. Böylece aşağıdaki ifade yazılabilir:

$$E_t + \Delta E_t = f(p_1 + \Delta p_1, p_2 + \Delta p_2, p_3 + \Delta p_3, \dots, p_N + \Delta p_N) \quad (2.1)$$

Yukarıdaki eşitliği Taylor serisinde açarsak ve ikinci sıradaki terimleri ihmal edersek, eşitlik aşağıdaki gibi olur:

$$\Delta E_t = \frac{\partial E_t}{\partial p_1} \Delta p_1 + \frac{\partial E_t}{\partial p_2} \Delta p_2 + \frac{\partial E_t}{\partial p_3} \Delta p_3 + \dots + \frac{\partial E_t}{\partial p_N} \Delta p_N \quad (2.2)$$

buradaki $\frac{\partial E_t}{\partial p_i}$ türevleri, tahmin edilen sonuçların her bir parametreye veya

değişkene olan duyarlılığını gösterir. Bu duyarlılık katsayıları, E_t ve p_i 'nin büyüklüklerine göre değişir ve boyutsuz olan göreceli duyarlılıklar McCuen (1974)'e göre aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$S_i = \frac{\partial E_t}{\partial p_i} \frac{p_i}{E_t} \quad (2.3)$$

S_i , p_i 'deki değişimin E_t 'deki değişime etki oranı olarak gösterilir. Örneğin S_i 'nin değerinin 0.1 olması, p_i 'deki %10 'luk bir artışın E_t 'de %1'lik bir artış sağlaması anlamına gelir. Negatif katsayılar, p_i 'deki artışın E_t 'de azalmaya yol açması demektir. Dikkat edilirse, her iki durumda da duyarlılık katsayısı E_t 'nin ve p_i 'nin tüm geçerli değerlerine bağlı olarak zamanla değişebilir.

Eşitlik (2.3), E_t 'nin ve p_i 'nin büyüklüklerine duyarlıdır. Eğer p_i ve E_t bağımsız bir şekilde sıfıra yaklaşırsa veya p_i değerlerinin dağılım aralığı büyüklüğüne göre küçük olursa, göreceli duyarlılık katsayıları S_i , p_i 'nin değerinin iyi bir göstergesi olmayabilir.

Diğer bazı evaporasyon ve evapotranspirasyon modellerinin duyarlılık analizleri McCuen (1974), Saxton (1975), Coleman ve Coursey (1976) tarafından yapılmıştır.

Bireysel parametrelerin ve değişkenlerin duyarlılık analizi, sadece sınırlayıcı şartlar altında, p_i değerlerinin varyansının analizi olarak genişletilebilir. Hahn ve Shapiro (1967) değişkenlerin analizini çapraz-ilişkiyle açıklamıştır. Ama, her iki durumda da daha önce açıklanan çalışmanın uygulamasında problem vardır; nedeni ise kalıntının dağılımı hakkındaki bilgi eksikliği ve yığışımlı buharlaşma oranlarına ait hata varyansı üzerindeki olası yapısal etkilerdir. Hatanın diğer kaynaklarına rağmen, aletler normal bir şekilde çalıştıklarında, alet hatalarına bağlı değişikliklerin, nispeten küçük olması beklenebilir.

Aydin (1998) toprak suyunun matrik potansiyelini kullanarak suyun buharlaşma oranını belirlemeye yarayan bir eşitlik geliştirmiş ve bu eşitliğin ürettiği verileri, ölçüm sonucu elde edilen bulgularla karşılaştırmıştır. Diğer taraftan "Aydin Modeli", aynı amaçla dünyada yaygın olarak kullanılan başka bir model ile kıyaslanmış; böylece modelin başarısı irdelenmeye çalışılmıştır (Aydin, 2004). Daha sonra model, Aydin ve ark. (2005) tarafından Türkiye ve Japonya koşullarında yürütölen deneysel çalışmalarla test edilmiştir. Ancak,

yüzeş enerji değişimişle ilgili modellerin bir karşılaştırmasını yapan Falge ve ark. (2005) yukarıda belirtilen modelin (Aydın Modelinin) başarısından söz ederken toprak yüzeyine yakın su potansiyelini ölçmedeki zorluğu vurgulamışlardır. Modeldeki bu darboğazın üstesinden gelebilmek için Aydın ve Uygur (2006), fiziksel bir yaklaşımla, çıplak bir toprağın yüzeyine yakın matrik potansiyeli kestirebilen bir formül geliştirerek bunu kontrollü koşullarda test etmişlerdir. Ayrıca “Aydın Modeli”, Quevedo ve Frances (2007) tarafından, enerji akısına (flux) ve toprak özelliklerine dayanan modellere bir örnek olarak gösterilmiştir. Benzer şekilde, potansiyel ve gerçek buharlaşma evreleri arasındaki eşik potansiyelin deneşsel değerlerinin kullanılması modele başka bir avantaj sağlamaktadır (Romano ve Giudici, 2007). Söz konusu model, daha ileri bir aşama olarak, Aydın ve ark. (2008) tarafından iklim değişikliğinin toprak suyunun buharlaşmasına olan etkisini belirlemek amacıyla kullanılmıştır. Aydın (2008), Toprak-Su Bütçesi öğelerinin sayısal kestirimişle ilgili ürettiği matematiksel eşitliklerin tümünü içeren son modelini “E-DiGOR Modeli” olarak adlandırmıştır.

Yukarıda açıklanan gelişmelere rağmen, “Aydın Modeli”nin duyarlılık analizleri bugüne değin yapılamamıştır. Bu tez çalışmasıyla, belirtilen eksiklik giderilmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Duyarlılık Katsayıları

Duyarlılık analizleri yapmak için birkaç olası işlem vardır. En yaygın duyarlılık analizi, örneklemeyle dayalı olanıdır. Ancak, bu çalışmada deneysel bir ölçüm yapmak yerine daha önce gözlenen verilerden ve kullanılan girdilerden yararlanılarak duyarlılık analizleri yapılmıştır. Bunun için aşağıdaki aşamalar izlenmiştir:

1. Toprak suyunun buharlaşma oranını belirlemeye yarayan Aydın Modelinde yer alan eşitliklerdeki değişkenlerin duyarlılık katsayılarını hesaplayan formüller çıkarılmıştır,

2. Modelde hedef fonksiyon (eşitlik) ve incelenmek istenen değişken seçilmiştir. Seçilen değişkenlerin gerçekçi bir dağılım aralığında olmalarını sağlamak amacıyla gerekli iklim verileri, Adana Meteoroloji Müdürlüğünden; toprak özellikleri, Aydın (2008)'den alınmıştır (Çizelge 3.1. ve 3.2.).

3. Seçilen değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayıları hesaplanmış ve güven sınırları belirlenmiştir.

4. Hedef fonksiyonun çıktıları hesaplanmıştır.

5. Hedef fonksiyon ve modelin sonuçları üzerinde her bir faktörün etkisini veya göreceli önemini nicel olarak değerlendirip yorumlamak amacıyla gerekli grafikler hazırlanmıştır.

Çizelge 3.1. Adana'nın 2006 yılındaki aylık ortalama iklim verileri ve toplam yağış değerleri (Adana Meteoroloji Müdürlüğü kayıtlarından alınmıştır)

Aylar	Yağış (mm)	Hava sıcaklığı (⁰ C)	Oransal nem (%)	Gerçek güneşlenme (saat)	Rüzgar hızı (m/sn)
1	36,3	8,8	62,9	4,4	1,6
2	131,6	10,5	72,9	3,4	1,4
3	46,2	14,1	76,4	5,1	1,3
4	9,3	18,5	76,2	4,3	1,2
5	19,8	22,4	69,0	10,4	1,1
6	4,5	26,0	73,2	10,6	1,2
7	41,3	27,9	78,8	10,0	1,1
8	0	29,1	78,9	9,5	1,1
9	37,4	26,2	67,7	8,8	1,0
10	156,3	21,5	70,8	6,7	0,9
11	91,5	13,2	65,1	6,5	0,9
12	0	9,3	57,7	7,0	1,2

Çizelge 3. 2. Çalışma alanı topraklarının bazı özellikleri ve modelde kullanılan parametreler (Aydın, 2008)

Toprak Özellikleri					
Derinlik (cm)	Parçacık irilik dağılımı (%)			Hacim ağırlığı (g.cm ⁻³)	Tarla kapasitesi (%θ)
	Kum	Silt	Kil		
0 -40	33,1	12,2	54,7	1,2-1,27	35
Model parametreleri					
Albedo	Kıvrımlılık katsayısı (α)	Hidrolik yayılım (cm ² .gün ⁻¹)		Hava-kurusu nem (%θ)	
0,15	1,1	95		5	

I- Penman-Monteith eşitliğinin çıplak topraklar için kullanılan formundaki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin çıkarılması

Yüzey direncinin sıfır kabul edilmesiyle (Wallace ve ark., 1999; Aydın ve ark., 2005) çıplak topraktan günlük potansiyel buharlaşma, Penman-Monteith eşitliği (Allen ve ark., 1994) kullanılarak hesaplanabilir:

$$E_p = \frac{\Delta(R_N - G_s) + 86,4\rho.c_p\delta / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (3.1)$$

burada E_p potansiyel buharlaşma ($\text{kg m}^{-2} \text{gün}^{-1} \cong \text{mm gün}^{-1}$), Δ doygun buhar basıncı-sıcaklık eğrisinin eğimi ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_N net radyasyon ($\text{MJ m}^{-2} \text{gün}^{-1}$), G_s toprak ısı akısı ($\text{MJ m}^{-2} \text{gün}^{-1}$), ρ havanın yoğunluğu (kg m^{-3}), c_p havanın özgül ısısı ($\text{kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} = 1.013$), δ buhar basıncı açığı (kPa), r_a aerodinamik direnç (sn m^{-1}), λ gizli buharlaşma ısısı (MJ kg^{-1}), γ psikrometrik sabite ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), ve 86.4 ise, kJ sn^{-1} 'yi MJ gün^{-1} 'e dönüştürme faktörüdür.

Penman-Monteith eşitliğindeki değişkenlerin göreceli duyarlılık katsayısı formülleri (Ek 1) çıkarılmış olup, sonuç fonksiyonları aşağıda verilmiştir.

$$\text{a) } S_\Delta = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{1}{1 + \frac{86,4\rho.c_p\delta / r_a}{\Delta(R_N - G_s)}} - \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}$$

$$\text{b) } S_{R_N} = \frac{\partial E_p}{\partial R_N} \cdot \frac{R_N}{E_p} = \frac{\Delta R_N}{\Delta(R_N - G_s) + 86,4\rho.c_p\delta / r_a}$$

$$\text{c) } S_{G_s} = \frac{\partial E_p}{\partial G_s} \cdot \frac{G_s}{E_p} = \frac{-\Delta G_s}{\Delta(R_N - G_s) + 86,4\rho.c_p\delta / r_a}$$

d)

$$S_{\delta} = \frac{\partial E_p}{\partial \delta} \cdot \frac{\delta}{E_p} = \frac{86,4 \rho c_p \delta}{r_a \left[\Delta(R_N - G_S) + 86,4 \rho c_p \delta / r_a \right]} = \frac{1}{\left[\frac{\Delta(R_N - G_S) r_a}{86,4 \rho c_p \delta} + 1 \right]}$$

$$e) S_{r_a} = \frac{\partial E_p}{\partial r_a} \cdot \frac{r_a}{E_p} = \frac{-1}{\left[\frac{r_a \Delta(R_N - G_S)}{86,4 \rho c_p \delta} + 1 \right]}$$

II- Aydın ve Uygur eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin çıkarılması

Üst yüzey katmanındaki toprak su potansiyelini tahmin edebilmek için, ilk olarak Aydın ve Uygur (2006) tarafından açıklanan bir model Aydın ve ark.'nce (2008) test edilmiştir.

$$\varphi = -[(1/\alpha) (10 \sum E_p)^3 / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2}] \quad (3.2)$$

burada φ üst yüzey katmandaki toprak su potansiyeli (cm su sütunu), α toprağın kıvrımlılık parametresi (cm), $\sum E_p$ yığılımlı potansiyel toprak buharlaşması (cm), ve θ_{fc} ve θ_{ad} sırasıyla tarla kapasitesindeki ve hava-kurusundaki ortalama hacimsel su ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) içeriğidir. Tarla kapasitesi yerçekimi kuvvetine karşı toprağın tutabildiği su miktarı olarak açıklanabilir. D_{av} ortalama hidrolik yayınımdır (diffüzivite) ($\text{cm}^2 \text{gün}^{-1}$) ve deneysel olarak belirlenebilir. Ayrıca, t başlangıçtan itibaren geçen zaman (gün) ve π 3.1416'dır.

Aydin ve Uygur eşitliğindeki değişkenlerin göreceli duyarlılık katsayısı formülleri (Ek 2) çıkarılarak sonuç fonksiyonları aşağıda özetlenmiştir:

$$a) S_{E_p} = \frac{\partial \varphi}{\partial E_p} \cdot \frac{E_p}{\varphi} = \frac{30E_p}{10\Sigma E_p}$$

$$b) S_{D_{av}} = \frac{\partial \varphi}{\partial D_{av}} \cdot \frac{D_{av}}{\varphi} = -1/2$$

$$c) S_{\theta_{fc}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{fc}} \cdot \frac{\theta_{fc}}{\varphi} = -\frac{\theta_{fc}}{(\theta_{fc} - \theta_{ad})}$$

$$d) S_{\theta_{ad}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{\theta_{ad}}{\varphi} = \frac{\theta_{ad}}{(\theta_{fc} - \theta_{ad})}$$

$$e) S_{\alpha} = \frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} \cdot \frac{\alpha}{\varphi} = -1$$

III- Kelvin eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin çıkarılması

Kuru toprak yüzeyindeki su potansiyelinin atmosferle aynı olduğunu kabul edersek, minimum su potansiyeli Kelvin eşitliği (Brown ve Oosterhuis, 1992; Kirby ve Ringrose-Voase, 2000; Aydın ve ark., 2005) kullanılarak elde edilebilir:

$$\varphi_{ad} = \frac{R_g T}{mg} \ln H_r \quad (3.3)$$

burada φ_{ad} hava kurusu koşullar için su potansiyeli (cm su sütunu), T mutlak sıcaklık (K), g yerçekimi ivmesi (981 cm sn^{-2}), m suyun moleküler ağırlığı ($0.01802 \text{ kg mol}^{-1}$), H_r oransal nem ve R_g üniversal gaz sabitesidir ($8.3143 \times 10^4 \text{ kg cm}^2 \text{ sn}^{-2} \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Kelvin eşitliğindeki değişkenlerin göreceli duyarlılık katsayısı formülleri (Ek 3) aşağıda sunulmuştur:

$$\text{a) } S_T = \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} \cdot \frac{T}{\varphi_{ad}} = 1$$

$$\text{b) } S_{H_r} = \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial H_r} \cdot \frac{H_r}{\varphi_{ad}} = \frac{\frac{\partial(H_r)}{\partial H_r}}{\ln H_r} = \frac{1}{\ln H_r}$$

IV- Aydın eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin çıkarılması

Sonuç olarak, bu eşitlikleri Aydın modeli (Aydın ve ark., 2008) içerisinde birleştirmek mümkündür:

$$E_a = \frac{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\text{Log}|\varphi_p| - \text{Log}|\varphi_{ad}|} E_p \quad (3.4)$$

Eğer $|\varphi| \leq |\varphi_p|$ ise $E_a = E_p$ veya $E_a / E_p = 1.0$

$|\varphi| \geq |\varphi_{ad}|$ ise $E_a = 0.0$ olur.

$E_p \geq 0$ olduğunu hatırlayınız!

burada E_a ve E_p sırasıyla gerçek ve potansiyel buharlaşma oranları (mm gün^{-1}),

$|\varphi_p|$ toprak- su potansiyelinin (matrik potansiyel) eşik mutlak değeridir ki bu

değere ulaşıldığında gerçek buharlaşma, potansiyel buharlaşmanın altında

gerçekleşmeye başlar. $|\varphi_{ad}|$ hava-kurusu koşullarda toprak-su potansiyelinin mutlak değeri, ve $|\varphi|$ toprak-su potansiyelinin mevcut mutlak değeridir. Tüm φ değerlerinin birimi cm su sütunu'dur.

Aydin eşitliğindeki değişkenlerin göreceli duyarlılık katsayısı formülleri (Ek 4) aşağıda özetlenmiştir:

$$a) S_{\varphi} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi} \cdot \frac{\varphi}{E_a} = \frac{\frac{\partial |\varphi|}{\partial \varphi} \cdot \varphi}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot \left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{tp}| \right]} = \frac{\varphi}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot \left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{tp}| \right]}$$

b)

$$S_{\varphi_{ad}} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} \cdot \frac{\varphi_{ad}}{E_a} = \frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\partial \varphi_{ad}}}{\ln 10} \left[\frac{-1}{\left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} + \frac{1}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} \right]$$

$$S_{\varphi_{ad}} = \frac{1}{\ln 10} \left[\frac{-1}{\left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} + \frac{1}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} \right]$$

$$c) S_{E_p} = \frac{\partial E_a}{\partial E_p} \cdot \frac{E_p}{E_a} = 1$$

d)

$$S_{\varphi_p} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_p} \cdot \frac{\varphi_p}{E_a} = \frac{-\frac{\partial |\varphi_{tp}|}{\partial \varphi_{tp}}}{\ln 10 \cdot \left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} = \frac{-1}{\ln 10 \cdot \left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]}$$

3.2. İstatistiksel Testler

Bu çalışmada uygulanan istatistiksel analizler, Spiegel (1961) ve Yurtsever (1984)'e göre yapılmıştır.

a) Varyans ve standart sapmanın hesaplanması

$$\text{Varyans} = \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1} \quad (3.5)$$

$$\text{Standart sapma} = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (3.6)$$

b) Standart hata ve güven aralığının belirlenmesi

$$\text{Standart hata} = \sqrt{\frac{\text{var yans}}{n}} \quad (3.7)$$

Güven sınırları = $\bar{x} \pm (z \times \text{standart hata})$

Burada,

x : Herhangi bir veri (gözlem değeri)

\bar{x} : Verilerin ortalaması

n : Veri (gözlem) adedini göstermektedir.

z : Serbestlik derecesine ve olasılık değerlerine göre ilgili istatistiksel çizelgeden alınan değer.

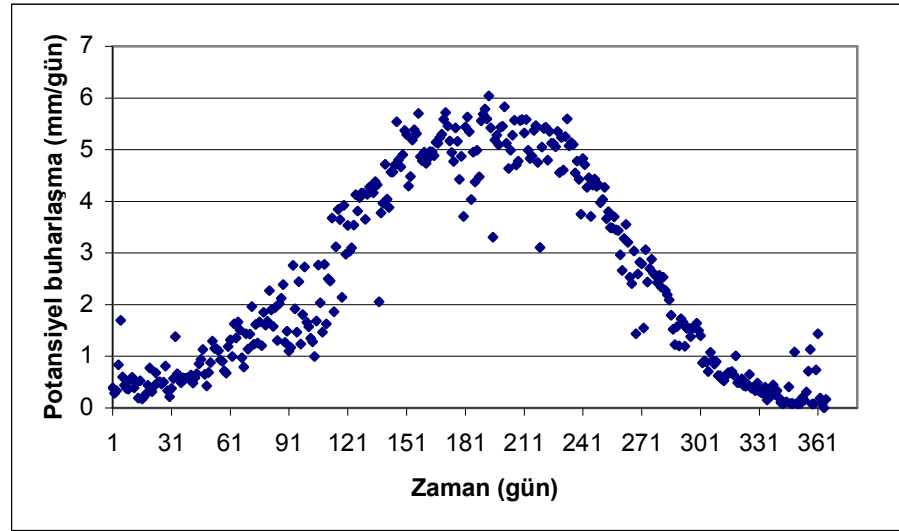
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

4.1. Çıplak Bir Toprakta Oluşan Potansiyel Buharlaştırma

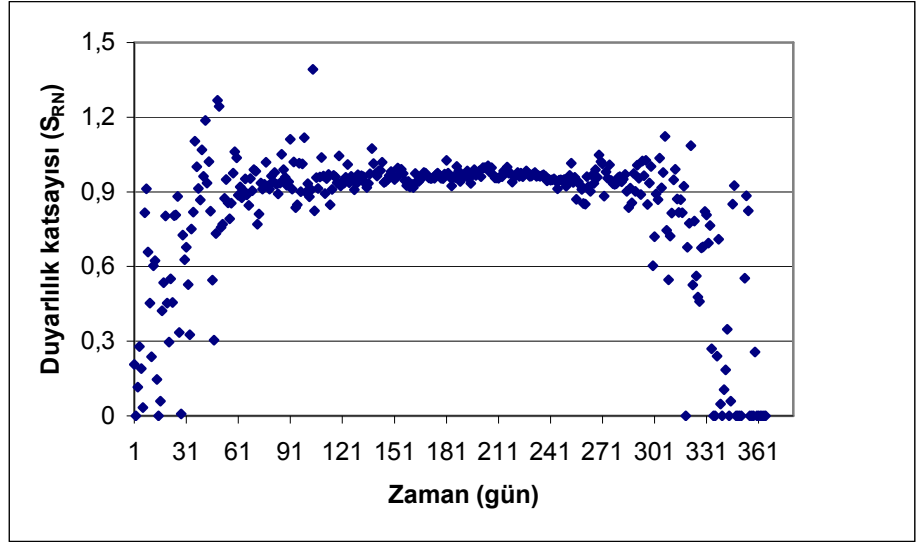
Penman-Monteith eşitliğinin çıplak topraklar için kullanılan formundan yararlanılarak Adana koşullarına göre hesaplanan 2006 yılı potansiyel buharlaşması oranları Şekil 4.1’de verilmiştir. Serbest bir su yüzeyinden buharlaşmayı yöneten atmosferik koşullar, topraktan buharlaşmayı da yönetirler (Kurt, 2004). Ancak, çıplak bir topraktan suyun buharlaşması, sadece atmosferik koşullara değil; aynı zamanda, toprağın özelliklerine de bağlıdır (Alvenas ve Jansson, 1997; Jalota ve Prinar, 1998). Bununla birlikte, potansiyel toprak buharlaşması, yüzey direnci sıfır kabul edilerek hesaplandığından toprağın ışığı yansıtma katsayısı (albedo) hariç, büyük ölçüde atmosferin buharlaştırıcı etkisine bağlıdır. Nitekim, atmosferin buharlaştırma talebinin bir sonucu olarak kış mevsiminde düşük, yaz mevsiminde yüksek buharlaşma oranları saptanmıştır (Şekil 4.1).

Penman-Monteith eşitliği kullanılarak hesaplanan bağımlı değişkenin (E_p), denklemdeki bağımsız değişkenlere olan duyarlılığı; bağımlı değişkenin her bir bağımsız değişkene göre kısmi türevi olarak ifade edilmiş ve kıyas değerler kullanılarak (Beven, 1979; Saltelli ve ark., 2007) duyarlılık katsayıları belirlenmiştir. Çalışma dönemi boyunca (2006 yılı için) hesaplanan duyarlılık katsayıları Şekil 4.2 , 4.3 , 4.4 ,4.5 ve 4.6 ’da verilmiştir. Net radyasyona (R_N) ilişkin duyarlılık katsayısının yüksek olduğu; ancak belli bir eşik değerden sonra daha fazla artmadığı görülmektedir (Şekil 4.2). O halde net radyasyondaki değişim, modelin çıktısını (E_p) önemli ölçüde etkilemektedir. R_N için ortalama duyarlılık katsayısı 0,82 olduğuna göre (Çizelge 4.1), R_N ’deki %10’luk bir artış E_p ’de % 8.2’ lik bir artışa yol açabilmektedir. Adana koşulları için toprak ısı akısı (G_s), özellikle yaz aylarında R_N değerine göre çok küçük olduğundan, bu değişkenin modelin sonucuna etkisi de küçük kalmaktadır. Ancak, hava sıcaklığındaki değişimlerin bir sonucu olarak topraktan atmosfere veya atmosferden toprağa ısı geçişine bağlı olarak G_s ’nin E_p değerini azaltıcı veya artırıcı etkisi olabilmektedir (Şekil 4.3). Bununla beraber, ortalama

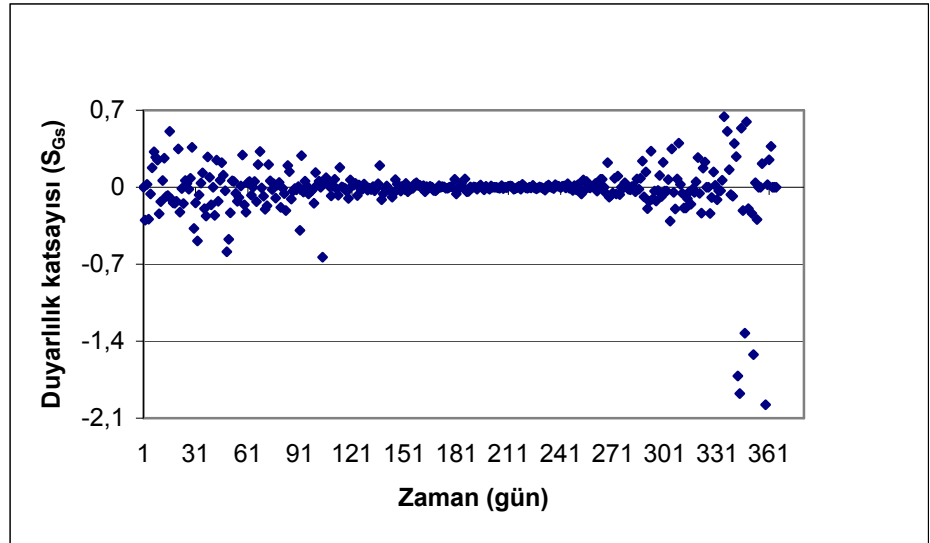
duyarlılık katsayısı $-0,02$ bulunmuştur (Çizelge 4.1). Bu demektir ki, G_s 'deki %10'luk bir artış E_p 'de % 0,2'lik bir azalışa neden olabilecektir. Benzer şekilde, bitkilerle örtülü bir alanda çalışan Beven (1979), Penman-Monteith eşitliğindeki G_s 'nin ihmal edilebileceğini belirtmiştir. Ancak, kış aylarında mutlak değer olarak daha büyük negatif veya pozitif katsayıların varlığı, G_s 'nin soğuk günlerde E_p 'de daha fazla bir değişikliğe yol açabileceğini göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.1. Adana koşullarında 2006 yılı için hesaplanan potansiyel toprak buharlaşması

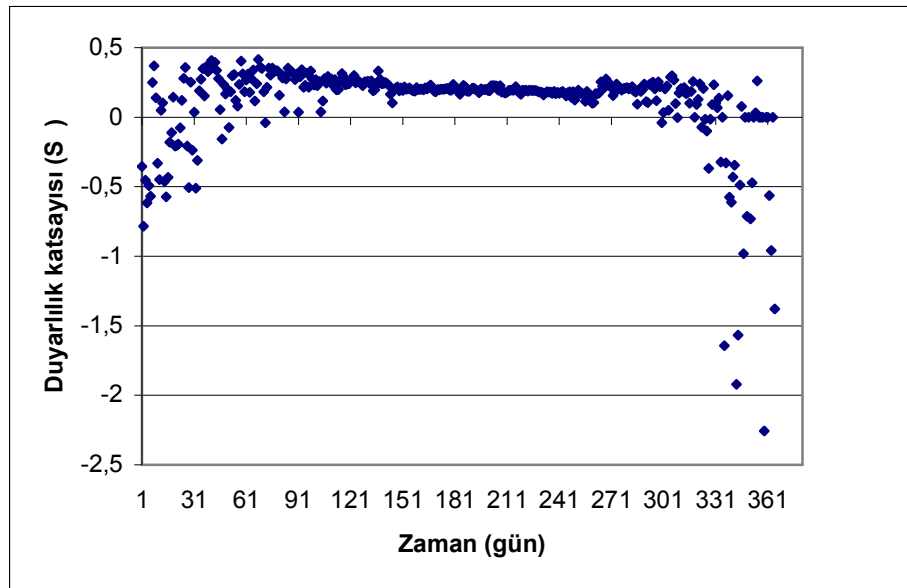


Şekil 4.2. Net radyasyona ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi

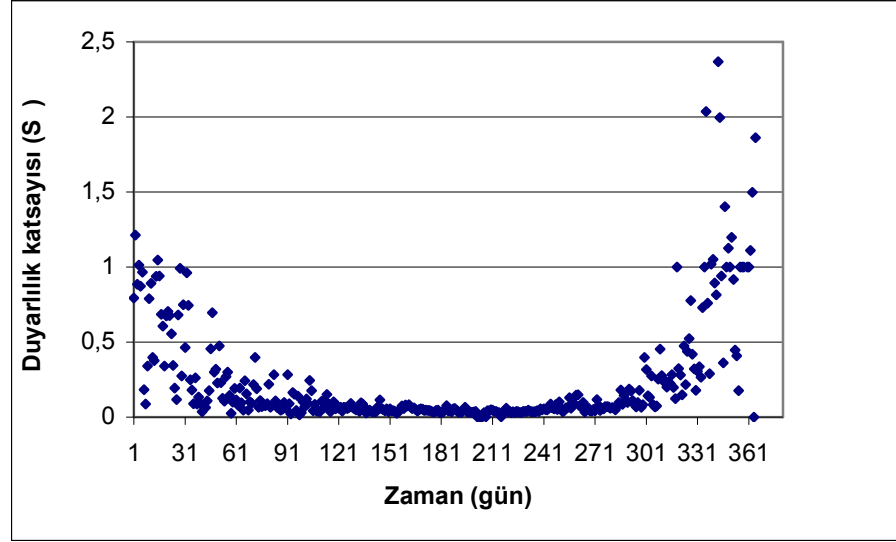


Şekil 4.3. Toprak ısı akısına ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi

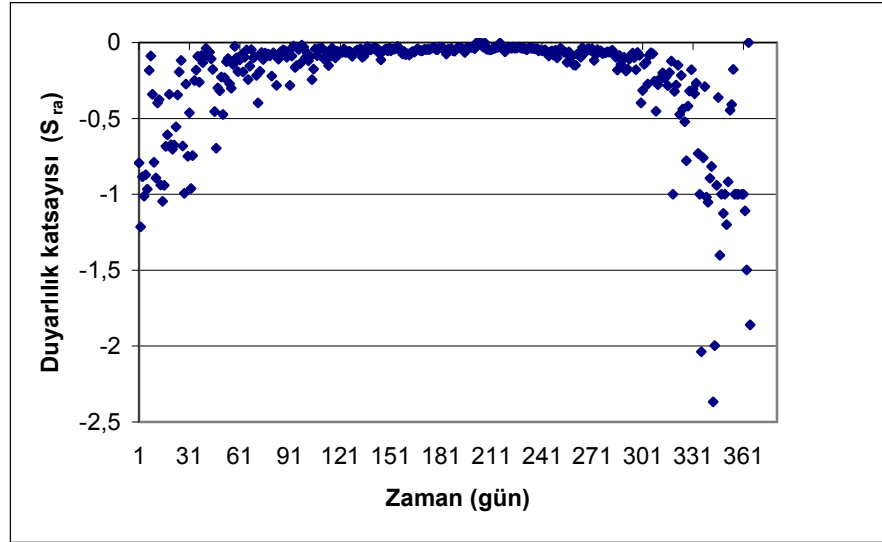
Doygun buhar basıncı- sıcaklık eğrisi eğiminin (Δ) modelin kestirim kapasitesi üzerindeki etkisi incelendiğinde; bu değişkenin, hem pay hem de payda da yer alması nedeniyle diğer değişkenlerin niceliğine göre, E_p değerini artırıcı veya azaltıcı etkisi olabilmektedir (Şekil 4.4). Net radyasyonun düşük olduğu durumlarda bu etkinin daha çok negatif yönde olduğu anlaşılmaktadır. Buna rağmen, ortalama duyarlılık katsayısı 0,11 bulunmuştur (Çizelge 4.1). Diğer taraftan, buhar basıncı eksikliğini (δ), topraktan olan buharlaşmayı artırıcı etkisi nedeniyle, bu değişkene ilişkin duyarlılık katsayıları pozitif olmakta ve kış aylarında daha yüksek değerlere ulaşmaktadırlar (Şekil 4.5). Bu çalışmanın yürütüldüğü koşullar için ortalama duyarlılık katsayısı 0,24 düzeyindedir. Buna karşın, aerodinamik direncin (r_a) artması halinde çıplak topraklardan suyun buharlaşma kayıplarının azaldığı duyarlılık katsayılarının negatif değerlerinden anlaşılmaktadır (Şekil 4.6). Adana koşullarında r_a için ortalama duyarlılık katsayısı -0,24 olarak belirlenmiştir (Çizelge 4.1).



Şekil 4.4. Doygun buhar basıncı-Sıcaklık eğrisi eğimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi



Şekil 4.5. Buhar basıncı eksikliğine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi



Şekil 4.6. Aerodinamik dirence ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılındaki günlük değişimi

Çizelge 4.1. Penman-Monteith eşitliğinin çıplak topraklar için kullanılan formundaki değişkenlere ilişkin ortalama duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri

Değişken	Duyarlılık Katsayısı	Standart Sapma	Standart Hata	Güven Aralığı ($p<0,01$)	
				Alt Sınır	Üst Sınır
R_N	0,824855	0,290127	0,015186	0,789532	0,860177
G_s	-0,02121	0,283151	0,014821	-0,05569	0,013258
Δ	0,107811	0,313593	0,016414	0,069631	0,14599
δ	0,24113	0,375476	0,019653	0,195416	0,286844
r_a	-0,24113	0,375476	0,019653	-0,28685	-0,19542

4.2. Toprak-Su Potansiyeli

Islak bir topraktan buharlaşma, başlangıçta potansiyel düzeyde gerçekleşir. Zamanla, toprak yüzeyi kurumaya başlar ve kuruma cephesi alt toprak katmanlarına doğru ilerler. Böylece, toprak yüzeyindeki toprak suyu potansiyeli düşer (Şekil 4.7). Bu durumda, (i) toprak yüzeyindeki su potansiyelinin topraktan olan potansiyel buharlaşmanın kübik fonksiyonu olarak azaldığını ve (ii) toprak yüzeyinin kuruması nedeniyle suyun alt katmanlardan yukarıya doğru transferinin böyle bir azalmayı kısmen yavaşlattığını varsayalım (Aydın, 2008): Toprak yüzeyindeki potansiyel buharlaşma oranı sınırlı düzeyde olduğuna göre, ortalama hidrolik yayılım ile su miktarının kombinasyonu alt katmanlardan toprak yüzeyine iletilen su miktarını verir (Hanks ve Gardner, 1965; Hanks, 1992; Hillel, 1998).

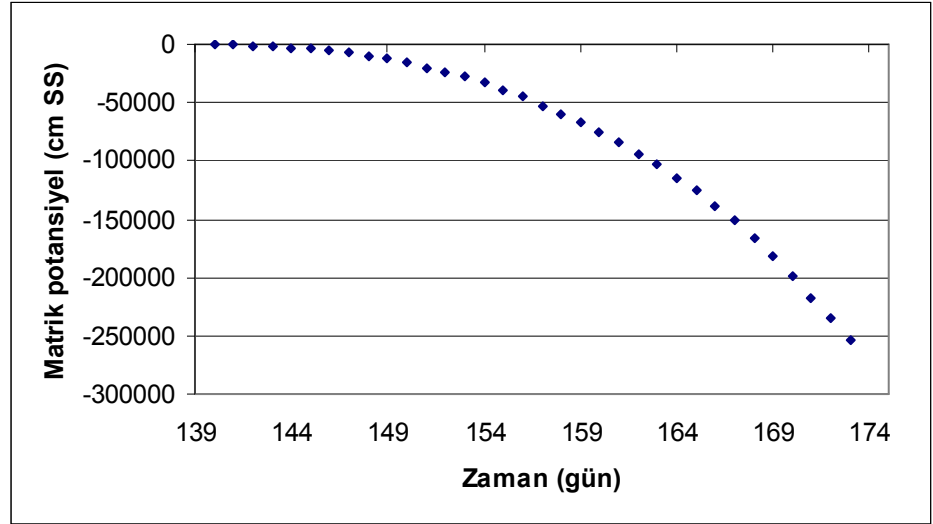
Aydın ve Uygur eşitliğindeki bağımlı değişkenin yani toprak-su potansiyelinin (ϕ), bağımsız değişkenlere olan duyarlılığını belirlemek için hesaplanan duyarlılık katsayıları Çizelge 4.2 ve Şekil 4.8’de verilmiştir. Söz konusu eşitlikte yer alan α , θ_{fc} ve θ_{ad} değişkenlerine ait duyarlılık katsayıları, sabit birer sayı şeklinde ortaya çıktıklarından grafik şeklinde göstermeye gerek

duyulmamıştır. Nitekim, duyarlılık katsayıları α , θ_{fc} ve θ_{ad} için sırasıyla -1.00, -1.17 ve 1.17 olarak bulunmuştur. Bu demektir ki, α ve θ_{fc} değerlerinde %10'luk bir artış olduğunda toprak-su potansiyeli, mutlak değer (gerilim-emiş-tansiyon) olarak sırasıyla %10 ve %11.7'lik bir azalış gösterecektir. Buna karşın, θ_{ad} değerindeki %10'luk bir artış, gerilim değerinde %11.7'lik bir artışa yol açabilecektir.

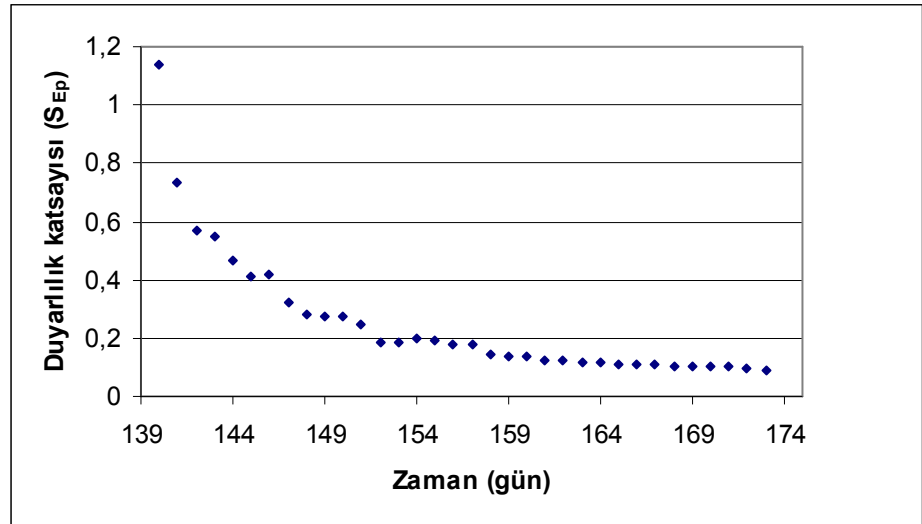
Çizelge 4.2. Aydın ve Uygur eşitliğindeki değişkenlere ilişkin duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri

Değişken	Duyarlılık Katsayısı	Standart Sapma	Standart Hata	Güven Aralığı (p<0,01)	
				Alt Sınır	Üst Sınır
E_p	0,253597	0,223332	0,038301	0,159492	0,347703
θ_{fc}	-1,16667				
θ_{ad}	1,16667				
α	-1				
D_{av}	-1/2				

Diğer taraftan, potansiyel buharlaşmaya (E_p) ilişkin duyarlılık katsayısının, toprak ıslak iken yüksek olduğu; E_p 'nin modelin çıktısını (φ) önemli ölçüde etkilediği anlaşılmaktadır (Şekil 4.8). Toprak kurudukça yani toprak-su potansiyeli (matrik potansiyel) düştükçe, diğer bir ifadeyle gerilim arttıkça, E_p 'de olabilecek değişimin modelin sonuçlarına (φ) etkisinin fazla olmadığı görülmektedir. E_p için ortalama duyarlılık katsayısı 0,25 olduğuna göre (Çizelge 4.2), E_p 'deki %10'luk bir artış, toprak su geriliminde %2.5'lik bir artışa yol açabilmektedir.



Şekil 4.7. Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki 34 günlük bir kuruma periyodu boyunca yüzey katmanında toprak-su potansiyelinin değişimi



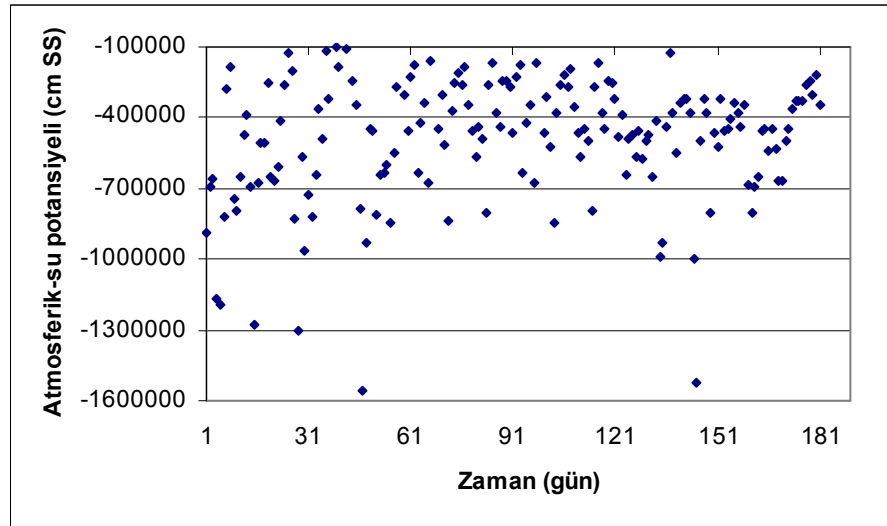
Şekil 4.8. Potansiyel buharlaşmaya ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi

Ayrıca, hidrolik yayılım (D_{av}) değerinin, ϕ üzerindeki etkisinin bir ölçüsü olan duyarlılık katsayısı da sabit bir sayı (-1/2) olarak belirlenmiştir. Ancak, yapılan doğrulama çalışmalarında, bu değer gerçekte -1/3'e daha yakın sonuçlar ürettiği görülmüştür.

4.3. Atmosferik Hava ile Denge Koşullarında Su Potansiyeli

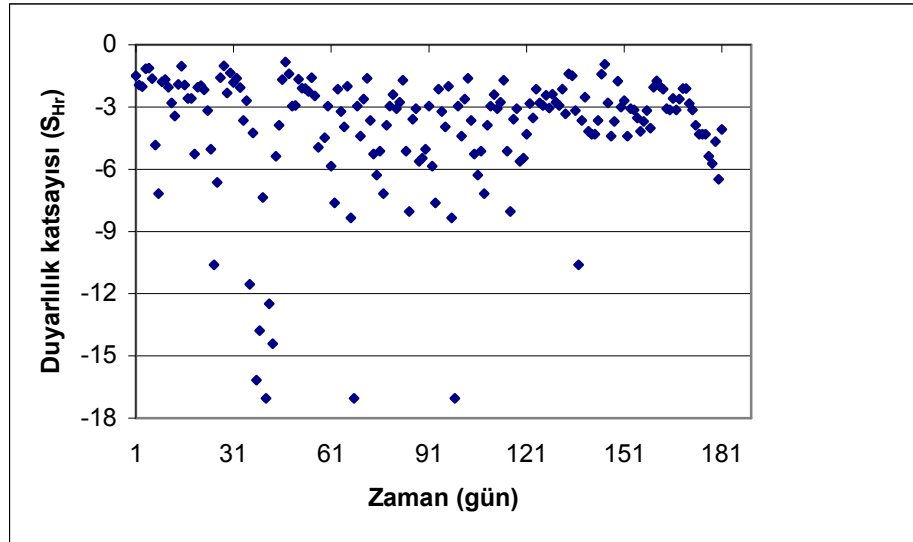
Kuruma döneminde, toprak yüzeyi sonunda atmosferle eşit nem seviyesine ulaşır. Daha sonra çok yavaş olan yayımla su transferi hariç, toprak suyu kayda değer oranda buharlaşmaz (Brown ve Oosterhuis, 1992; Feddes ve ark., 1978; Kirby ve Ringrose Voase, 2000).

Toprak yüzeyindeki su potansiyelinin atmosfer ile denge halinde olduğu koşulda Kelvin eşitliği yardımıyla Adana koşullarında 2006 yılının ilk yarısı için hesaplanan minimum su potansiyeli değerleri Şekil 4.9'da verilmiştir. Hava sıcaklığına ve oransal neme bağlı olarak atmosferik su potansiyeli çok kararsız bir seyir izlemektedir.



Şekil 4.9. Adana koşullarında 2006 yılının ilk yarısı için hesaplanan minimum su potansiyeli değerleri

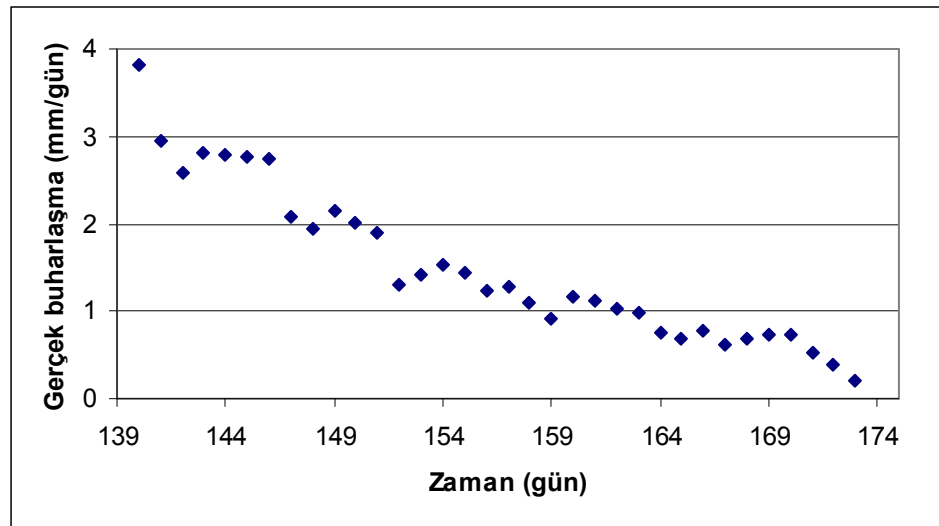
Kelvin eşitliği incelendiğinde mutlak sıcaklık (T) değerlerine ilişkin duyarlılık katsayısının 1.0 olduğu anlaşılmaktadır. Diğer bir ifadeyle, T 'de %10'luk bir artış, minimum su potansiyelinde mutlak değer (gerilim) olarak %10'luk bir artış sağlayacaktır. Oransal nemin (H_r) etkisi çok daha büyük bir önem arz etmektedir. Eşitliğin bağımlı değişkeni (φ_{ad}) oransal nemin logaritmik ($\ln H_r$) bir fonksiyonu olduğu için, oransal neme ilişkin duyarlılık katsayıları büyük bir değişkenlik göstermektedirler (Şekil 4.10). H_r için ortalama duyarlılık katsayısı -4.11 olduğuna göre, H_r 'deki %10'luk bir artış φ_{ad} 'nin mutlak değerinde %41.1'lik bir azalışa yol açabilmektedir. Bunun anlamı, oransal nem arttıkça hava-kuru koşullardaki su potansiyeli artmaktadır. Yukarıda verilen ortalama ile ilgili olarak yapılan hesaplamalara göre, olasılık 0.99 olarak alındığında, sınır değerleri -4.67 ve -3.55 olarak bulunmuştur. O halde, bu koşullarda H_r için ortalama duyarlılık katsayısı %99 olasılıkla -4.67 ve -3.55 değerleri arasındadır.



Şekil 4.10. Oransal neme ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 2006 yılının ilk yarısındaki günlük değişimi

4.4. Çıplak Bir Topraktan Oluşan Gerçek Buharlaşma

Islak bir topraktaki buharlaşma, toprak yüzeyindeki su potansiyelinin eşik değerine kadar potansiyel oranda gerçekleşir. Eşik değere ulaşıldığında, toprak suyunun buharlaşma oranı potansiyelin altına düşmeye başlar. Başlangıçta, buharlaşma oranı potansiyel değere yakındır. Eşik değerinden sonra kuru dönemler boyunca (Şekil 4.11) buharlaşma gittikçe düşer (Aydin ve ark., 2005). Zamanla, toprağın üst yüzey katmanı, hava-kurusu nem oranına kadar kuruyabilir ve bu kuru yüzey suyun buharlaşmasında bir bariyer gibi davranabilir (Jalota ve Prihar, 1998).

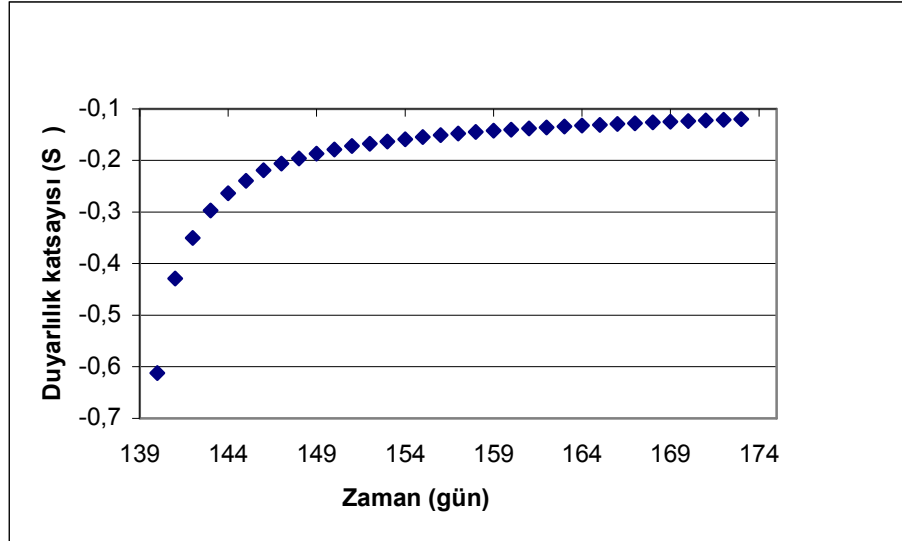


Şekil 4.11. Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki 34 günlük bir kuruma periyodu boyunca gerçek buharlaşmanın değişimi

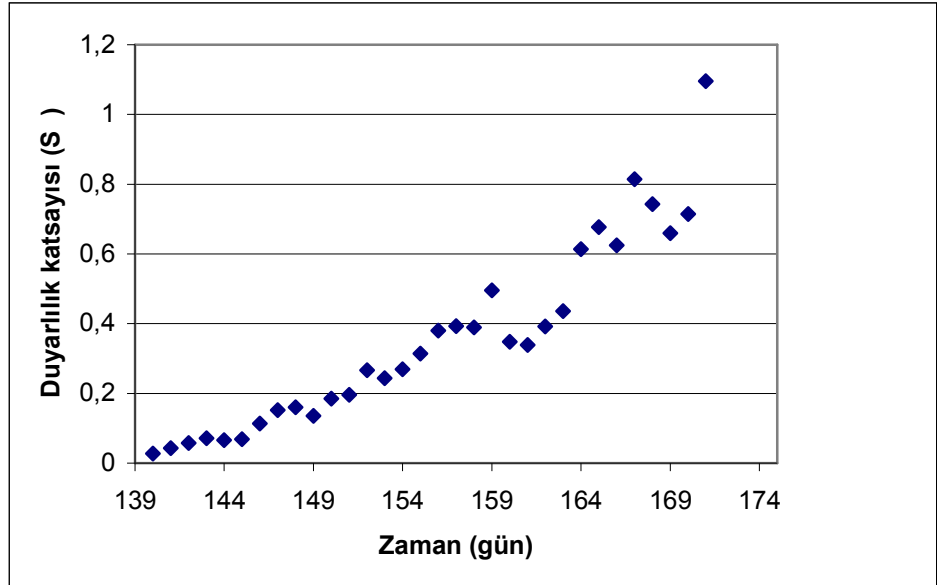
Aydin eşitliğindeki bağımlı değişkenin (E_a), bağımsız değişkenlere olan duyarlılığını belirlemek için hesaplanan duyarlılık katsayıları Şekil 4.12, 4.13 ve 4.14'te verilmiştir. Toprak-su gerilimine $|\varphi|$ ilişkin duyarlılık katsayısının negatif ve başlangıçta yüksek olduğu; ancak kuruma dönemi boyunca mutlak değer olarak sürekli azaldığı görülmektedir (Şekil 4.12). O halde, modelin

çıktısı (E_a), başlangıçta $|\varphi|$ değerindeki değişime çok duyarlı olup $|\varphi|$ 'deki değişim, E_a değerini önemli ölçüde etkilemektedir. Ancak, zaman geçtikçe yani toprak kurudukça, $|\varphi|$ 'deki değişikliğin E_a değerlerinde yarattığı değişim gittikçe azalan oranlarda gerçekleşmektedir. Bu çalışmanın yürütüldüğü dönem için ortalama duyarlılık katsayısı -0,19 düzeyindedir (Çizelge 4.3). Buna göre, $|\varphi|$ 'deki %10'luk bir artış, E_a 'da %1.9'luk bir azalmaya neden olmaktadır. Diğer taraftan, atmosferik havanın nemi ile dengeye gelmiş bir ortamın (toprağın) minimum su potansiyeline (maksimum su gerilimine) ilişkin katsayılar Şekil 4.13'te sunulmuştur. Toprak-su geriliminin ($|\varphi|$) aksine, maksimum su gerilimine ($|\varphi_{ad}|$) ilişkin duyarlılık katsayısının pozitif olduğu ve kuruma dönemi boyunca sürekli arttığı görülmektedir. Ortalama duyarlılık katsayısının 0.46 olması (Çizelge 4.3), $|\varphi_{ad}|$ 'deki %10'luk bir artışın E_a 'da %4.6'luk bir artış sağlayacağını göstermektedir. Eşik potansiyele ($|\varphi_{tp}|$) ilişkin ortalama duyarlılık katsayısı 0.11 olup dönem boyunca bu değere yakın bir dağılım izlenmektedir (Şekil 4.14, Çizelge 4.3).

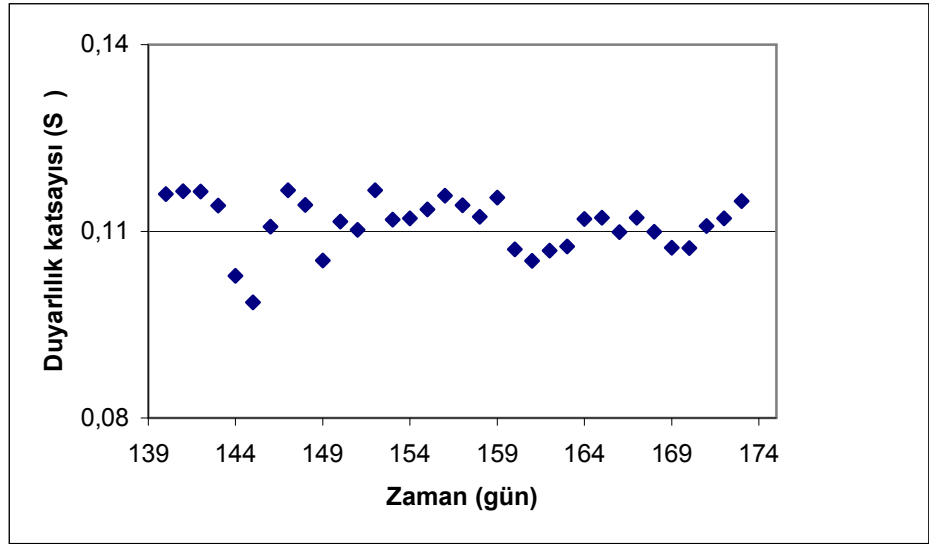
Potansiyel buharlaşmanın (E_p), gerçek buharlaşma (E_a) üzerindeki etkisinin bir ölçüsü olan duyarlılık katsayısı sabit olup bu katsayısı E_p için 1.00 olarak bulunmuştur (Çizelge 4.3). Bu demektir ki, E_p değerlerinde %10'luk bir artış olduğunda E_a değerlerinde de %10'luk bir artış gözlenecektir.



Şekil 4.12. Toprak-su gerilimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi



Şekil 4.13. Maksimum su gerilimine ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi



Şekil 4.14. Eşik gerilime ait duyarlılık katsayısının Adana koşullarında 20 Mayıs-22 Haziran 2006 tarihleri arasındaki günlük değişimi

Çizelge 4.3. Aydın eşitliğindeki değişkenlere ilişkin duyarlılık katsayıları ve istatistiksel analizleri

Değişken	Duyarlılık Katsayısı	Standart Sapma	Standart Hata	Güven Aralığı (p<0,01)	
				Alt Sınır	Üst Sınır
$ \varphi $	-0,18776	0,102305	0,017545	-0,23087	-0,14465
$ \varphi_{ad} $	0,459095	0,506144	0,086803	0,24582	0,67237
$ \varphi_{tp} $	0,111179	0,00429	0,000736	0,109371	0,112987
Ep	1.0				

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Net radyasyondaki (R_N) değişim, çıplak topraklar için kullanılan Penman-Monteith modelinin çıktısını (E_p) önemli ölçüde etkilemektedir. Adana koşulları için toprak ısı akısı (G_s), özellikle yaz aylarında R_N değerine göre çok küçük olduğundan, bu değişkenin modelin sonucuna etkisi de küçük kalmaktadır. Ancak, kış aylarında mutlak değer olarak daha büyük negatif veya pozitif katsayıların varlığı, G_s 'nin soğuk günlerde E_p 'de daha fazla bir değişikliğe yol açabileceğini göstermektedir. Doymuş buhar basıncı- Sıcaklık eğrisi eğiminin (Δ), E_p değerini arttırıcı veya azaltıcı etkisi olabilmektedir. Net radyasyonun düşük olduğu durumlarda bu etkinin daha çok negatif yönde olduğu anlaşılmaktadır. Buhar basıncı eksikliğinin (δ) topraktan olan buharlaşmayı arttırıcı etkisi, kış aylarında daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Aerodinamik direncin (r_a) artması, çıplak topraklardan suyun buharlaşma kayıplarını azaltmaktadır.

Aydin ve Uygur eşitliğindeki bağımlı değişkenin yani toprak-su potansiyelinin (φ), bağımsız değişkenlere olan duyarlılığı incelendiğinde, potansiyel buharlaşmaya (E_p) ilişkin duyarlılık katsayısının, toprak ıslak iken yüksek olduğu; E_p 'nin modelin çıktısını (φ) önemli ölçüde etkilediği anlaşılmaktadır. Toprak kurudukça, E_p 'de olabilecek değişimin modelin sonuçlarına (φ) etkisinin fazla olmadığı görülmektedir. Diğer taraftan, α ve θ_{fc} 'deki bir artış, toprak-su potansiyelini mutlak değer (gerilim-emiştansiyon) olarak azaltmaktadır. Buna karşın, θ_{ad} değerindeki bir artış, gerilim değerinde de artışa yol açmaktadır.

Kelvin eşitliği incelendiğinde mutlak sıcaklıktaki (T) bir artışın, minimum su potansiyelinde mutlak değer (gerilim) olarak aynı oranda bir artışa yol açtığı görülmektedir. Eşitliğin bağımlı değişkeni (φ_{ad}), oransal nemin logaritmik ($\ln H_r$) bir fonksiyonu olduğu için oransal neme ilişkin duyarlılık katsayıları büyük bir değişkenlik göstermektedirler. H_r 'deki bir artış, φ_{ad} 'nin

mutlak değerinde 4 katlık bir azalışa yol açabilmektedir. Bunun anlamı, oransal nem arttıa hava-kuru koşullardaki su potansiyeli artmaktadır.

Aydin eşitliğindeki bağımlı değişkenin (E_a), bağımsız değişkenlere olan duyarlılığını belirlemek için hesaplanan duyarlılık katsayıları incelendiğinde, toprak-su gerilimine $|\varphi|$ ilişkin duyarlılık katsayısının negatif olduğu görülmektedir. Modelin ıktısı (E_a), başlangıçta $|\varphi|$ değerindeki değişime çok duyarlı olup $|\varphi|$ 'deki değişim, E_a değerini önemli ölçüde etkilemektedir. Ancak, zaman ilerledikçe yani toprak kurudukça, $|\varphi|$ 'deki değişikliğin E_a değerlerinde yarattığı değişim azalan oranlarda gerçekleşmektedir. Toprak-su geriliminin ($|\varphi|$) aksine, hava ile denge halindeki su gerilimine ($|\varphi_{ad}|$) ilişkin duyarlılık katsayısının pozitif olduğu ve kuruma dönemi boyunca sürekli arttığı görülmektedir. Eşik potansiyele ($|\varphi_{tp}|$) ait ortalama duyarlılık katsayısı ise yaklaşık sabit bir değer izlemektedir. Potansiyel buharlaşmanın (E_p), gerçek buharlaşma (E_a) zerindeki etkisinin bir ölçüsü olan duyarlılık katsayısı sabit olup, duyarlılık katsayısı E_p için 1.00 olarak bulunmuştur.

Yapılan bu çalışma da göstermiştir ki, duyarlılık analizi, aşağıdaki konularda yardımcı olabilir:

1. Kritik tahminlerin belirtilmesi ve alternatif model yapılarının karşılaştırılması,
2. Gelecekteki veri bankalarının oluşturulması,
3. nemli kriterlerin saptanması
4. Parametrelerdeki belirsizliğe göre hazırlanan verilerin optimizasyonu,
5. Kaynakların dağıtımının optimize edilmesi,
6. Modellerin basitleştirilmesi veya toparlanması, vb.

Diğer taraftan, duyarlılık analiziyle ilgili bazı sorunlar vardır.

1. Değişkenler genellikle kendi aralarında bağımlıdırlar. Bir faktörü değiştirmek (rneğin sıcaklığı) diğer faktörleri (rneğin oransal nemi) etkileyecektir.
2. Geçmişteki deneyimlere dayanılarak sıklıkla kullanılan tahminler, gelecekte kullanılmayabilir.

3. Maksimum ve minimum (veya optimistik ve pesimistik) değerler subjektif yoruma açıktır. Örneğin optimistik tahminde bulunan bir kişi analizin farklı bir parçasını yapan başka bir kişiye göre daha ılımlı olabilir. Bu çeşit subjektiflik, analizin tamamen objektifliğini ve doğruluğunu tersine etkileyebilir.

Çeşitli sorunlara rağmen, bu çalışmanın daha ileri bir aşamasında, test edilen modelin çıktıının, salt iklim verilerindeki (yağış, hava sıcaklığı, oransal nem, güneşenme süresi, rüzgar hızı) ve toprak özelliklerindeki değişime olan duyarlılığının belirlenmesi önerilebilir.

6. KAYNAKLAR

- Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A., Pereira, L. S., 1994. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, 43 (2), 92 pp.
- Alvenas, G., Jansson, P-E., 1997. Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis. **Agric. For. Meteorol.** 88, 47-56.
- Aydin, M., 1998. A new model for predicting evaporation from bare field soil. Proc. International Symposium and 2nd Chinese National Conference on Rainwater Utilization, **Xuzhou-Jiangsu, China**. p: 283-287.
- Aydin, M., 2004. Comparison of two different models for estimating soil evaporation under the conditions of Çukurova Region. Proceedings of the International Workshop for the Research Project on the Impact of Climate Change on Agricultural Production System in Arid Areas (ICCAP), **Cappadocia, Turkey, Pub. No. 4**, p:140-143.
- Aydin, M., Yang, S.L., Kurt, N., Yano, T., 2005. Test of a simple model for estimating evaporation from bare soils in different environments. **Ecol. Modelling** 182 (1), 91-105.
- Aydin, M., Uygur, V., 2006. A model for estimating soil water potential of bare fields. *In* Proceedings of the 18th International Soil Meeting (ISM) on Soils Sustaining Life on Earth, **Managing Soil and Technology, Şanlıurfa**, p: 477–480.
- Aydin, M., Yano, T., Evrendilek, F., Uygur, V., 2008. Implications of climate change for evaporation from bare soils in a Mediterranean environment. **Environ. Monit. Assess.** 140, 123-130.
- Aydin, M., 2008. A model for evaporation and drainage investigations at ground of ordinary rainfed-areas. **Ecological Modelling**, 217 (1-2), 148-156.
- Beven, K., 1979. A sensitivity analysis of the Penman–Monteith actual evapotranspiration estimates. **J. Hydrol.** 44, 169–190.
- Boesten, J. J. T. I., 1991. Sensitivity analysis of a mathematical model for pesticide leaching to groundwater. **Pestic. Sci.**, 31, 375-388.

- Brown, R. W., Oosterhuis, D.M., 1992. Measuring plant and soil water potentials with thermocouple psychrometers: some concerns. **Agron. J.** 84, 78-86.
- Coleman, G., DeCoursey, D. G., 1976. Sensitivity and model variance analysis applied to some evaporation and evapotranspiration models. **Water Resour. Res.**, 12(5), 873-879.
- Falge, E., Reth, S., Bruggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, G., Stiller, B., Queck, R., Kostner, B., Bernhofer, C., 2005. Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and ecosystems of Germany. **Ecological Modelling** 188, 174–216.
- Feddes, R. A., Kowalik, P.J., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs. **Pudoc. Wageningen.** 189 pp.
- Hahn, G.J., Shapiro, S.S., 1967. **Statistical Models in Engineering.** Wiley, New York.
- Hanks, R. J., 1992. Applied Soil Physics: Soil water and temperature applications (2nd edition). **Springer-Verlag**, New York, Berlin.
- Hanks, R. J., Gardner, H. R., 1965. Influence of different diffusivity-water content relations on evaporation of water from soils. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.** 29, 495-498.
- Hillel, D., 1998. Environmental Soil Physics. **Academic Press**, Amsterdam, New York, 771 pp.
- Jalota, S. K., Prihar, S. S., 1998. Reducing soil water evaporation with tillage and straw mulching. **Iowa State University Press**, Ames (ISBN 0-8138-2857-0), 142 pp.
- Kirby, J. M., Ringrose-Voase, A. J., 2000. Drying of some Philippine and Indonesian puddle rice soils following surface drainage: numerical analysis using a swelling soil flow model. **Soil & Tillage Res.** 57, 13-30.
- Kurt, N., 2004. Toprak Suyunun Buharlaşma Hızını Belirlemede Kullanılan Bir Simülasyon Modelinin Test Edilmesi. Mustafa Kemal Üniv., Fen

- Bilimleri Ens., **Toprak Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi**.
Antakya, 37 s.
- McCuen, R. H., 1974. A sensitivity and error analysis of procedures used for estimating evaporation. **Water Resour. Bull.**, 10 (3), 486-498.
- Quevedo, D. I., Frances, F. , 2007. A conceptual dynamic vegetation-soil model for arid and semiarid zones. **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.**, 4, 3469–3499.
- Romano, E., Giudici, M., 2007. Experimental and Modeling Study of the Soil-Atmosphere Interaction and Unsaturated Water Flow to Estimate the Recharge of a Phreatic Aquifer. **Journal of Hydrologic Engineering**, 12 (6), 573-584.
- Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., Ratto, M., 2007. **Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to Assessing Scientific Models**. John Wiley and Sons (reprinted). Pp. 219.
- Saxton, K. E., 1975. Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. **Agric. Meteorol.**, 15, 343-353.
- Spiegel, M. R., 1961. **Theory and Problems of Statistics**. Schaum Publishing Co., New York. Pp. 359.
- Wallace, J. S., Jackson, N. A., Ong, C. K., 1999. Modelling soil evaporation in an agroforestry system in Kenya. **Agric. For. Meteorol.** 94, 189-202.
- Wikipedia-**The Free Encyclopedia**. (<http://www.wikipedia.org/>).
- Yurtsever, N., 1984. Deneysel İstatistik Metotlar. **Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, Toprak ve Gübre Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü Yayınları**, Genel Yayın No: 121, Teknik Yayın No: 56. Ankara, 623 s.

TEŞEKKÜR

Tez çalışmamın her aşamasında sabır ve özveriyle bana destek olan, yol gösteren ve bana tecrübelerini aktaran hocam sayın Prof.Dr. Mehmet AYDIN'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışması sırasında manevi desteklerini esirgemeyen eşim Dt. Kamil KEÇECİOĞLU' na ve çalmış olduğum zamandan dolayı sevgili kızım Duru'ya ve aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmamın her aşamasında yanımda olan ve bana destek veren mesai arkadaşlarım Zir.Yük.Müh. Nurten KURT'a ve Öğr.Grv. Nimet AKSU'ya teşekkürlerimi sunarım.

Tez yazım aşamasında yardımlarını esirgemeyen mesai arkadaşlarım Öğr.Grv. Hasan HAMAŞOĞLU'na, Öğr.Grv. Meral ESMERLİ'ye teşekkürlerimi sunarım.

ÖZGEÇMİŞ

1971 yılında Antakya'da doğdum. İlköğretim ve lise öğrenimimi Antakya'da tamamladım. 1995 yılında Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Fizik Bölümü'nden mezun oldum. 1996 yılında Mustafa Kemal Üniversitesi Antakya Meslek Yüksekokulu'nda Öğretim Görevlisi olarak çalışmaya başladım. Halen aynı yerde görevimi yürütmekteyim. Evli ve bir çocuk annesiyim.

Ek1- Penman-Monteith eşitliğinin çıplak topraklar için kullanılan formundaki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin türetilmesi

$$E_p = \frac{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

a)

$$\frac{\partial E_p}{\partial \Delta} = \frac{\frac{\partial \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a \right)}{\partial \Delta} \lambda(\Delta + \gamma) - \frac{\partial (\lambda(\Delta + \gamma))}{\partial \Delta} \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\partial E_p}{\partial \Delta} = \frac{(R_N - G_S) \cdot \lambda(\Delta + \gamma) - \lambda \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$S_\Delta = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{(R_N - G_S) \lambda(\Delta + \gamma) - \lambda \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\Delta}{\frac{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma)}}$$

$$S_\Delta = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{\left[(R_N - G_S) \lambda(\Delta + \gamma) - \lambda \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a \right) \right]}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\Delta \lambda(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \delta / r_a}$$

$$S_{\Delta} = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{\left[(R_N - G_S)\lambda(\Delta + \gamma) - \lambda \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a} \right) \right]}{\lambda(\Delta + \gamma)} \cdot \frac{\Delta}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a}}$$

$$S_{\Delta} = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{\Delta(R_N - G_S)\lambda(\Delta + \gamma) - \lambda \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a} \right)}{\lambda(\Delta + \gamma) \left[\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a} \right]}$$

$$S_{\Delta} = \frac{\partial E_p}{\partial \Delta} \cdot \frac{\Delta}{E_p} = \frac{1}{1 + \frac{86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a}}{\Delta(R_N - G_S)}} - \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}$$

b)

$$\frac{\partial E_p}{\partial R_N} = \frac{\frac{\partial \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a} \right)}{\partial R_N} \lambda(\Delta + \gamma) - \frac{\partial(\lambda(\Delta + \gamma))}{\partial R_N} \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a} \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\partial E_p}{\partial R_N} = \frac{\Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

$$S_{R_N} = \frac{\partial E_p}{\partial R_N} \cdot \frac{R_N}{E_p} = \frac{\Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)} \cdot \frac{R_N \lambda(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_c \frac{\delta}{r_a}}$$

$$S_{R_N} = \frac{\partial E_p}{\partial R_N} \cdot \frac{R_N}{E_p} = \frac{\Delta R_N}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a}$$

c)

$$\frac{\partial E_p}{\partial G_S} = \frac{\frac{\partial \Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a}{\partial G_S} \lambda(\Delta + \gamma) - \frac{\partial \lambda(\Delta + \gamma)}{\partial G_S} \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\partial E_p}{\partial G_S} = \frac{-\Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

$$S_{G_S} = \frac{\partial E_p}{\partial G_S} \cdot \frac{G_S}{E_p} = \frac{-\Delta}{\lambda(\Delta + \gamma)} \cdot \frac{G_S \lambda(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a}$$

$$S_{G_S} = \frac{\partial E_p}{\partial G_S} \cdot \frac{G_S}{E_p} = \frac{-\Delta G_S}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a}$$

d)

$$\frac{\partial E_p}{\partial \delta} = \frac{\frac{\partial \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a \right)}{\partial \delta} \lambda(\Delta + \gamma) \frac{\partial (\lambda(\Delta + \gamma))}{\partial \delta} \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho_p \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\partial E_p}{\partial \delta} = \frac{\frac{86,4\rho_p}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma)}$$

$$S_{\delta} = \frac{\partial E_P}{\partial \delta} \cdot \frac{\delta}{E_P} = \frac{\frac{86,4\rho c_p}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma)} \cdot \frac{\delta \lambda(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a}$$

$$S_{\delta} = \frac{\partial E_P}{\partial \delta} \cdot \frac{\delta}{E_P} = \frac{86,4\rho c_p \delta}{r_a \left[\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a \right]} = \frac{1}{\left[\frac{\Delta(R_N - G_S)r_a}{86,4\rho c_p \delta} + 1 \right]}$$

e)

$$\frac{\partial E_P}{\partial r_a} = \frac{\frac{\partial \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a \right)}{\partial r_a} \lambda(\Delta + \gamma) - \frac{\partial \lambda(\Delta + \gamma)}{\partial r_a} \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a \right)}{(\lambda(\Delta + \gamma))^2}$$

$$\frac{\partial E_P}{\partial r_a} = \frac{-86,4\rho c_p \delta}{\lambda(\Delta + \gamma)r_a^2}$$

$$S_{r_a} = \frac{\partial E_P}{\partial r_a} \cdot \frac{r_a}{E_P} = \frac{-86,4\rho c_p \delta}{\lambda(\Delta + \gamma)r_a^2} \cdot \frac{r_a \lambda(\Delta + \gamma)}{\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a}$$

$$S_{r_a} = \frac{\partial E_P}{\partial r_a} \cdot \frac{r_a}{E_P} = \frac{-86,4\rho c_p \delta}{r_a \left(\Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta / r_a \right)}$$

$$S_{r_a} = \frac{\partial E_P}{\partial r_a} \cdot \frac{r_a}{E_P} = \frac{-86,4\rho c_p \delta}{r_a \Delta(R_N - G_S) + 86,4\rho c_p \delta}$$

$$S_{r_a} = \frac{\partial E_P}{\partial r_a} \cdot \frac{r_a}{E_P} = \frac{-1}{\left[\frac{r_a \Delta(R_N - G_S)}{86,4\rho c_p \delta} + 1 \right]}$$

Ek 2- Aydın ve Uygur eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin türetilmesi

$$\varphi = - \left[\frac{(1/\alpha) (10 \Sigma E_p)^3}{2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2}} \right]$$

a)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial E_p} = \frac{\left[\frac{\partial \left(\frac{(10 \Sigma E_p)^3}{\alpha} \right)}{\partial E_p} \cdot 2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2} - \frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2}}{\partial E_p} \cdot \frac{(10 \Sigma E_p)^3}{\alpha} \right]}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial E_p} = - \left[\frac{\frac{3(10 \Sigma E_p)^2 10}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]} \right]$$

$$S_{E_p} = \frac{\partial \varphi}{\partial E_p} \cdot \frac{E_p}{\varphi} = - \left[\frac{\frac{3(10 \Sigma E_p)^2 10}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]} \right] \cdot \frac{E_p}{\varphi}$$

$$- \left[\frac{(10 \Sigma E_p)^3}{\alpha} / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) (D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]$$

$$S_{E_P} = \frac{\partial \varphi}{\partial E_P} \cdot \frac{E_P}{\varphi} = \frac{30E_P}{10\Sigma E_P}$$

b)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial D_{av}} = \left[\frac{\frac{\partial \left(\frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha} \right)}{\partial D_{av}} \cdot 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} - \frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2}}{\partial D_{av}} \cdot \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2} \right]$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial D_{av}} = \left[\frac{-2(\theta_{fc} - \theta_{ad}) \frac{1}{2} (D_{av} t/\pi)^{-1/2} \frac{t}{\pi} \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2} \right]$$

$$S_{D_{av}} = \frac{\partial \varphi}{\partial D_{av}} \cdot \frac{D_{av}}{\varphi} = \frac{(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{-1/2} \frac{t}{\pi} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2} \cdot \frac{D_{av}}{\left[\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]}$$

$$S_{D_{av}} = \frac{\partial \varphi}{\partial D_{av}} \cdot \frac{D_{av}}{\varphi} = -\frac{1}{2}$$

c)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{fc}} = \frac{\left[\frac{\partial}{\partial \theta_{fc}} \left(\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} \cdot 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} - \frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2}}{\partial \theta_{fc}} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} \right) \right]}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{fc}} = \frac{\left[\frac{-2(D_{av} t / \pi)^{1/2} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2} \right]}$$

$$S_{\theta_{fc}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{fc}} \cdot \frac{\theta_{fc}}{\varphi} = - \frac{\left[\frac{-2(D_{av} t / \pi)^{1/2} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2} \right]}{\theta_{fc}}$$

$$- \left[\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]$$

$$S_{\theta_{fc}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{fc}} \cdot \frac{\theta_{fc}}{\varphi} = - \frac{\theta_{fc}}{(\theta_{fc} - \theta_{ad})}$$

d)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} = \frac{\left[\frac{\partial \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2}}{\partial \theta_{ad}} - \frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2}}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} \right]}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} = \frac{\left[\frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2}}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} \right]}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} = - \left[\frac{-(-2(D_{av} t/\pi)^{1/2}) \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2 \right]} \right]$$

$$S_{\theta_{ad}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{\theta_{ad}}{\varphi} = - \left[\frac{2(D_{av} t/\pi)^{1/2} \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2} \right] \cdot \theta_{ad}$$

$$- \left[\frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha} / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]$$

$$S_{\theta_{ad}} = \frac{\partial \varphi}{\partial \theta_{ad}} \cdot \frac{\theta_{ad}}{\varphi} = \frac{\theta_{ad}}{(\theta_{fc} - \theta_{ad})}$$

e)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} = \left[\frac{\frac{\partial \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\partial \alpha} \cdot 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} - \frac{\partial 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2}}{\partial \alpha} \cdot \frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2} \right]$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} = - \left[\frac{-\frac{(10\Sigma E_P)^3}{\alpha^2} 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t/\pi)^{1/2} \right]^2} \right]$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} = \left[\frac{\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha^2}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2} \right]$$

$$S_\alpha = \frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} \cdot \frac{\alpha}{\varphi} = \left[\frac{\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha^2}}{\left[2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]^2} \right] \cdot \frac{\alpha}{\left[\frac{(10 \Sigma E_P)^3}{\alpha} / 2(\theta_{fc} - \theta_{ad})(D_{av} t / \pi)^{1/2} \right]}$$

$$S_\alpha = \frac{\partial \varphi}{\partial \alpha} \cdot \frac{\alpha}{\varphi} = -1$$

Ek3- Kelvin eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin türetilmesi

$$\varphi_{ad} = \frac{R_g T}{mg} \ln H_r$$

$$\text{a) } \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} = \frac{\frac{\partial(R_g T \ln H_r)}{\partial T} \cdot mg - \frac{\partial(mg)}{\partial T} \cdot R_g T \ln H_r}{(mg)^2}$$

$$\frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} = \frac{\frac{\partial(R_g T \ln H_r)}{\partial T} \cdot mg}{(mg)^2}$$

$$\frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} = \frac{R_g \ln H_r}{(mg)}$$

$$S_T = \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} \cdot \frac{T}{\varphi_{ad}} = \frac{R_g \ln H_r}{(mg)} \cdot \frac{T}{\frac{R_g T}{mg} \ln H_r}$$

$$S_T = \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial T} \cdot \frac{T}{\varphi_{ad}} = 1$$

$$\text{b) } \frac{\partial \varphi_{ad}}{\partial H_r} = \frac{\frac{\partial(R_g T \ln H_r)}{\partial H_r} \cdot mg - \frac{\partial(mg)}{\partial H_r} \cdot R_g T \ln H_r}{(mg)^2}$$

$$\frac{\partial \varphi_{\text{ad}}}{\partial H_r} = \frac{\frac{\partial(R_g T \ln H_r)}{\partial H_r} mg}{(mg)^2}$$

$$\frac{\partial \varphi_{\text{ad}}}{\partial H_r} = \frac{\frac{\partial(H_r)}{\partial H_r} R_g T mg}{H_r (mg)^2}$$

$$\frac{\partial \varphi_{\text{ad}}}{\partial H_r} = \frac{\frac{\partial(H_r)}{\partial H_r} R_g T}{H_r (mg)}$$

$$S_{H_r} = \frac{\partial \varphi_{\text{ad}}}{\partial H_r} \cdot \frac{H_r}{\varphi_{\text{ad}}} = \frac{\frac{\partial(H_r)}{\partial H_r} R_g T}{H_r (mg)} \cdot \frac{H_r}{\frac{R_g T}{mg} \ln H_r}$$

$$S_{H_r} = \frac{\partial \varphi_{\text{ad}}}{\partial H_r} \cdot \frac{H_r}{\varphi_{\text{ad}}} = \frac{\frac{\partial(H_r)}{\partial H_r}}{\ln H_r} = \frac{1}{\ln H_r}$$

Ek 4- Aydın eşitliğindeki değişkenlere ilişkin göreceli duyarlılık katsayısı (S) formüllerinin türetilmesi

$$E_a = \frac{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|} E_p$$

a)

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi} = \frac{\frac{\partial (\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{\partial \varphi} (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|) - \frac{\partial (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{\partial \varphi} (\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi} = \frac{\frac{E_p}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi|}{\partial \varphi}}{|\varphi|} (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi} = \frac{E_p \cdot \frac{\partial |\varphi|}{\partial \varphi}}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot [\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|]}$$

$$S_\varphi = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi} \cdot \frac{\varphi}{E_a} = \frac{E_p \cdot \frac{\partial |\varphi|}{\partial \varphi}}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot \left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} \cdot \frac{\varphi}{\frac{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|} E_p}$$

$$S_\varphi = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi} \cdot \frac{\varphi}{E_a} = \frac{\frac{\partial |\varphi|}{\partial \varphi} \cdot \varphi}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot \left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{tp}| \right]}$$

$$S_\varphi = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi} \cdot \frac{\varphi}{E_a} = \frac{\varphi}{\ln 10 \cdot |\varphi| \cdot \left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{tp}| \right]}$$

b)

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} = \frac{\frac{\partial (\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{\partial \varphi_{ad}} E_p (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|) - \frac{\partial (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|)}{\partial \varphi_{ad}} (\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} = \frac{-\frac{\partial \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\partial \varphi_{ad}} E_p (\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|) - \left(-\frac{\partial \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\partial \varphi_{ad}} \right) (\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} = \frac{-\frac{E_p}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\varphi_{ad}}}{|\varphi_{ad}|} \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) + \frac{E_p}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\varphi_{ad}}}{|\varphi_{ad}|} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} = \frac{\frac{E_p}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\varphi_{ad}}}{|\varphi_{ad}|} \left(-\left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) + \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$S_{\varphi_{ad}} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} \cdot \frac{\varphi_{ad}}{E_a} = \frac{\frac{E_p}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\varphi_{ad}}}{|\varphi_{ad}|} \left(-\left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) + \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\varphi_{ad}}{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|} \cdot \frac{E_p}{\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}$$

$$S_{\varphi_{ad}} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} \cdot \frac{\varphi_{ad}}{E_a} = \frac{\frac{\frac{\partial |\varphi_{ad}|}{\varphi_{ad}}}{\ln 10} \left(-\left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) + \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right] \left[\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]}$$

$$S_{\varphi_{ad}} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{ad}} \cdot \frac{\varphi_{ad}}{E_a} = \frac{1}{\ln 10} \left[\frac{-1}{\left[\text{Log}|\varphi| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} + \frac{1}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} \right].$$

c)

$$\frac{\frac{\partial E_a}{\partial E_p} = \frac{\frac{\partial \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\partial E_p} \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) - \frac{\partial \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\partial E_p} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial E_p} = \frac{\left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial E_p} = \frac{\left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]}$$

$$S_{E_p} = \frac{\partial E_a}{\partial E_p} \cdot \frac{E_p}{E_a} = \frac{\left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}| \right]} \cdot \frac{E_p}{\frac{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\text{Log}|\varphi_{tp}| \mid -\text{Log}|\varphi_{ad}|} E_p}$$

$$S_{E_p} = \frac{\partial E_a}{\partial E_p} \cdot \frac{E_p}{E_a} = 1$$

d)

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{tp}} = \frac{\frac{\partial \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\partial \varphi_{tp}} \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) - \frac{\partial \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right)}{\partial \varphi_{tp}} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{tp}} = \frac{- \frac{\partial \left(\text{Log}|\varphi_{tp}| \right)}{\partial \varphi_{tp}} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$\frac{\partial E_a}{\partial \varphi_{tp}} = \frac{- \frac{1}{\ln 10} \cdot \frac{\partial |\varphi_{tp}|}{|\varphi_{tp}|} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2}$$

$$S_{\varphi_p} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_p} \cdot \frac{\varphi_p}{E_a} = \frac{-\frac{1}{\ln 10} \cdot \frac{\frac{\partial |\varphi_{tp}|}{\partial \varphi_{tp}}}{|\varphi_{tp}|} \left(\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right) E_p}{\left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]^2} \cdot \frac{\varphi_{tp}}{\frac{\text{Log}|\varphi| - \text{Log}|\varphi_{ad}|}{\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}|} E_p}$$

$$S_{\varphi_p} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_p} \cdot \frac{\varphi_p}{E_a} = \frac{-\frac{\frac{\partial |\varphi_{tp}|}{\partial \varphi_{tp}}}{|\varphi_{tp}|}}{\ln 10 \cdot \left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]}$$

$$S_{\varphi_p} = \frac{\partial E_a}{\partial \varphi_p} \cdot \frac{\varphi_p}{E_a} = \frac{-1}{\ln 10 \cdot \left[\text{Log}|\varphi_{tp}| - \text{Log}|\varphi_{ad}| \right]}$$