

EROZYONU ETKİLEYEN FAKTÖRLER

Toprak erozyonunu kontrol eden faktörler; aşındırabilirlik (erozivite), toprağın aşınabilirliği (erodibilite), arazinin eğimi ve bitki örtüsünün tabiatıdır.

3.1 Aşındırabilirlik (erozivite)

3.1.1 Yağış

Yağışlar atmosferdeki ısı, su ve hava hareketleri ile birlikte meteoroloji biliminin bir parçasıdır. Bu bilim dalı toprak ve suyun etkin kullanımıyla özellikle ilgilidir. Hava durumu çoğunlukla aşırı toprak hareketinin önlenmesinde veya yüzey suları infiltrasyonunun artırılması yoluyla ihtiyaç duyulan suyun tutulmasında ve sulama ile su ilavesi veya drenajla fazla suyun atılması olaylarını kontrol eder. Tarımsal üretimde suyun çok fazla, çok az veya çayır çok zayıf dağılması en önemli sınırlayıcı unsurdur.

Yağış şekilleri

Yağışlar çok farklı şekillerde oluşabilirler ve aynı zamanda yağış esnasında da bir şekilden diğerine dönüşebilirler. Düşen yağmur damlaları olarak dikkate alındığında yağmur ve çisenti olarak ikiye ayrılır. Çisentiler oldukça tekdüze olup 0,5 mm den daha düşük çapa sahiptirler. Yağmur damlaları ise genellikle daha büyük damla çaplarına sahip olup 7 mm çapa kadar büyük olabilirler.

Yağışlar aynı zamanda donmuş su parçacıkları şeklinde de oluşabilirler. Bunlar kar, dolu ve sulusepkendir. Esas itibarıyla su kaynaklarına en büyük katkı yağmur ve kar ile yapılır. Su toprak yüzeyine aynı zamanda atmosferdeki suyun doğrudan yoğunlaşması ile oluşan çığ şeklinde de ilave olabilir. Çıplak toprak üzerinde yılda 30 mm ve çayır örtüsü olan yerlerde 25 mm çığ oluşumu saptanmıştır. Aynı şekilde mısır yaprakları üzerinde 15 mm ve soya yapraklarında 33 mm çığ saptanmıştır. Çığ normal olarak öğleden sonra buharlaşır.

Yağmur damlalarının özellikleri

Yağışların büyük bir kısım yağmur şeklinde oluştuğu ve erozyonu doğrudan etkileyen bir unsur olduğu için yağmur damlaları üzerinde çok çalışmalar yapılmıştır.

Yağmur damlalarının büyüklükleri yağışın yoğunluğu ile yakından ilgilidir. Ancak yüksek yoğunluklarda sadece iri taneler olmaz aynı zamanda çok geniş bir büyüklük dağılımı da olur. Yani yüksek yoğunlukta çok farklı büyüklükte damlalar vardır. Yağmur esnasında yağmur damlalarının yüzeylerinde oluşan hava direnci ve eşit olmayan basınç nedeniyle küresel şekilleri bozulur. 5 mm den daha büyük çapa sahip damlalar genellikle dayanıklı değildir. Büyük damlalar havada parçalanırlar. Yağmur damlalarının düşme hızı damla büyüklüğüne bağlıdır ve büyük damlalar daha hızlı düşerler. Düşme yüksekliği de düşme hızında etkilidir ve 11 metre yüksekliğe kadar düşme yüksekliği arttıkça düşme hızı da artar. 11 metreden sonra damla düşüş hızında bir artış olmaz. Bu hız son (terminal) hız denir. Son hızlar damla çapına bağlı olarak değişmekte olup 1 mm çapa sahip damlalar için 5 m/sn ve 5 mm çaplı damlalar için ise 9 m/sn dir.

Yağmur ölçümleri

Yağmur ölçümünün amacı düz bir yüzeye düşen yağmurun derinliği ve yoğunluğunu bulmaktır. Ölçümlerdeki sorun çoğu zaman topografya ve ölçüm yerinin hemen yanındaki bitkilerden kaynaklandığı gibi ölçüm aletinin kendisinden de kaynaklanabilir. Laboratuvarımızda mevcut olan yağışölçerde (plüviyometre) belirli sürede toplanan su miktarı düzeltilmesi yapılmış ölçü silindiri ile doğrudan mm/saat olarak yoğunluk okunmaktadır.

Yazıcı yağışölçerler çok çeşitli özelliklerde bulunabilmektedir. Esas farklılık kaç günlük okuma yaptığındadır. Eskiden günlük okumalar alınırken şimdi haftalık ve hatta aylık okumalar alınabilmektedir. Uzak yerler için telemetrelili yağışölçerler ve radar ölçümleri de mümkündür.

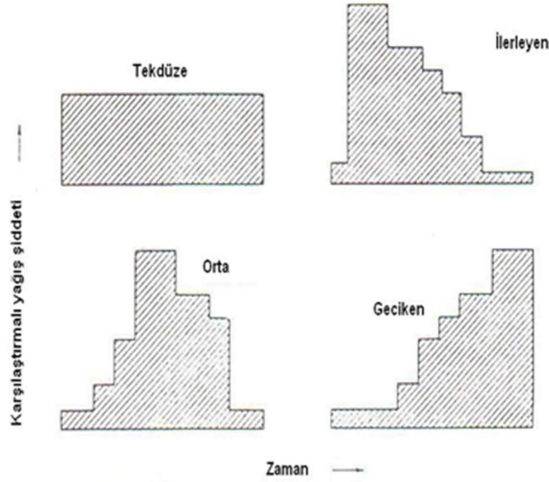
Kar ölçümleri

Yeni yağmış bir metrelik kar 40 mm ile 400 mm arasında su kapsayabilir. Bu karın yoğunluğuna (sıkışmasına) bağlıdır. Genel olarak kar derinliğinin %10 u su eşdeğeri olarak kabul edilir. Sıkışmış karda bu oran %30-50 dir. Kar ölçümlerinde normal yağışölçerler kullanılır. Ancak ufak tefek değişiklikler yapılmalıdır. Metal ölçüm tüpleri de bu amaçla kullanılabilir. Hava fotoğrafları, gama ışınları derinliklerinin ölçülmesi (radyo sinyalleri ile) kullanılabilir tekniklerdir.

Kar ölçümleri hem sulama planlaması için hem de bahar aylarında meydana gelebilecek taşkınların tahmini için çok önemlidir.

Yağmurların sınıflandırılması

İki yağmur hiçbir zaman ve yoğunluk ilişkileri bakımından incelendiğinde aynı özellikleri göstermez. Bu yüzden yağmurlar özelliklerine göre gruplandırılırlar. Böyle gruplandırmada en çok kullanılan özellik yağmurların yoğunluğu ve yağmur yoğunluk histogramının desenidir.



Şekil. Yağış şiddeti desenleri (Kaynak: Horner and Jens, 1942)

Şekil Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-1 Yağış desenleri

Yağmur desenleri yüzey akış hidrografının şeklini belirleyen bir faktör olduğundan çok önemlidir. İlerleyen desende infiltrasyon oranı fazla iken yağmur yoğunluğu da fazladır dolayısıyla en fazla (maksimum) yüzey akış oranı azdır. Erozyon bakımından geciken desendeki yağmurlara göre daha iyidir. Geciken desende ise yağmur yoğunluğu en fazla iken infiltrasyon oranı en azdır. Bu durumda yüzey akış oranı en fazladır ve yüzey boşluklarının depolanması en iyi durumdadır. Yağış desenleri içerisinde en yaygın olanı ilerleyen yağış desenidir.

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-1 Yağmurların yoğunluklarına göre sınıflandırılması

Yağmur yoğunluğu mm.sa ⁻¹	Sınıfı
<6.2	Hafif
6.2-12,5	Orta
12.5-50,0	Şiddetli
>50.0	Çok şiddetli

Toprak kaybı ile yağmurlar arasında çok yakın bir ilişki olup bu yağmur damlalarının toprak yüzeyine çarpması ve yüzey akışlara ilave olması ile bağlantılıdır. Bu durum özellikle yüzey akışlar ve parmaklar için söz konusu olup en önemli yağmur karakteristiği yağmur yoğunluğu olarak kabul edilmektedir. Yağmur yoğunluğunun erozyon üzerine etkisi Ohio-USA da 1934-1942 yılları arasında 183 yağmurların incelenmesi ile araştırılmış ve yağmur yoğunluğunun artışına paralel olarak ortalama toprak kaybının arttığı saptanmıştır (Çizelge 3.2)

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-2 Toprak kaybı ve yağmur yoğunluğu arasındaki ilişki

Maksimum 5-dak. Yoğunluk (mm/sa)	Yağmur sayısı	Her bir yağmur için ortalama erozyon (t/ha)
0-25,4	40	3,7

25,5 –50,8	61	6,0
50,9 – 76,2	40	11,8
76,3- 101,6	19	11,4
101,7 –127,0	13	34,2
127,1 – 152,4	4	36,3
152,5-177,8	5	38,7
177,9 –254,0	1	47,9

Yağmur yoğunluğunun rolü her zaman böyle net olmayabilir. Örneğin Mid-Bedfordshire-İngiltere'de 1973-1975 yılları arasındaki en çok erozyon doğuran 10 yağmur incelendiğinde (**Çizelge 3.3**) 6 Temmuz 1973 deki 34.9 mm yağmurun 17.7 mm sinin yoğun yağmur olarak düştüğünü ve 70.70 gr/cm erozyon oluşturduğunu ancak 19 Haziran 1973 de düşen 39.6 mm yağmurun ise 10 mm/sa den daha az yoğunlukta olmasına rağmen 20.38 gr/cm toprak kaybına neden olduğu görülmektedir.

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-3 Yağmur ve toprak kaybı (Morgan, 1996)

Tarih	Yağmur (mm)	Yoğun yağmur (≥ 10 mm/sa) (mm)	Yağmur süresi (saat)	Toprak kaybı (gr/cm)
6.7.73	34.9	17.7	8,00	70,70
5.5.73	6,7	-	4,16	61,72
21.5.73	7,1	3,9	2,00	55,98
27.8.73	16,8	4,6	6,50	50,90
6.5.73	2,2	1,0	0,33	40,00
8.8.74	17,0	8,8	13,50	36,78
16.7.74	7,6	6,4	13,00	28,66
13.7.74	16,5	9,0	10,50	24,71
19.6.73	39,6	-	23,83	20,38
27.6.73	18,6	2,3	13,83	18,99

Veriler çıplak toprak ve %19,4 (11°) eğimde Bedfordshire-İngiltere'de alınmıştır.

Burada yağmurun iki farklı tipi ile ilişki görülmektedir. Birincisi kısa süreli yüksek yoğunlukta yağmur olup toprağın infiltrasyon kapasitesi aşılmaktadır, ikincisinde ise uzun süreli düşük yoğunluklu yağmur olup toprağı suya doymuş hale getirmektedir. Çoğu durumda toprak kaybının değerlendirilmesinde yağmurların bu iki şeklini ayırt etmek çok zor olmaktadır. Önceki meteorolojik koşullar da yağmura karşı toprağın cevabını belirlemede etkili olmaktadır. **Çizelge 3.4'de** Ohio-ABD de yapılmış bir çalışma bu durumu açıklamaktadır

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-4 Toprak kayıpları üzerine önceki yağmur koşullarının etkisi

Tarih	Yağmur (mm)	Yüzey akışı (yağmurun % si)	Erozyon (g/m ²)
9 Haziran	19,3	25	1,5
10 Haziran	13,7	66	4,0
11 Haziran	23,8	69	8,9
15 Haziran	14,00	65	4,2
17-18 Haziran	13,00	50	4,6

Veriler 1940 yılında Ohio-ABD de 20 m² parselde beş adet birbirini takip eden yağmurlarla elde edilmiştir.

Çizelge 3.4 ün incelenmesinden anlaşıldığı gibi 9 Hazirandaki 19.3 mm yağmur 1,5 g/m² gibi çok az bir erozyon meydana getirmiştir. 10 Hazirandaki ikinci yağmurda ise yüzey akış oranı artmış ancak erozyon oranı 4,0 gr/m² ise de hala çok yüksek olmamıştır. Bu durumun kontrolü toprağın doymuşluğa ne kadar yakın olduğu ile ilgili olup bu da önceki yağmurlara bağlıdır. Erozyon doğuran yağmurlar arasındaki hafif yoğunlukta yağmurlar ve tecezzi toprak yüzeyini gevşetmektedir. Aynı zamanda ilk yağmurlar gevşek materyali taşımakta ve sonraki yağmurlar da taşınacak materyal miktarı azalmaktadır. Ancak toprak kaybı ile önceki yağmur arasındaki bu ilişki Morgan ve ark.1986 tarafından bulunamamıştır.

Belirgin bir erozyonun meydana gelmesi için ne kadar yağmur olması gerektiği önemli bir yaklaşımdır. Hudson (1985) Zimbabve'deki çalışmalarının sonucunda 25 mm/saat yoğunluk değerini ortaya atmış ve bu değer aynı zamanda Tanzanya ve Malezya için de uygun bulunmuştur. Fakat tropik bölgeler için uygun olan bu rakam Batı Avrupa Ülkeleri için çok yüksek olup zaten bu değer nadiren aşılmaktadır. İngiltere, Almanya ve Belçika'da 10, 6 ve 11 mm/saat değerleri herhangi bir ölçüte bağlı olmaksızın eşik değerler olarak kullanılmıştır.

Eşik değerler erozyon süreçleri ile değişmektedir. Orta büyüklükteki olaylar yüzey akış, parmak erozyonu ve kütle hareketlerine; bunun yanında yüksek yoğunluktaki olaylar ise yeni oyuntuların oluşmasında etkili olmaktadır.

Starkel (1972) Assam yüksek arazilerinde aylık yağmuru 3000-5000 mm yi bulduğu yerlerdeki oyuntu erozyonunun önemine işaret ederek, Darjeeling yamaçlarında yılda 50 mm nin üzerinde ortalama 12 yağmurlu gün olduğunu ve yağmuru sonlarına doğru yoğunluğunun en yüksek değere ulaştığını bildirmektedir. Böyle bir arazide 30 mm/ saat in üstündeki 50 mm lik bir yağmur kolaylıkla yüzey akışları oluşturabilmektedir. Günlük 100-150 mm yağmurlar (ya da iki-üç günlük toplam 200 mm) heyelanları meydana getirmekte ve iki üç gün içinde meydana gelen 500-1000 mm yağmurlar ise moloz ve çamur akıntılarını neden olabilmektedir. Bu yoğun yağmurların etkileri çok derin olmakta ve tekrar arazilerin düzelmesi için örneğin 50 yıl gibi uzun zamana ihtiyaç olmaktadır.

3.1.2 Yağış erozyon göstergeleri

Yağışların erozyon doğurma güçlerini en iyi ifade eden gösterge yağışın kinetik enerjisini temel alandır. Bir yağmuru erozyon doğurma gücü yağmur damlalarının hızı, çapı ve kütlesi ile yağmur süresi ve yoğunluğunun bir fonksiyonudur. Bu bakımdan bir yağmuru aşındırabilirliğinin hesaplanması için damla büyüklüğü dağılımının analiz edilmesi gereklidir. Yağmurların damla büyüklüğü dağılımları; kum, in veya yağ kapsayan tavalara veya etilen mavisi ile muamele edilmiş kâğıtların kullanımı ile tayin edilirler.

Yağmur damlalarının büyüklükleri, Laws ve Parsons (1943) a göre yağmur yoğunluğuna bağlı olarak değişim göstermekte ve yağmur yoğunluğu arttıkça medyan damla çapı da (d50) artmaktadır. Hudson (1963) un çalışmalarında bu artış 100 mm/saate kadar olmakta ve daha yüksek yoğunlukta yağmurlarda artan yoğunluğa bağlı olarak medyan damla çapı azalmaktadır. Bunun nedeni yüksek yoğunlukta meydana gelen çalkantı nedeniyle büyük çaplı damlaların parçalanmasıdır. Ancak 200 mm/saat in üzerindeki yağmurlarda ise tekrar medyan damla çapları artmaktadır. Aynı yoğunlukta yağmurların kaynağına bağlı olarak da medyan damla çapı ve damla büyüklüğü dağılımı farklı olabilmektedir. Konvektif ve cephesel yağmurların damla büyüklüğü dağılımı ılıman depresyonların ılık ve soğuk cepheslerinde oluşmuş yağmurlardakinden farklı bulunmuştur.

Bütün bu değişikliklerle baş edebilmek ve doğrudan yağmuru yoğunluğuna bağlı olarak bir yağmuru kinetik enerjisini hesaplayabilmek için bir takım eşitlikler geliştirilmiştir. Bunlardan en çok kullanılanları;

Wishmeier ve Smith (1958) $KE = 11.87 + 8.73 \log_{10} I$ eşitliğini önermişlerdir. Burada, KE kinetik enerji ($J.m^{-2}.mm^{-1}$) ve I yağmur yoğunluğudur ($mm.saatt^{-1}$)

Üniversal toprak kayıpları tahmini eşitliğinde, $E=210+89\log_{10} I$ kullanılmakta olup, burada; E, kinetik enerji ($ton-m/ha/cm$) ve I yağmur yoğunluğudur ($cm. saat^{-1}$)

Tropikal yağmurlar için Hudson (1965) $KE=29.8-(127.5/I)$ eşitliğini önermiştir.

Zanchi ve Torri (1980) İtalya için $KE = 9.81 + 11.25 \log_{10} I$ eşitliğinin daha doğru sonuç verdiğini bildirmektedirler.

Yapılan çalışmalar yağmurların kinetik enerjilerinin 75mm/saat yoğunlukta en fazla değerine ulaştığını daha sonra 175 mm/saat e kadar artışta azalma olduğunu ve daha yüksek yoğunluklarda ise tekrar arttığını göstermiştir.

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-5 Yağmurların her cm sinin kinetik enerjileri (ton-m/ha/cm)

Yoğunluk cm/saat	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	0	121	148	163	175	184	191	197	202	206
1	210	214	217	220	223	226	228	231	233	235
2	237	239	241	242	244	246	247	249	250	251
3	253	254	255	256	258	259	260	261	262	263
4	264	265	266	267	268	268	269	270	271	272
5	273	273	274	275	275	276	277	278	278	279
6	280	280	281	281	282	283	283	284	284	285
7	286	286	287	287	288	288	289			

1- 7,6 cm sa⁻¹ den daha yüksek yoğunluklar için 289 değeri kullanılır.

Açıklamalı [MÇ1]: Damla büyüklüğü-hız çizelgesi ilave edilecek

Açıklamalı [MÇ2R1]:

Açıklamalı [MÇ3R1]:

Açıklamalı [MÇ4R1]:

2- Çizelge değerlerinin 9,81 ile çarpımı enerjinin kilo joules cinsinden değerini verir.

Bir yağmurun kinetik enerjisini hesaplamak için o yağmura ait yağış kaydı (pluviyograf diyagramı) üzerinde tekdüze yoğunluklu bölümler ayrılır ve her bir bölüm için yukarıda açıklanan eşitlikler kullanılmak suretiyle kinetik enerjileri bulunur ve bütün bölümlerin toplamı alınarak toplam kinetik enerjisi elde edilir.

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-6 Pluviyograf diyagramından bir yağmurun analiz edilmesi (Wischmeier ve Smith 1978)

Diyagram okumaları		Yağmur bölümleri			Enerji	
Zaman	Derinlik (mm)	Süre (dakika)	Miktar (cm)	Yoğunluk (cm/saat)	Her cm için	Her dilim için
4,00	0					
4,20	1,2	20	0,12	0,36	175	21
4,27	3,0	7	0,18	1,54	226	41
4,36	8,8	9	0,58	3,87	263	153
4,50	26,6	14	1,78	7,68	289	514
4,57	30,4	7	0,38	3,26	256	97
5,05	31,7	8	0,13	0,98	210	29
5,15	31,7	10	0	0	0	0
5,30	33,7	15	0,13	0,52	184	24
Toplam		90	3,30			879

Yağmurun Kinetik Enerjisi: $879 \times 10^{-2} = 8,79$ (m ton-m/ha)

Çizelge 3.5 e göre Wischmeier 'in erozyon göstergesi (E_{30})
30 dakikalık en fazla yağmur = 2.74 cm (saat 4.27 - 4.57 arası)
30 dakikalık en yüksek yoğunluk = 2.74 x 2 = 5.48 cm.sa⁻¹
Toplam kinetik enerji = 8.79 m ton-m/ha
 E_{30} = 8.79 (5.48) = **48.17**

Herhangi bir potansiyel erozyon göstergesinin geçerli olabilmesi için göstergenin toprak kayıpları ile doğrulanması gereklidir. Wischmeier ve Smith (1958) sıçrama, yüzey akışı ve parmak erozyonu ile kaybolan toprak miktarı ile yağmurun kinetik enerjisinin 30 dakikalık en yüksek yoğunluğun çarpımından elde edilen E_{30} göstergesi arasında çok yakın bir ilişki bulmuşlardır. 30 dakikalık en yüksek yoğunluğun alınması düşük yoğunluklu yağmurların meydana getireceği erozyonun daha yüksek tahmin edilmesi içindir. Stocking ve Elwell (1973) E_{30} un sadece çıplak toprak için kullanılmasının ve yoğun bitki örtüsü ile kaplı topraklar için maksimum 5 dakika, seyrek bitki örtüsünün olduğu yerler için de maksimum 15 dakikalık yoğunlukların kullanımının daha yüksek ilişki verdiğini bildirmektedir.

Yüksek yoğunluklu yağmurlar için fazla tahminde bulunmayı önlemek bakımından 76,2 mm/saat den fazla yoğunluklu yağmurlar için en yüksek değer olarak 28,3 j m⁻² mm⁻¹ ve E_{30} terimi içinde 63,5 mm.sa⁻¹ in kullanımı tavsiye edilmektedir.

Bireysel yağmurların 20-25 yıllık bir dönemdeki aşındırabilirlik hesaplamaları sonucunda aylık ve yıllık ortalama değerler elde edilebilir.

3.1.3 Rüzgâr aşındırabilirliği

Rüzgârın kinetik enerjisi aşağıdaki eşitlik yardımıyla bulunur.

$$KE_a = \gamma_a \cdot u^2 / 2g$$

Burada; KE_a = Rüzgârın kinetik enerjisi (J.m⁻².s⁻¹),

γ = Belirlenen ısı derecesi(C^o) ve barometrik basınçtaki(kPa) havanın özgül ağırlığı,

u = Rüzgar hızı (m/s)

$$\gamma_a = (1.293/1 + 0,00367 T) \times (P/101,3)$$

Örneğin T= 15 °C ve P= 101,3 kPa da $\gamma_a=0,0625$ dir. Buradan kinetik enerji $KE_a = 227 u^2$ J m⁻² s⁻¹ olarak bulunur. Rüzgârın toplam enerji değeri farklı hızda estiği bölümlerin esme sürelerine göre ağırlıklı toplanmaları suretiyle elde edilir.

Pratikte rüzgâr kinetik enerjisi nadiren kullanılmakta olup rüzgâr hızı ve süresini temel alan daha basit bir gösterge Skidmore ve Woodruff (1968) tarafından geliştirilmiştir. Rüzgâr hızının eşik hız kabul

edilen 19 km/saat den yüksek hızda estiği 16 temel yön esas alınmak suretiyle aşağıdaki formüle göre hazırlanır.

$$EW = V^3 f$$

Eşitlik bütün yönler için genişletildiğinde:

$$EW = \sum_{j=0}^{15} \sum_{i=1}^n (V_i)^3 \cdot f$$

Burada; EW= rüzgâr aşındırabilirliği, J=16 temel yön, j=0=doğu ve saat istikametinin tersine gidilecek j=1=doğu-kuzeydoğudur. Diğer yönlerde bu şekilde devam eder. i= hız grubu, V= rüzgâr hızı, f= esme süresidir.

3.2 Toprak aşınabilirliği (Erodibilite)

Toprak aşınabilirliği toprağın hem parçalanma hem de taşınmaya karşı direncini belirtir. Bir toprağın erozyona direnci aynı zamanda; arazinin topoğrafik pozisyonuna, eğim dikliğine, toprağın işlenme durumuna ve özelliklerine bağlıdır. Aşınabilirlik, toprağın; bünyesi, agregat dayanıklılığı, kesme dayanıklılığı, infiltrasyon kapasitesi ile organik ve kimyasal madde kapsamına bağlı olarak değişiklik göstermektedir.

Toprak bünyesinin rolü oldukça fazla olup hem su hem de rüzgâr erozyonunda en etkin belirleyicidir. Büyük parçacıklar taşınmaya ve küçük parçacıklar ise parçalanmaya karşı dirençlidirler. Çünkü büyük parçacıkların taşınması için daha fazla taşıyıcı güce ihtiyaç vardır. Küçük parçacıklar ise daha yüksek kohezyonları nedeniyle dayanıklı agregatları oluştururlar. Su erozyonuna en az dirençli olan silt ve ince kumdur, yani bir toprağın silt kapsamı yüksekse su erozyonuna dayanıklılığı az demektir. Richter ve Negendank (1977) %40-60 silt kapsamına sahip toprakların en az dayanıklı topraklar olduğunu bildirmektedir. Bünye unsurlarından kil kapsamı da kullanılabilmekte olup %9-30 kil kapsamında erozyona en fazla duyarlılık saptanmıştır (Evans 1980). Kil kapsamı aynı zamanda agregat dayanıklılığı ve oluşumu bakımından da önemli olduğu için daha uygun bir ölçüt olarak görülmektedir.

Toprak alkalisi katyonların varlığı da agregatların bağlanma mekanizmaları bakımından önemli olup bu tür katyonların bulunması dayanıklı agregat oluşumunu teşvik etmektedir. Toprakların ıslanması agregatları zayıflatmakta, kohezyonlarını azaltmakta ve kil mineralleri suyu emdikçe kayganlaşarak gevşemektedirler. ıslanma bakımından incelendiğinde kuru toprağın ıslanması topraktaki hava sıkışmasının fazla olması nedeniyle ıslak toprağın ıslanmasına nazaran farklı sonuç vermekte ve kuru toprağın ıslanmasında daha fazla agregat parçalanmaktadır.

Kil tipi ile agregat dayanıklılığı arasında da bir ilişki olup 1:1 tipi kil olan kaolinden oluşan agregatlar, illit ve smektit gibi 2:1 tipi killerden oluşan agregatlardan daha dayanıklıdır çünkü 2:1 tipi killer ıslanma durumunda daha fazla su emerler.

Smektit killerinin dayanıklılıkları daha çok sodyum adsorpsiyon oranları ile ilgili olup, sodyum adsorpsiyon oranları (SAR) arttıkça yani Na iyonu Ca ve Mg ile değişim yaptıkça killer su alımı nedeniyle şişecek ve agregat parçalanması artacaktır. Ancak toprak suyunun yüksek tuz yoğunluklarında bu etki kısmen giderilmekte ve agregat dayanıklılığı yüksek SAR oranlarında sürdürülebilmektedir.

Toprakların kesme dayanıklılıkları; kohezyonluluk ile yerçekimi, hareket eden sıvılar ve mekanik yüklerle karşı kesme kuvvetlerine karşı direncin bir ölçüsüdür. Kesme dayanıklılığı, toprağı oluşturan parçacıkların birbirleri üzerinde kaymaya zorlandıklarında veya kümelerin (agregatların) kırılmaya zorlanmasında ne kadar kuvvet uygulanması gerektiğini gösterir. Kesme dayanıklılığı ölçümleri arazide pratik olarak kesme aleti (torvane) adı verilen yay düzenekli aletlerle yapılır ve aşağıdaki eşitlikle açıklanır.

$$\tau = c + \sigma \tan \theta$$

Burada; τ = kesme basıncı (kırılmanın olması için gerekli olan), c =kohezyon, σ =kesme hattı basıncı (birimi alana uygulanan kuvvet), θ =İçsel sürtünme açısıdır. c ve σ parametreleri toprağın fiziksel özelliklerinden çok deneysel parametreler olarak alınırlar.

Toprakların nem kapsamlarının artışı kesme dayanıklılıklarının azalmasına neden olur. Düşük nem kapsamlarında topraklar katı gibi davranmakta ve üzerlerine basınç uygulandığında kırılmakta ancak nem kapsamı artırıldığında plastik bir hal alarak kırılmamaktadırlar. Bu nem kapsamına plastik limit denmektedir. Toprağın nem kapsamı bir miktar daha artırıldığında toprak kütlesi kendi ağırlığı ile

akışa başlamaktadırlar ki bu nem durumu likit limit olarak adlandırılmaktadır. Toprakların drene olması bu bakımdan kesme dayanıklılıklarını etkilemekte ve drene olan topraklar kolaylıkla likit limitten plastik limit ve hatta altına inerek yüksek kesme dayanıklılığı göstermekte dolayısıyla erozyona dirençleri de artmaktadır. Konik penetrometre ile yağmurdan 1 saat sonra ölçülen toprak dayanıklılığının toprakların sıçramaya karşı dirençlerinin iyi bir göstergesi olduğu saptanmıştır. Çünkü konik penetrometre hem sıkıştırma hem de kesme bakımından yağmur damlalarının darbe etkileri gibi etki etmekte ve aynı kırılma mekanizmasına benzemektedir. Hâlbuki kesme aleti ile ölçümde sıçrama erozyonu ile ilişki çok zayıf bulunmuştur.

Arazi yüzeyinden akan suyun meydana getirdiği parçalanma ile yağmur damlalarının oluşturduğu parçalanma farklı olup yüzeyden akan suyun doymuş topraktaki parçalanma etkisi en iyi kesme aleti ile ölçülebilir. Bir çıplak toprak yüzeyinde parmak oluşumunun başlaması için kritik kesme hızı, arazi tipi kesme aleti veya laboratuvar kesme aleti (shearvane) ile ölçülebilmektedir.

İnfiltrasyon kapasitesi, toprağın en fazla oranda emebildiği su miktarı olup; toprak boşluk büyüklüğü, boşluk dayanıklılığı ve toprak profiline bağlıdır. Dayanıklı agregatlardan oluşan topraklar, boşluklarını daha iyi sürdürürler ve genişleyebilir kafes yapılı killer olduğu veya minerallerin bulunduğu topraklarda infiltrasyon kapasitesi düşük olmaktadır. Çoğunlukla gerçek infiltrasyon kapasiteleri, arazide ölçülen infiltrasyon kapasitesinden daha az olmakta ve infiltrasyon kapasitesinden daha az yoğunluktaki yağmurlarda dahi yüzey akışlar meydana gelebilmektedir. Örneğin Belçika'da yapılan bir çalışmada 20 mm/saat lik bir yağmur 200 mm/saat infiltrasyon kapasitesine sahip arazide yüzey akış meydana getirmiştir (De Ploey 1977). Bunun nedeni yağış esnasında yağmur damlalarının darbe etkisi ile agregatların daha fazla kırılması ve ince taneciklerin suyun toprağa geçişi esnasında boşlukları tıkamasıdır. Toprak profilindeki horizonların farklı geçirimsizliğe sahip olmalarında, en düşük infiltrasyon kapasitesine sahip horizon sınırlayıcı olmaktadır. Özellikle kumlu topraklarda bu kritik horizon çoğunlukla yüzeyde olmakta ve 2 mm lik kalınlığa sahip bir kabuk tabakası infiltrasyon kapasitesini, alt toprak kuru olsa bile, yüzey akış oluşturacak kadar düşürebilmektedir.

Toprakların organik madde kapsamı ve kimyasal yapıları özellikle agregat dayanıklılığını sağlamaları bakımından önemlidir. Evans (1980) e göre organik madde miktarının %3,5 ve organik karbonun %2 den az olması o toprakların aşınabilirliğinin fazla olduğunu göstermektedir. Her ne kadar yüksek organik madde kapsamının toprakların erozyona dayanıklılığını artırdığı kabul edilse de bu ancak %10 organik madde kapsamına kadar geçerli olmaktadır. Bu oranın üzerinde bazı topraklar örneğin peat topraklar erozyona daha fazla duyarlıdır. Aynı şekilde çok düşük organik madde kapsamına sahip topraklar da kuru koşullarda çok sert olduklarından hem rüzgâr hem de su erozyonuna karşı dayanıklı olabilirler.

Organik maddenin kaynağı da önemli olup; çiftlik gübreleri veya yem bitkilerinin kalıntılarından meydana gelen organik madde agregat dayanıklılığını artırmakta ancak peat den gelen organik madde agregat dayanıklılığını çok az artırmakta ve ancak toprağın korunmasında bir malç gibi etkisi olmaktadır. Bu nedenle peat toprakların agregat dayanıklılığı çok azdır.

Kimyasal olarak toprakta değişebilir sodyum miktarının fazla olması, ıslanma durumunda toprak yapısının çok hızlı olarak parçalanması ve bunu takiben toprak yüzeyinde oluşan kabuk ve parçalanma sonucu teksele hale geçmiş kil parçacıklarının boşlukları tıkaması ile infiltrasyonda düşüşe yol açmaktadır.

Topraklara sodyum içeren gübrelerin atılması da değişebilir sodyum artışına neden olarak yapısal parçalanmaya yol açmaktadır. Aynı şekilde toprağın silt ve kil fraksiyonunda bulunan fazla CaCO₃ da yüksek aşınabilirliğe yol açabilmekte olup Güney İspanya ile Fas'ta toprakların erozyona daha duyarlı olmasındaki en önemli faktörün bu olduğu bildirilmektedir. Barahona et al. (1990), Merzouk and Blake (1991).

Toprakların yağış ve rüzgâra karşı aşınabilirliklerini belirlemeye yönelik çok sayıda araştırma yapılmıştır. **Çizelge 3.6'** da hem laboratuvar hem de arazi testlerine ait bilgiler verilmiştir. Su erozyonuna karşı geliştirilen göstergelerin gözden geçirilmesinde en etkili göstergenin agregat dayanıklılığı olduğu görülmektedir. Bryan (1968), 0,5 mm den daha büyük suya dayanıklı agregatların oranının iyi bir gösterge olduğunu ve bu oranın büyümesi ile erozyona direncin de arttığını saptamıştır.

Çizelge 3.6. Su erozyonu için toprak aşınabilirlik göstergeleri (Morgan 1996)

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-7

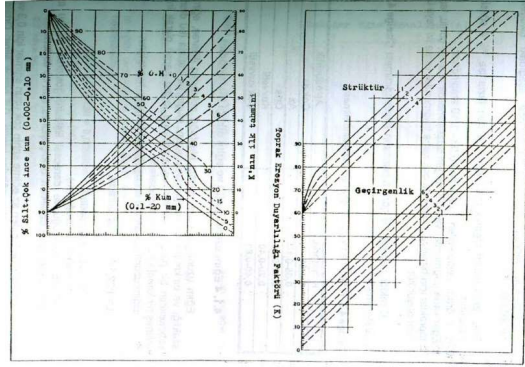
Statik Laboratuvar Testleri

Dispersiyon oranı	$\frac{\% \text{ silt} + \% \text{ kil (disperse edilmemiş)}}{\% \text{ silt} + \% \text{ kil (disperse edilmiş)}}$	Middleton (1930)
Kil oranı	$\frac{\% \text{ kum} + \% \text{ silt}}{\% \text{ kil}}$	Bouyoucos (1935)
Yüzey agregasyon oranı	$\frac{0.05 \text{ mm den büyük parçacıkların yüzey alanı}}{(\% \text{ silt} + \% \text{ kil disperse edilmiş}) - (\% \text{ silt} + \% \text{ kil disperse edilmemiş})}$	Andre ve Anderson (1961)
Erozyon oranı	Dispersiyon oranı Kolloid kapsamı/ nem eşdeğeri	Lugo-Lopez (1969)
İnstabilite göstergesi	$\frac{\% \text{ silt} + \% \text{ kil}}{(\% > 0,2 \text{ mm agregatlar}) - 0,9(\% \text{ kaba kum})}$	Combeau ve Monnier (1961)

Statik Arazi Testleri		
Erodibilite göstergesi	$\frac{1}{\text{Ortalama kesme direnci} \times \text{geçirgenlik}}$	Chorley 1959
Toprak kohezyonu	Kesme aleti ile doygunlukta doğrudan ölçüm	Rauws ve Govers (1988)
Dinamik Laboratuvar Testleri		
Yapay yağmurlama	Farklı topraklar erozyon bakımından mukayese için standart yağmura tabi tutulur	Woodburn ve Kozachyn (1956)
Suya dayanıklı agregat kapsamı	Yapay yağmurlama sonrası 0.5 mm den büyük suya dayanıklı agregat yüzdesi	Bryan (1968)
Yağmur damlası testi	Önceden belirlenmiş sayıda standart damlaların çarpması ile parçalanmış agregat yüzdesi. Örneğin 1 m yükseklikten 5.5 mm çapında ve 0.1 gr damlalar yağdırılır	Bruce-Okine ve Lal. (1975)
Dinamik Arazi Testleri		
Erodibilite indeksi (K)	Birim El ₃₀ a karşılık oluşan yıllık ortalama toprak kaybı	Wischmeier ve Mannering (1969)

Toprak aşınabilirliğinin çoğu tarım toprakları için açıklanmasında K faktörünün kullanımı çok yaygındır. K faktörü arazide birim El₃₀ göstergesine karşılık meydana gelen toprak kaybına dayanan bir değerdir. K değerinin ölçüldüğü arazi parselleri standart olarak çıplak toprak yüzeyine sahip, 22m uzunlukta ve %9 eğimlidir. K değerinin arazi ölçümleri ile bulunması daha geçerli olup nomograftan tahmin edilmesinde problem çıkabilmektedir. Özellikle nomograf değerlerinin ekstrapolasyonu hata oranını artırmaktadır.

K değerinin nomografla tespitinde toprakların; tane büyüklüğü dağılımı, organik madde kapsamı, strüktür ve geçirgenlik değerleri kullanılmaktadır (**Şekil 3.1**)



Şekil 3.1 Ünsersal toprak kaybi eşitliğinde kullanılan toprak aşınabilirlik değeri (K) bulunmasında kullanılan nomograf

Organik madde kapsamı %4 ün üzerinde olan 2:1 tipi kile sahip topraklarda erozyon olan direnç tanecik büyüklüklerinden daha çok agregat dayanıklılığının bir fonksiyonu olmaktadır. Aynı şekilde killi topraklarda agregatların parçalanmasına dayanan yöntemler (örneğin yağmur damlası testi gibi) nomografтан elde edilen K değeriyle çok az bir korelasyon vermektedir.

Toprakların rüzgâr erozyonuna dayanıklılıkları ıslak agregat dayanıklılığından ziyade kuru agregat dayanıklılığına ve nem kapsamına bağlıdır. Çünkü ıslak topraklar kuru topraklara göre daha az erozyona uğrayabilirler. Öte yandan erozyona dirençleri bakımından diğer özellikleri aynıdır. Chepil (1950) rüzgâr erozyonuna duyarlılık ile kuru agregat yapısı arasındaki ilişkileri araştıran çok sayıda rüzgâr tüneli testi yapmıştır ancak çoğunlukla bunların arazi şartlarındaki testleri yapılmamıştır. Farklı rüzgâr hızı sınırları için Sibiryа ve Kazakistan'da da yine rüzgâr tüneli testleri ile toprakların rüzgâr erozyonuna duyarlılıkları ölçülmüştür. (Dolgilevich et al. 1973). Her iki grup çalışmada da 0.84 mm den büyük kuru dayanıklı agregatların miktarı esas alınmaktadır (**Çizelge 3.7**)

Çizelge 3.7. Toprakların rüzgâr erozyonuna duyarlılıklarının değerlendirilmesi

0.84 mm den büyük kuru dayanıklı agregat yüzdesi	> 80	70-80	50-70	20-50	< 20
Aşınabilirlik* (t.ha ⁻¹ . h ⁻¹)	< 0.5	0.5-1,5	1.5-5	5-15	> 15
Aşınabilirlik** (t.h ⁻¹ . yıl ⁻¹)	< 4	4-84	84-166	166-220	> 220

* Dolgilevich et al (1973), 20-25 m/s rüzgâr hızı içindir.

**Chepil (1960), Garden City- Kansas içindir.

Yukarıda açıklanan göstergeler yıl boyu sabit olarak kabul edilmektedir. Hâlbuki toprakların agregat yapısı, organik madde, nem, çözünebilir ve değişebilir iyon kapsamı kısa zaman dilimi içerisinde değişebilir. En belirgin mevsimsel değişiklik tarım alanlarındaki sürüm işlemleri ile ilgili olup toprakların hacim ağırlıkları ve su geçirgenliklerini değiştirmektedir. Martin ve Morgan (1980) İngiltere'de yaptıkları çalışmada işlenmeyen kumlu bir toprakta aşınabilirliğin yazın kışa nazaran dört kat fazla olabileceğini, aynı şekilde Kwaad (1991) Hollanda'da silt ve siltli tın topraklarda aşınabilirliğin yazın kışa nazaran iki katı olduğunu bildirmektedir. Ancak Hollanda'daki mevsimsel farklılık, toprakların yazın yoğun konvektif yağmurların oluşturduğu yüzey akışlara (Hortonian yüzey akışları) ve kışın düşük yoğunluklu cephesel yağmurların oluşturduğu doyumlu yüzey akışlarına reaksiyonlarının farklı olmasından ileri gelmektedir. Gerçek mevsimsel değişiklikler muhtemelen çok daha karışıktır. Imeson ve Kwaad (1990) Hollanda'daki mısır topraklarının erken mayıstaki sürümden sonra yapısal durumlarının hızla bozulduğunu ve kaymak tabakasını takiben kabuk oluştuğunu bildirmektedirler. Eğer mayıs ve erken haziran yağmurlu geçerse bu parçalanmanın hızı ve yayılımı daha fazla olmaktadır. Agregat dayanıklılığı en az mayıs-haziran ve temmuzda, en yüksek ise ağustos ve eylülde saptanmış olup bunun topraktaki bakteriyel faaliyetle ilgili olabileceği düşünülmüştür.

Donma ve çözülme olayları da toprakların agregat dayanıklılıkları, su geçirgenlikleri, kesme dayanımları ve hacim ağırlıklarını etkilemek suretiyle, erozyona duyarlılıklarını değiştirirler. Erime dönemindeki yüksek su kapsamı ve düşük hacim ağırlığı koşullarında aşınabilirlik yüksektir. Kanada-Ontario'da yapılan bir çalışmada; kışın erime döneminde (1/kesme dayanımı) göstergesinin yaz koşullarına göre 15 kat daha fazla olduğunu göstermiştir. Benzer mevsimlik yüksek aşınabilirlik değerleri Iowa (ABD), Quebec (Kanada) ve Güney İsveç'te de saptanmıştır.

Topraktaki kazıcı hayvanların mevsimsel faaliyetleri de toprakları önemli ölçüde karıştırmaları bakımından önemlidir. Solucanlar tarım alanlarında 2-5,8 t/ha kadar materyali dışkı olarak yüzeye bırakmaktadır. Ağaçlık bölgelerde 15 t/ha ve tropikal ormanlık alanlarda 50 t/ha lık oranlar saptanmıştır. Diğer hayvanlar ve toprak yüzeyine bıraktıkları artık miktarları ise karıncalar 4-10 t/ha (Utah-ABD), termitler 1,2 t/ha (tropik orman, Ivory Kıyıları), tarla faresi ve köstebek 19 t/ha (Lüksemburg-ağaçlık), 6 t/ha (Pireneler-İspanya), kirpi ve isopodlar 0.03-0,7 t/ha (Negev çölü-İsrail) dir. Hollanda'nın batı kısmındaki kıyasal kumullarda tavşanlar kazıları esnasında 0.09-5,1 t/ha sedimentin yerel olarak yer değiştirmesini sağlamaktadırlar. Çoğu durumda toprak yüzeyine bu hayvanlar tarafından getirilen düşük hacim ağırlığı ve koheziona sahip gevşek sedimentler sıçratma erozyonuna çok kolay uğramaktadırlar. Solucan dışkıları ise yüksek organik madde kapsamı ve barsak salgıları nedeniyle yağmur damlalarının darbe etkisine dayanıklı agregatları oluşturmaktadırlar. Bu bakımdan solucanlar toprağın su geçirgenliği ve agregat dayanıklılığı bakımından olumlu etkiye sahiptirler.

3.3 Eğimin Etkisi

Normal olarak erozyon, artan eğim dikliği ve uzunluğuna bağlı olarak yüzey akışın hızı ve hacminin artışına paralel bir şekilde artar. Düz bir yüzeyde yağmur damlaları toprak parçalarını tesadüf olarak her yöne sıçratırlar ancak eğimli bir yüzeyde eğim aşağı sıçrayan taneler eğim yukarı olanlardan daha fazladır. Bunun oranı eğim dikliğinin artışına bağlıdır. Eğim ve erozyon arasındaki ilişki aşağıdaki eşitlikle açıklanabilir:

$$E \propto \tan^m \theta L^n$$

Burada; E, birim alandan oluşan toprak kaybı, θ eğim açısı ve L eğim uzunluğudur. Zingg (1940) ABD de beş deneme istasyonunda yaptığı çalışmalar sonucunda eşitliğin üs değerlerini aşağıdaki şekilde bulmuştur.

$$E \propto \tan^{1.4} \theta L^{0.6}$$

Bu ilişki değişik yöreler için farklı olup yukarıdaki eşitlik genel geçerliliğe sahiptir. Bununla birlikte diğer çalışmalar m ve n değerlerinin diğer faktörlerin karşılıklı ilişkilerine karşı duyarlı olduğunu göstermiştir.

Eğim dikliği için üs değerleri

Eğim dikliği üs değeri başlıca 5 faktörden etkilenmekte olup bunlar: Yağış tipi, eğim dikliği, eğim şekli, bitki örtüsü ve erozyonun tipidir. Bunları sırasıyla incelersek;

Tropik bölgeler için m değerinin 2,0 değerine yakın olduğu çünkü bu bölgelerdeki çok yoğun yağmurlar nedeniyle eğim dikliğinin etkisinin fazla olduğu belirlenmiştir.

Yapılan çalışmaların sonucuna göre toprak kayıpları ile eğim dikliği arasında doğrusal olmayan bir ilişki saptanmış olup; eğimin artışına bağlı olarak erozyonda eğimin hafiften orta düzeye çıkmasıyla hızlı bir artış görülmekte sonra 8-10° (%14,1-17,6) eğimde maksimuma ulaşmakta ve eğimin daha çok artış oranında azalma görülmektedir. Ancak böyle bir ilişki sadece sıçratma ve yüzey akış için uygulanabilmekte olup; heyelan, tünel erozyonu ve tünelden oluşan oyuntular için uygulanamaz.

Eğim şekli ile bu üs değerleri arasındaki ilişkiyi araştıran D'Souza ve Morgan (1976) yapay yağmurlama ile yaptıkları çalışmada 3 metre uzunluk ve 2°- 8° (%3,5-14,1) eğim diklikleri arasında m değerlerini; dış bükey eğimler için 0,5 düz eğimler için 0,4 ve iç bükey eğimler için de 0.14 olarak bulmuşlardır.

Bitki örtüsü ve yoğunluğunun eğim dikliği üs değerine etkisini araştıran az sayıda çalışma vardır. Quinn et al (1980), 1,2 m uzunlukta ve 5°- 30° (%8,6-57,7) eğim dikliğindeki parsellerde yapay yağmurlama ile yaptıkları çalışmalarda; tamamı otlak kaplı düz eğimlerde m değerini 0,7, çığnenmenin ilk safhalarında 1,9 ve %25 ot örtüsü kaldığında ise 1,1 olarak tespit etmişlerdir. Lal (1976) m değerini Nijerya'da mısır ve nadas koşulları için 1,1 olarak bulmuş ve malç kullanımının bunu 0,5 e düşürdüğünü saptamıştır.

Erozyonun tipi ilgili olarak da m değerinde değişme olmaktadır. Yüzeiden toprak sürüklenmesi için 1,0, sıçratma erozyonu için 1,0-2,0, yüzey erozyonu için 1,3-2,0 ve nehirler içinde 3,0 a kadar çıkabilmektedir. Bu rakamlar özellikle akarsularda eğimdeki az bir artışın erozyonda büyük bir artışa neden olabileceğini göstermektedir.

Eğim dikliğinin artışı rüzgâr erozyonunda da benzer etki göstermekte ve kumulların gerek tepesinde gerekse rüzgâra bakan kısmında erozyonun artmasına neden olmaktadır. m değeri için 2 °eğime kadar 0,4 ve 2°-15° (%3,5-26,8) eğimler için 1, değerleri Chepil et. al. (1964) ve Strednansky (1977) tarafından bildirilmiştir.

Eğim uzunluğu için üs değerleri

Erozyon ve eğim arasındaki ilişkiyi açıklayan eşitlikte n değeri için önerilen 0,6 değeri sadece 10-20 m uzunlukta ve 3 ° den daha büyük eğimli arazilerde yüzey akış için uygulanabilir. Wischmeier ve Smith (1978), n değerlerini 3 ° eğim için 0,4, 2° için 0,3, 1 ° için 0,2 ve 1° den düşük eğimler içinde 0,1 olarak önermişlerdir.

Kirby (1971) n değerlerini, toprak sürüklenmesi ve sıçratma için 0, yüzey akışları (erozyonu) için 0,3-0,7 ve parmaklar oluşursa 1-2 arasında tahmin etmiştir. Bu rakamlar n değerinin bir yamaç boyunca mesafeye bağlı olarak değiştiğini örneğin yamacın zirvesine yakın yerlerde toprak sürüklenmesi, önce yüzey akışlarına (erozyona) ve sonra parmaklarda akışa yol açmaktadır. Parmaklar olmazsa 10 m den daha uzun eğimlerde n değeri negatif olabilir. Yani eğer parmaklar oluşmazsa 10 m den daha uzun eğimlerde erozyon azalmaktadır. Çünkü yüzey akış suyunun derinliği arttıkça topraklar yağmur damlalarının darbe etkisinden korunmakta ve yüzey akış suyunun taşıma kapasitesi artmaktadır. Hâlbuki parmaklar oluştuğunda sular belirli kanallarda (parmaklarda) yoğunlaşacağından parmaklar arası alanda yukarıda bahsedilen akan suyun toprağı koruma etkinliği ortadan kalkacaktır. Bu esnada erozyon parçalanma ile sınırlanmakta olup parçalanma da eğim uzunluğuna bağlı olarak azalmaktadır. Bir kez parmaklar oluştuğundan sonra özellikle parmak yoğunluğu çok fazla ise, toprak kayıpları eğim uzunluğunun artışı ile artacaktır. Akış yoğunluğu fazlalaşırsa bu kez parmaklar arası alandaki sıçrayan toprak parçacıklarını taşıyacak yeterli akış olmayacağı için erozyon azalabilecektir.

Erozyon artan eğim uzunluğuna karşılık azalabilmektedir; şöyle ki eğim dikliği arttıkça yamacın üst kısımlarında topraklar kabuk oluşumuna daha dayanıklı olup infiltrasyon oranları da daha yüksek seviyede kalmaktadır. Benzer şekilde eğim uzunluğunun artışına paralel olarak eğim dikliği de azalıyorsa toprak kaybı birikmenin bir sonucu olarak azalacaktır. Netice olarak şu açıkça görülmektedir ki böylesine fazla sayıda olasılık içinde mümkün olan koşullar, toprak kayıpları ile eğim uzunluğu arasında tek bir ilişkinin kurulmasını önlemektedir.

3.4 Bitki Örtüsünün Etkisi

Bitki örtüsü, toprak ile atmosfer arasında bir tampon veya koruyucu katman gibi rol oynar. Bitkilerin yapraklar ve saplar gibi toprak üstü kısımları yağmur damlalarının, yüzeyden akan suyun ve rüzgârın enerjilerini emerek toprağı daha az enerjinin geçişini sağlarlar. Ayrıca bitki örtüsünün kök sistemlerinden oluşan toprak altı kısmı toprakların mekanik dayanımlarına katkıda bulunurlar.

Bitki örtüsünün rolü çeşitli araştırmalarla incelenmiştir. Bunlardan Hudson ve Jackson (1959) killi tın bünyeli iki çıplak parselde 10 yıl süreyle yürüttükleri çalışma sonunda; tel kafesle üstü kaplanmış parselde 0,9 t/ha ve çıplak parselde ise 126,6 t/ha ortalama toprak kaybı saptamışlardır. Benzer sonuçlar İtalya Toscana'da killi bir toprakta Zanchi (1983) tarafından saptanmış olup 6 yıllık dönem için çıplak parselde 43 t/ha ve kaplanmış parselde 3,8 t/ha toprak kaybı ölçülmüştür.

Farklı bitki örtülerinin erozyon bakımından mukayeseleri sayısız denemelerde ölçülmüş ancak sadece birkaç araştırmacı toprak kayıpları ile örtü yayılımı arasındaki ilişkileri detaylı sorgulamıştır.

Yağışlar üzerine etkisi

Bitki örtüsünün erozyon azaltmadaki etkinliği, yağmur damlalarının darbe etkilerini kırmaları ile ilgili olup bu da bitkinin kanopi yüksekliği ve devamlılığı ile toprak yüzey örtüsünün yoğunluğuna bağlıdır. Kanopi yüksekliğinin önemi özellikle yağmur damlalarının düşme mesafesi ile ilgilidir. 7 metre yükseklikten düşen yağmur damlası nihai (terminal) hızının %90 nını kazanır. Ayrıca kanopi tarafından kesilen yağmur damlaları yapraklar üzerinde daha büyük damlalar oluşturmak üzere birleşirler ve daha erozif damlaları meydana getirirler.

Brandt (1989) oldukça fazla sayıda bitki tipi ile çalışmalar yaptıktan sonra, yapraklardan oluşan damlaların ortalama damla çapının 4,5-4,9 mm olduğunu ve bunun da doğal yağmurlardakinin hemen iki katı olduğunu göstermiştir. Orman ağaçları ile yapılan çalışmaların hemen hepsinde kanopi

tarafından yağmurun kesilmesi (intercepting) nedeniyle toprak yüzeyine ulaşan miktarın azaldığı ancak özellikle açık arazi ile mukayese edildiğinde toprağa aktarılan kinetik enerjinin azalmadığı bulunmuştur. Mosley (1982) 8 Haziran 1980 tarihinde 36 saat süreyle düşen toplam 51 mm yağmurun oluşturduğu sıçratma erozyonu miktarının kayın kanopisi altında açık araziye nazaran 3,1 kat fazla olduğunu bildirmektedir. Aynı şekilde Wiersum (1985) akasya kanopisi altında 27 yağmurlu günde düşen toplam 402 mm yağmurun açık araziye nazaran 1,2 kat daha fazla parçalanmaya neden olduğunu saptamıştır.

Vis (1986) üç ıslak ve iki kuru dönemi kapsayan 15 aylık bir araştırma sonucunda yağmur ormanı örtüsü altında parçalanmanın orman dışındaki araziden %2-16 daha fazla olduğunu bulmuştur. Bu araştırma sonuçları göstermektedir ki eğer orman altı örtüsü (döküntüler) yoksa ağaç kanopilerinin artışı daha yüksek oranlı toprak parçalanmasını beraberinde getirmektedir.

Düşük kanopiye sahip bitkilerle yapılmış araştırma sayısı daha az olup, Mc Gregor ve Mutchler (1978) yaptıkları çalışmada pamuk bitkisinin yağmurun kinetik enerjisini kanopi altında %95 ve tüm pamuk ekili arazi içinde %75 oranında azalttığını bulmuşlardır. Sıra aralarında yaprak damlalarının yoğunluğu arttığı için toprağa aktarılan kinetik enerji de yerel olarak artmaktadır.

Finney (1984) Brüksel lahanası ile yaptığı çalışmada, bu bitkinin kanopisi yere çok yakın olmasına rağmen yaprak damlalarından oluşan parçalanma oranının %23 ve %16 kanopi kaplama oranlarında açık araziye nazaran 1,7 ve 1,3 kat fazla olduğunu göstermiştir. Morgan (1985) 2 metre yüksekliğinde ve %88 kanopi kaplanma oranına sahip mısırla yaptığı çalışmada toprak parçalanma oranının açık araziye oranla 100 mm/saat yağmur için 14 kat ve 50 mm/saat yağmur içinde 2,4 kat fazla olduğunu saptamıştır.

Bitki gövdesinden sızarak toprağa karışan yağmur yoğunluğu da farklılık yaratmaktadır. De Ploey (1982) tussok otunda (arazi yüzeyinde yayılan ve kümeler oluşturan buğdaygil yem bitkisi) çıplak araziye nazaran kanopi altındaki yağış yoğunluğunun %50-200 daha fazla olduğunu bulmuştur.

Yüzey akış üzerine etkisi

Bitki örtüsü yüzeyden akan suyun enerjisini akışa karşı pürüzlülük yaratmak suretiyle giderir ve dolayısıyla hızını azaltır. Çoğu koruma çalışmasında pürüzlülük Manning' in n değeri ile açıklanmakta olup; her biri birinden bağımsız olarak etki eden; bitkilerin, yüzey mikro topografyasının ve toprak parçacıklarının pürüzlülüklerinin toplamıdır. Manning' in n değeri için tipik değerler **Çizelge 3.7** de verilmiştir. Manning değeri arttıkça akış hızı azalır.

Farklı bitki çeşitleri için pürüzlülüğün düzeyi bitkilerin morfolojisi ve yoğunluğuyla ve akış derinliği ise bitkilerin yükseklikleri ile ilgilidir. Akış derinliği az olduğunda bitkiler nispeten dik dururlar ve yüksek derecede pürüzlülük yaratırlar. Bu esnada ot türü bitkiler için n değeri 0.25- 0.30 arasındadır. Ancak akış derinliği arttıkça otların gövdeleri sallanmaya başlar ve akışı bozarak n değerini 0,4 civarına çıkarabilirler. Akış derinliğinde daha fazla artış olduğunda, bitkiler suyun altında kalmakta ve yatarak akışa karşı çok az direnç göstermekte dolayısıyla n değerleri çok hızlı bir şekilde düşmektedir.

Yüzey akış hızındaki en fazla düşme yoğun ve tekdüze bitki örtülerinde olmaktadır. Küme oluşturan (tussoki) bitkiler ise daha az etkili olup çoğunlukla kümeler arasında yoğunlaşmaya neden olduklarından yüksek hızda akış oluşturmurlar. Bir kümeli bitkinin üst tarafına yapılan basınçla alt tarafına yapılan basınç arasındaki farktan dolayı bitkinin alt kısmında anafor (girdap) ve çalkantılı akım meydana gelmektedir. Yüzey akışlarla ilgili olarak De Ploey (1981) nin laboratuvar gözlemlerine göre %15 den fazla eğimlerde ot örtüsü olan parsellerdeki erozyon çıplak olan parselden, ot örtüsü yüzdesi kritik bir noktaya gelinceye kadar daha fazla olmakta ve bu noktadan sonra otlar beklenen koruma etkisini yapmaktadır.

Çizelge Hata! Belgede belirtilen stilde metne rastlanmadı.-8 Manning' in n değeri için rehber değerler

Arazi kullanımı veya örtü	Manning' in n değeri
Çıplak toprak	
Pürüzlülük derinliği < 25 mm	0,010-0,030
Pürüzlülük derinliği 25 –50 mm	0,014-0,033
Pürüzlülük derinliği 50 – 100 mm	0,023-0,038
Pürüzlülük derinliği > 100 mm	0,045-0,049
Yoğun ot örtüsü	0,390-0,630
Kudzu	0,070-0,230
Doğal mera	0,100-0,320
Biçilmiş mera	0,020-0,240
Buğday anız malçı	

2,5 t/ha	0,050-0,060
5,0 t/ha	0,075-0,150
7,5 t/ha	0,100-0,200
10,0 t/ha	0,130-0,250
Pamuk	0,070-0,090
Buğday	0,100-0,300
Beton veya asfalt	0,010-0,013
Çakıllanmış yüzey	0,012-0,030
Çizel ile sürülmüş toprak	
<0,6 t/ha artık	0,006-0,170
0,6-2,5 t/ha artık	0,070-0,340
2,5-7,5 t/ha artık	0,190-0,470
Diskle sürülmüş toprak	
< 0,6 t/ha artık	0,008-0,410
0,6-25 t/ha artık	0,100-0,250
2,5-7,5 t/ha artık	0,140-0,530
Sürümsüz	
< 0,6 t/ha artık	0,030-0,070
0,6-25 artık	0,010-0,130
2,5- 7,5 artık	0,160-0,470
Soklu pullukla sürülmüş çıplak toprak	0,020-0,100

Hava akışı üzerine etkisi

Bitkiler hava akışına karşı pürüzlük oluşturarak rüzgârın kesme hızını azaltırlar. Bitkiler pürüzlülük uzunluğu z_0 değerini sıfır yer değiştirme düzeyi olarak bilinen d mesafesine yükseltirler. d ve z_0 değerleri aşağıdaki eşitlikler yardımıyla bulunabilir.

$$d = H \cdot F \text{ ve } z_0 = 0,13 (H - d)$$

Burada; H pürüzlülük elementinin ortalama yüksekliği ve F ise toplam kaplanmış yüzey fraksiyonudur.

Bitkilerin etkileri sürtünme katsayısı ile açıklanmaktadır. Bu katsayı arttıkça bitkilerin koruma etkinliği artmakta olup 0,0104 değerini aştığında bölgesel ölçekte rüzgâr erozyonu meydana gelmemektedir (Lyles, Schrandt ve Schmeidler 1974)

Sürtünme katsayısı yerine toprak yüzeyine yakın koşulların incelenmesi anlayışı daha çok önem kazanmaktadır. Beklentilerin aksine sıfır yer değiştirme düzeyinin (z_0) altında rüzgâr hızının nadiren sıfır düzeyinde olduğu fakat düşük hızda ve toprak yüzeyine çok yakın mesafeye kadar bitkilerin altında çok zayıf bir örtü olması durumunda sıfıra düşmeden bir miktar artabileceği bildirilmektedir.

Bitkilerin gelişmesinin erken dönemlerindeki orta-kuvvetli esen rüzgârlarda rüzgâr hızına bağlı olarak sürüklenme katsayısı da artmaktadır. Bu muhtemelen yaprakların sallanması nedeniyle çevredeki hava üzerinde bir duvar etkisi yapması ve hava ceryanına karşı bir engel oluşturmasından kaynaklanmaktadır. Rüzgâr hızı çıplak arazide toprak yüzeyinde azalmakta ancak kanopi seviyesinde aynı kalmakta hatta bazen artmakta ve dolayısıyla sürüklenme veya kesme hızını artırarak erozyon riskini yükseltmektedir. Bu etki özellikle genç şekerpancarı ve soğanda göze çarpmaktadır. Benzer özellik mısırdaki artan rüzgâr hızına bağlı olarak sürüklenme katsayısındaki artış ile görülmüştür.

Eğim stabilitesi üzerine etkisi

Orman örtüsü genellikle araziye kütle hareketlerine karşı kısmen ağaç köklerinin kohesif etkileri yoluyla korumaktadır. 1-20 mm çapındaki ince kökler toprakla birleşik bir materyal oluştururlar ve düşük gerilme (tensile) dayanıklılığına sahip toprak nispeten yüksek gerilme dayanıklılığına sahip kökler vasıtasıyla güçlenir. İlave olarak toprak dayanıklılığı toprak parçacıklarının köklere olan adezyonundan dolayı artar. Kökler düşük kök yoğunluklarında ve düşük kesme dayanımlarında bile toprağın kohezyonuna önemli miktarda katkı sağlayabilirler.

Orman topraklarındaki köklerden dolayı meydana gelen kohezyon artışı 1,0 dan 17,5 kPa a kadar olabilmektedir. Bu rakamlardaki yerel değişkenlik %30 a kadar çıkabilmektedir. Buğdaygöl ve baklağil yem bitkileri ve küçük çalılar toprağı 0.75-1.0 metreye kadar güçlendirmekte, bu etki ağaçlarda 3 m veya daha fazla olabilmektedir. Etkinin miktarı, potansiyel kayma hattına bitki köklerinin hangi açıyla temas ettiklerine bağlı olup en büyük etki köklerin bu hatta çapraz olmalarında sağlanmaktadır. Bu etki, köklerin toprağı yetersiz bağlanmaya sahip olduğu taşlı materyalin olduğu yerlerde veya toprağın gerilim yerine sıkıştırma işlemine tabi olduğu yamaçların tabanında sınırlanır ve kökler bağlanma işleminde başarısız kalır.

Bitki örtüsü teorik olarak evapotranspirasyon sonucu daha kuru toprak koşulları yarattığından eğim stabilitesinin sağlanmasında katkısı vardır. Yüksek yoğunlukta ve uzun süreli yağmurlarda bitki olmayan eğimlerde eğim aşağı kütle hareketleri daha fazla olur. Aynı zamanda köklerin toprak profilindeki suyun tüketilmesine etkisi olup köklerin indiği derinliğe (ki bu 4-6 m derinlik olabilir) kadar bu tüketim söz konusudur ve dolayısıyla bu mesafeye kadar eğim durağanlığı sağlanır. Bununla birlikte Terwilliger (1990) Güney Kaliforniya'da yaptığı çalışmada toprak neminin, bitkinin varlığı veya yokluğuna bağlı olmaksızın benzer seviyelere birkaç sağanak sonrası indiğini ve kütle hareketleri riskinin çok yüksek olduğu yerlerde bitki örtüsünün toprağı kurutma etkisinin muhtemelen önemli olmadığını bildirmektedir.

Brezilya'da De Ploey (1981) tarafından yapılan çalışmada da eğimli ormanlık arazilerde, ağaçların heyelan için başlatıcı (tetikleyici) etkisinin olduğu çünkü ağaçların hem kendi ağırlıkları ile aşırı yük yarattıkları hem de daha fazla suyun toprağı süzülmesini (infiltrasyonu) sağlamaları nedeniyle toprağın kesme dayanıklılığını azaltmak suretiyle etkide bulduklarını bildirmektedir. Ancak bazı özel durumlar hariç fazla yük eğim durağanlığını artırır. Bitkilerin eğim stabilitesi üzerine etkisini niceliksel olarak açıklayan birkaç çalışma vardır. Teorik olarak eğim emniyet faktörünün en fazla arttığı eğim %55-60 dır ancak gerçekte bunun % 20-30 olması daha muhtemeldir.

Özet olarak bitki örtüsü, erozyonu azaltmada eğer toprak yüzeyinde yeteri kadar bir oranda yayılımı olursa önemli bir rol oynar. Ormanlar en etkili korumayı sağlar ancak yoğun bir yem bitkileri örtüsü de ormanlar kadar etkili olabilir ve ayrıca daha hızlı sağlanabilirler. Tarımsal ürünler arazi yüzeyinin erozyona maruz kalma yüzdesi ve bitkilerin gelişme dönemine göre değişen etkinliğe sahiptirler. Etkili bir korunmanın sağlanması için toprak yüzeyinin en azından % 70 oranında kaplanması gereklidir (Elwell ve Stocking 1976). Ancak makul bir koruma % 40 kaplanma ile de sağlanabilir. Bitki örtüsünün etkisi her zaman aynı değildir ve bazı koşullarda bitki örtüsü erozyonu daha kötü hale sokarak artırılabilir. Erozyon kontrolünde bitki örtüsü bir temel olarak alınacaksa yukarıda açıklanan koşulların iyi belirlenmesi ve anlaşılması hayati önem taşımaktadır.

3.5 Kaynaklar

- ANDRE J.E., H.W. ANDERSON. 1961. Variation of soil erodibility with geology, geographic zone, elevation and vegetation type in northern California wild lands. *Journal of Geophysical Research* 66:3351-3358.
- BARAHONA E., J. QUIRANTES, J.L. GUARDIOLA AND A. IRIARTE.1990. Factors affecting the susceptibility of soils to interrill erosion in South-Eastern Spain. In J.L. Rubio and R.J. Rickson (Eds), *Strategies to combat desertification in Mediterranean Europe*. Commission of EC report EUR 11175 EN/ES: 216-217.
- BOUYOUCOS G.J. 1935. The clay ratio as a criterion of susceptibility of soils to erosion. *Journal of the American Society of Agronomy*.27:738-751.
- BRANDT C.J. 1989. The size distributions of through fall drops under vegetation canopies. *Catena* 16: 507-524.
- BRUCE-OKINE, E. and R. LAL. 1975. Soil erodibility as determined by raindrop technique. *Soil Science* 119: 149-157.
- BRYAN R.B. 1968. The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma* 2:5-26.
- ÇANGA M.R. 1995. Toprak ve Su Koruma. Ders Kitabı. Ank.Üniv. Ziraat Fakültesi Yayın No: 1386.
- CHEPIL W.S., F.H. SIDDOWAY, D.V. AMBRUST. 1964. Wind erodibility of knolly terrain. *Journal of Soil and Water Conservation*.19:179-181.
- CHEPIL W.S. 1950. Properties of soil which influence wind erosion. II. Dry aggregate structure as an index of erodibility. *Soil Science* 69: 403-414.
- CHORLEY R.J. 1959. The geomorphic significance of some Oxford soils. *American Journal of Science* 257: 503-515.
- COMBEAU A. and G. MONNIER. 1961. A method for the study of structural stability: application to tropical soils. *African Soils* 6: 33-52.
- D'SOUZA V.P.C. and R.P.C. MORGAN. 1976. A laboratory study of the effect of slope steepness on curvature on soil erosion. *Journal of Agricultural Engineering Research* 21: 21-31.
- DE PLOEY J. 1977. Some experimental data on slope wash and wind action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. *Earth Surface Processes* 2:101-115
- DE PLOEY J. 1981. The ambivalent effects of some factors of erosion. *Mémoires, Institute Géologie, l'Université de Louvain* 31: 171-181.
- DOLGILEVICH M.I., A.A. SOFRONOVA, L.L. MAYEVSKAYA. 1973. Klassifikatsia pochv zapadnoy Sibiri, severnogo Kazakhstana po stepeniy podatlivosti kvetrovoy eroziy. *Bulletin VNILA* 12. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 553-570.

- ELWELL H.A. and M.A. STOCKING. 1976. Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma* 15: 61-70.
- EVANS R. 1980. Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls; an empirical viewpoint. In Kirkby, N.Y. and R.P.C. Morgan, (Eds.), *Soil erosion*, Wiley, 109-128.
- FINNEY H.J. 1984. The effect of crop covers on rainfall characteristics and splash detachment. *Journal of Agricultural Engineering Research* 29: 337-343.
- FOURNIER F. 1972. Soil conservation. *Nature and Environment Series*. Council of Europe.
- HUDSON N.W. and D.C. JACKSON. 1959. Results achieved in the measurement of erosion and runoff in Southern Rhodesia. *Proceedings of Third Inter-African Soils Conference, Dalaba*: 575-583.
- HUDSON N.W. 1963. Raindrop size distribution in high intensity storms. *Rhodesian Journal of Agricultural Researches* 1: 6-11.
- HUDSON N.W. 1985. *Soil Conservation*. Cornell University Press. Ithaca. New York.
- IMESON A.C and F.J.P.M. KWAAD. 1990. The response of tilled soils to wetting by rainfall and the dynamic character of soil erodibility. In J. Boardman, I.D.L. Foster and J.A. Dearing (Eds). *Soil erosion on agricultural land*. Chichester, Wiley: 3-14.
- KIRKBY M.J. 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation. In D. Brunsten (ed.), *Slopes: form and process*. Institute of British Geographers Special Publication 3: 15-30.
- KWAAD F.J.P.M. 1991 Summer and winter regimes of runoff generation and soil erosion on cultivated loess soils (the Netherlands). In S. Wicherek (ed.) *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 653-662.
- LAL R. 1976. Soil erosion problems on an alfisol in western Nigeria and their control. IITA Monograph No.1.
- LAWS J.O., D.A.PARSONS.1943. The relationship of raindrop size to intensity. *Transaction of the American Geophysical Union* 24:452-460.
- LUGO-LOPEZ M.A. 1969. Prediction of the erosiveness of Puerto Rican soils on a basis of the percentage of particles of silt and clay when aggregated. *Journal of Agriculture, University of Puerto Rico* 53: 187-190.
- LYLES L., R.L. SCHRANDT and M.F SCHMEIDLER. 1974. How aerodynamic roughness elements control sand movement. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 17: 134-9.
- MARTIN L. and R.P.C. MORGAN 1980. Soil erosion in mid-Bedfordshire. In J.C. Doornkamp, K.J. Gregory and A.S. Burn (Eds), *Atlas of drought in Britain, 1975-76*. London. Institute of British Geographers: 47.
- MC GREGOR J.C. And C.K. MUTCHLER. 1978. The effect of crop canopy on raindrop size distribution. *USDA Sedimentation Laboratory Annual Report, Oxford MS*.
- MERZOUK A., G.R. BLAKE. 1991. Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils. *Catena*. 18:537-550.
- MIDDLETON H.E. 1930. Properties of soils which influence soil erosion. *USDA Technical Bulletin* 178.
- MORGAN R.P.C. 1985. Effect of corn and soybean canopy on soil detachment by rainfall. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 28: 1135-1140.
- MORGAN, R.P.C. 1996. *Soil Erosion and Conservation*. Longman. UK
- MORGAN, R.P.C., L. MARTIN, C.A. NOBLE. 1986. *Soil erosion in the United Kingdom: a case study from mid-Bedfordshire*. Silsoe College Occasional Paper No. 14.
- MOSLEY M.P. 1982. The effect of a New Zealand beech forest canopy on the kinetic energy of water drops and on surface erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 103-107.
- QUINN N.W., R.P.C. MORGAN, A.J. SMITH. 1980. Simulation of soil erosion induced by human trampling. *Journal of Environmental Management* 10: 155-165.
- RAUWS, G. G. GOVERS. 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science* 39: 111-124.
- RICHTER G.J. and F.W. NEGENDAK. 1977. Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle River. *Earth Surface Processes* 2:261-278.
- SKIDMORE E.L. and N.P. WOODRUFF. 1968. Wind erosion forces in the United States and their use in predicting soil loss. *USDA Agricultural Research Service Handbook* 346.
- STARKEL, L. 1972. The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the lower Himalaya (Darjeeling Hills). *Geografica Polonica* 21: 103-107.
- STOCKING M.A, H.A. ELWELL. 1973. Prediction of subtropical storm soil losses from field plot studies. *Agricultural Meteorology* 12:193-201.
- STOCKING M.A, H.A.ELWELL.1973. Predicting of subtropical storm soil losses from field plot studies. *Agricultural Meteorology* 12:193-201
- STREDNANSKY J. 1977. Kritické rychlosti vetra zhladiska erodavtnosti pod na juznam Slovensku. *Vysoka skola polnohospodarska, Nitra*.
- TERWILLIGER V.J. 1990. Effects of vegetation on soil slippage by pore pressure modification.

- VIS M. 1986. Interception, drop size distributions and kinetic energy in four Colombian forest ecosystems. *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 591-603.
- WIERSUM K.F. 1985. Effects of various vegetation layers of an *Acacia Auriculiformis* forest plantation on surface erosion in Java, Indonesia. In S.A. El Swaify, W.C. Moldenhauer and A. Lo (Eds), *Soil erosion and conservation*. Ankeny IA, Soil Conservation Society of America: 79-89.
- WISCHMEIER W.H. and J.V.MANNERING. 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings* 23: 131-137.
- WISCHMEIER W.H. and D.D. SMITH. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transaction of the American Geophysical Union* 39:285-291.
- WISCHMEIER W.H. and D.D. SMITH. 1978. Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* No. 537.
- WOODBURN R. and J. KOZACHYN. 1956. A study of relative erodibility of a group of Mississippi gully soils. *Transactions of the American Geophysical Union* 37: 749-753.
- ZANCHI C. 1983. Influenze dell'azione battente dellapioggia e del ruscellamento nel processo erosivo evariazioni dell'erodibilita del suolo nei diversi periodi stagionali. *Annali Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo* 14: 347-358.
- ZANCHI C. D.TORRI. 1980. Evaluation of rainfall energy in central Italy. In M. De Boodt and D. Gabriels (Eds), *Assessment of Erosion*. London, Wiley: 133-142