17- ... Mi sono reso conto del suo singolare pregio e interesse. La ringrazio e mi compiaccio vivamente con Lei, stimolandola, se mi permette, a proseguire nei Suoi studi perchè l'argomento, così poco conosciuto, se non altro da noi, e d'altra parte così importante, ha bisogno di ricercatori e divulgatori... Prof. Livio Zoli, Direttore Istituto di Idronomia Facoltà di Scienze Agrarie e Forestali, Firenze , 27 Maggio 1967.

... L'argomento trattato, sia per l'attualità della materia che per la chiara e brillante esposizione dell'Autore, è per me di grande importanza tecnico-scientifica. Dott. Agr. Vincenzo Sciuto, Catania 12/9/1967.

NICOLA MATARRESE

L'EROSIONE IDRICA SUPERFICIALE
E L'ANALISI DEI FATTORI CHE LA DETERMINANO

Estratto dagli
ANNALI DELLA FACOLTÀ DI AGRARIA DELL'UNIVERSITÀ DI BARI
Volume XX - 1966

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI BARI "ALDO MORO"
FACOLTA' DI AGRARIA
EDIZIONE DIGITALE 2010

1. - PREMESSA

Tra i più importanti effetti dei fenomeni naturali, alla erosione viene riconosciuto un ruolo di notevole rilievo per la sua capacità di creare, su territori anche vastissimi, rilevanti ostacoli alle opere o, più in generale, alle attività dell'uomo.

Nel settore agricolo, per esempio, tali difficoltà costituiscono, frequentemente, un fattore limite oltre il quale un normale esercizio dell'agricoltura stessa diviene impossibile o, quanto meno, molto aleatorio.

Viene stimato, infatti, che della superficie terrestre circa 600 milioni di ettari sono completamente sottratti all'esercizio dell'agricoltura a causa della erosione, nei suoi diversi tipi.

La prevalenza di un tipo rispetto agli altri dipende, com'è ovvio, dalla qualità ed entità del fattore erodente dominante. Questo può essere:

a) — l'acqua di pioggia che, oltre a specifici processi di disgregazione, o di disintegrazione, può determinare **l'erosione idrica:**
   - — **superficiale:**
     - — **estensiva,** o « diffusa », o « laminare », od « a lenzuolo » (sheet erosion; érosion en nappe);
     - — **incanalata,** o localizzata, o per incisione (rill erosion; erosion en rigoles);
   - — **profonda:** per **burronamento** (gully erosion; erosion en ravins), ecc.:

b) — il vento che, oltre al proceso di **deflazione,** dà luogo alla **erosione eolica;**

c) — i ghiacciai, i quali con le loro azioni di **esarazione** sul fondo su cui si muovono, danno luogo alla **erosione glaciale;**

d) — il moto ondoso delle acque che esercita sulle sponde, azione di **abrasione.**

Dei suindicati tipi, l'erosione idrica è quella che interessa, in misura molto maggiore rispetto agli altri, la superficie agraria e forestale.

E' il terreno, infatti, che in relazione, tra l'altro, al suo minore o maggiore grado di copertura vegetale, risente in misura più o meno dannosa, l'azione di una data pioggia intensa.

Questa peraltro, oltre a disgregare ed a schizzare le particelle terrose superficiali (splash erosion) crea il *ruscellamento* divenendo quindi, nel contempo, agente erosivo e di trasporto del materiale terroso.

L'asportazione di terreno, più o meno fertile, coltivato o non, costituisce solo il primo ciclo, anche se il fondamentale, dei danni provocati dalla erosione.

Una parte di tale materiale, infatti, in relazione alla velocità dell'acqua che lo trasporta, è soggetto, insieme a quello più grossolano, trasportato per trascinamento, a depositarsi lungo il suo percorso, sia sulla stessa superficie agraria o forestale e sia in particolari tratti dei corsi d'acqua in cui si è riversato, dando luogo alla *sedimentazione.*

La rimanente parte della portata solida, invece, raggiunge il mare unitamente al deflusso liquido, provocando, in taluni casi, altri danni in aggiunta a quelli dell'erosione.

L'entità del *trasporto solido* è purtroppo enorme quasi ovunque. I relativi dati sono tuttavia incompleti ed incerti, sopratutto per gli evidenti diversi criteri di valutazione seguiti dagli Autori.

Viene indicato (Lopatin, 1957, Gravilovic, 1957, Alfani, 1957) per esempio, che in USA circa 3.000.000.000 di tonnellate di terreno vengono perdute annualmente nel mare (su una superficie interessata all'erosione di circa 120.000.000 di Ha), mentre in URSS la perdita si aggirerebbe su 846.300.000 T/anno. Per la Cina si fa riferimento alla superficie soggetta all'erosione che ammonterebbe a 150.000.000 di Ha, e così via.

In totale nel mondo il materiale solido trasportato annual-

mente a mare supererebbe i 17.000.000.000 di tonnellate (è appena il caso di far rilevare che questa misura si riferisce ad una superficie maggiore dei 600 milioni di ettari avanti citati).

In Italia, assumendo un valore medio globale di 500 T/Km² (1) di trasporto solido che defluisce a mare, si avrebbe una perdita annua di circa 150.000.000 di T, sufficiente a coprire, con uno strato di m 0,60, quasi 50.000 Ha di terreno coltivabile. Invece, essa ha finora creato nel mare, intorno alla penisola, una « ghirlanda di terreni avventizi » (Passerini, 1952) per una superficie di circa 13.000.000 di Ha (pari al 43% del territorio nazionale), depositi che costituiscono un ostacolo al normale deflusso dei fiumi, dei canali di bonifica e che accrescono continuamente l'interrimento dei porti, e così via. Queste indicazioni di larga massima vogliono solo fornire qualche elemento per un primo sommario e parziale apprezzamento sulla dimensione del processo di erosione.

I dati analitici, da cui essi traggono origine, quasi sempre non offrono validi elementi conoscitivi sulla « meccanica » del processo stesso.

D'altro canto, se l'idrologia e l'agronomia, in senso lato, hanno il compito di ricercare e fornire dati sempre più particolareggiati onde permettere l'approntamento di più adeguate tecniche di conservazione e di difesa del suolo, soprattutto, sotto il profilo della « asportazione » di terreno coltivato e coltivabile, la progettazione, la esecuzione e la manutenzione delle opere di bonifica (e, beninteso, non solo di queste) non possono, evidentemente, prescindere da una adeguata conoscenza:

a) della erosione, intesa come principale causa di produzione e di distribuzione di sedimenti;
b) della sedimentazione negli invasi, piccoli e grandi;
c) del trasporto del materiale eroso nei corsi d'acqua e nei canali.

Con il presente lavoro s'intende, appunto, fornire un quadro riassuntivo dei principali elementi di valutazione sulla erosione idrica superficiale, alla luce degli ultimi progressi compiuti in tale campo dalla ricerca scientifica.

---

(1) I singoli valori medi oscillano tra poco meno di 100 T/km² di alcuni bacini alpini ad oltre 3.000 T/km² di qualche bacino dell'Italia meridionale.

2. - FATTORI FISICI DELL'EROSIONE IDRICA

Tra i fattori che presiedono ad un processo di erosione, una particolare importanza viene attribuita a:

— *l'intensità della pioggia per una data durata e frequenza;*
— *il grado di erodibilità del suolo;*
— *la copertura vegetale;*
— *la pendenza;*
— *la lunghezza di ciascun pendio.*

I predetti fattori, oltre ad essere interdipendenti tra di loro, possono essere influenzati da altri parametri dipendenti. Tali sono, ad esempio, quelli derivanti dal comportamento del ruscellamento superficiale in relazione al:

— grado di accidentalità, o micromorfologica, della superficie del suolo;
— caratteristiche del moto dell'acqua su detta superficie (laminare, regolare, turbolento, vario, ecc.).

A parte l'accentuazione particolare che qualche studioso (Horton, 1945, Musgrave, 1947, Ellison, 1947) dà su l'uno o sull'altro fattore, in relazione forse a specifiche situazioni dell'ambiente in cui ha operato, è da ritenere che l'esame del processo di erosione deve poter fornire, in linea preliminare, sufficienti elementi di valutazione su:

a) il potere di distaccare le particelle del suolo da parte degli agenti erosivi;
b) l'attitudine dei vari suoli a subire tali distacchi;
c) la capacità di trasporto degli agenti erosivi;
d) le possibilità che il suolo offre per tale trasporto.

Poichè gli agenti della erosione idrica sono la pioggia ed il conseguente ruscellamento superficiale ed il « mezzo » prevalente è il terreno destinato a colture agrarie e forestali, sembra perciò che il complesso meccanismo possa trovare validi elementi di valutazione attraverso l'analisi dei fattori fisici avanti citati.

2.a - *Pioggia*

Le azioni meccaniche della pioggia sulla superficie del terreno, dipendono, più che dalla sua quantità totale, dalla intensità riferita a specifici intervalli di tempo non molto lunghi (generalmente 30 minuti o 1 ora).

Nei riguardi specifici dell'erosione viene ammesso che questa non ha valori apprezzabili con piogge d'intensità minore ai $10 \div 6$ mm/ora (Dakshinamurti, 1962) ovvero da $20 \div 25$ mm/ora se il terreno è molto compatto (Pantanelli, 1952).

Secondo Saccardy le piogge sono da considerare « pericolose » — sempre nei riguardi dell'erosione — allorchè oltrepassano i:

30 mm nelle 24 ore
20 mm nelle 2 ore
15 mm in meno di 1 ora.

A parte le numerose prove di laboratorio di cui si dirà in appresso, sembra che ai fini della relazione tra intensità di pioggia ed erosione possono ritenersi significative le seguenti misure (Baver, citate da Henin, 1960)

Quantità totale di pioggia caduta (mm)	Intensità massima (mm/h)	Durata della pioggia	Perdita di terreno (T/Ha)
85,0	7,5	30h 35′	0,4
47,5	70,0	1h 52′	51,2
22,5	87,5	15′	2,2

Circa la quantità massima di terreno eroso è da prendere nota che, in base alla indagine effettuata in questi ultimi anni dalla *Purdue University* (Wischmeir, 1962) e dal *Soil and Water Conservation Research Division,* del Ministero dell'Agricoltura USA ed estesa su 250.000 piogge cadute su oltre 10.000 parcelle sperimentali ubicate in 47 stazioni di ricerca sparse in quasi tutti gli Stati, essa ha raggiunto, per precipitazione, il valore di ben 497 T/Ha (2).

Ma, la misura della pioggia, nei due parametri quantità ed intensità, non chiarisce adeguatamente il « meccanismo » della forza erosiva della pioggia stessa.

Lo spostamento delle particelle di terreno richiede energia.

(2) Trattasi di un solo valore misurato a Guthrie, Oklahoma, nel 1949.

Una buona parte di questa, almeno nella prima fase di disgregazione o di disintegrazione e di schizzamento delle particelle terrose (3) è ceduta dalle gocce di pioggia nell'urto, o imbatto, con la superficie del terreno.

Per avere un analitico apprezzamento quantitativo dell'effetto della forza erosiva della pioggia nei riguardi della sola disgregazione e schizzamento — prescindendo cioè dall'azione di ruscellamento — sono state fatte numerose prove da laboratorio, dai risultati delle quali si è cercato di trovare delle correlazioni più o meno analitiche tra peso di materiale sollevato ed alcune variabili della pioggia stessa.

Una di queste (Woodburn, 1948) è stata dedotta dalla quantità (S_t), in grammi, di terreno polverizzato e schizzato, applicando una energia variabile (E) la cui quantità era funzione della durata di una pioggia di nota intensità. Essa è stata espressa in

$$S_t = K\ E^p \qquad [1]$$

dove K è una costante dipendente dalle caratteristiche del suolo (per la sabbia = 17,87, limo 9,89, ecc.) e p è anch'essa una costante empirica ($<$ di 1) trovata analiticamente.

Un'altra relazione, molto più attendibile, è stata trovata misurando la quantità di terreno schizzato in aria ed opportunamente intercettato durante determinate pioggie su cassoni di dimensioni (m 1,5 x 1,8), pendenza (10%) e caratteristiche del suolo costanti (Ellison, 1944).

L'effetto della pioggia è stato trovato essere direttamente proporzionale al diametro delle gocce, alla velocità di caduta di queste ed alla intensità, secondo una relazione del tipo:

$$S_t = K\ V^a\ d^b\ I^c \qquad [2]$$

in cui K = costante dipendente delle caratteristiche del terreno,
V = velocità delle gocce, in m/s,

---

(3) Queste possono essere lanciate fino a m 0,60 di altezza e proiettate orizzontalmente fino a m 1,50. Secondo alcuni AA., durante un acquazzone su terreno nudo, possono essere distaccati e schizzati nell'aria più di 20 T/Ha di terreno.

d = diametro delle gocce, in mm,
I = intensità della pioggia in mm/h,
a b e c = costanti.

Per esempio, per $a = 4{,}33$, $b = 1{,}07$, $c = 0{,}65$, lo stesso A. ha trovato per un terreno limo-argilloso, che $K = 0{,}00007661$. Quindi la quantità S_t (in g) di terreno schizzato dall'azione della pioggia ed intercettata, in un periodo di 30 minuti, è data da:

$$S_{t30} = 0{,}0016091 \quad V^{4{,}33} \quad d^{1{,}07} \quad I^{0{,}65} \qquad [3]$$

Per un valore di $V = 6{,}1$ m/s e per I variabile, nella fig 1, si riportano di questa equazione, due curve, rispettivamente per gocce di diametro di mm 5,1 e di mm 3,5.

L'erosività di una pioggia, dunque, dipende dalle sue caratteristiche e principalmente dalle variabili riportate nella [2] e nella [3].

Le relazioni osservate tra l'erosività di una pioggia e le sue caratteristiche giustificherebbero, tuttavia, una maggiore analisi

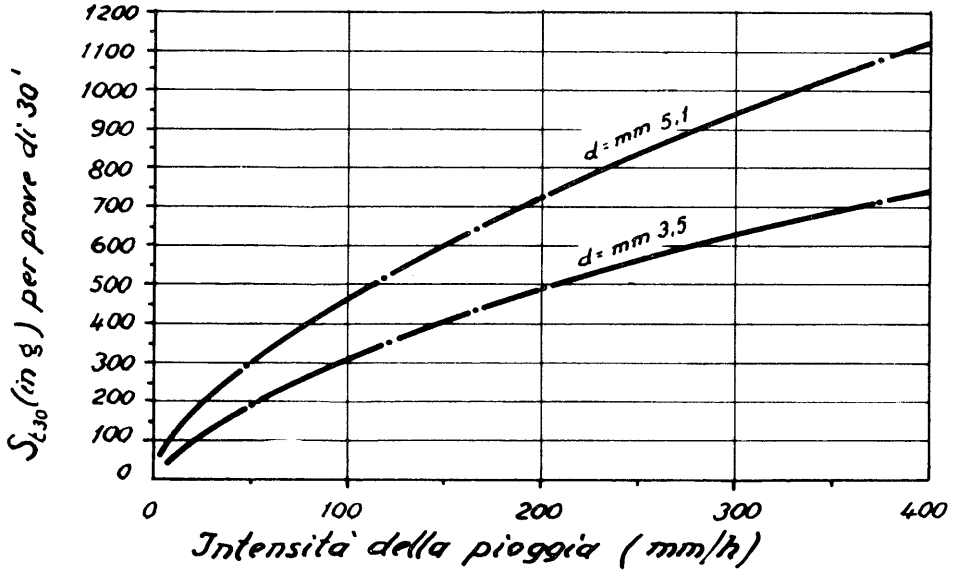

Fig. 1 - Relazione tra quantità di terreno limo-argilloso schizzato (S_{t30}) dalle gocce di pioggia e l'intensità (I) di questa per due valori di d e per V = m/s 6,1 (applicando la [3] ai dati di Ellison).

delle principali variabili elementari: diametro (d) e velocità (V) delle gocce e intensità (I) della pioggia stessa.

Poichè, in sostanza, le prime due variabili concorrono a determinare la misura dell'energia erosiva per unità di massa piovuta, è stato anche proposto (Parson, 1943) di considerare l'erosività, ossia il potere che ha una data unità di pioggia di distaccare le particelle di terreno, proporzionale ai seguenti parametri:

a) energia cinetica ($\frac{1}{2} M V^2$),

b) momento (MV),

c) energia cinetica per unità (Ad) di superficie d'urto, o d'imbatto, di una goccia ($\frac{1}{2} MV^2/Ad$),

d) interazioni di detti parametri con l'intensità di pioggia.

Per quanto riguarda la *massa* (M) è da rilevare che ciascun tipo di pioggia è costituito da gocce la cui grossezza è compresa entro un certo campo di variabilità (4). Inoltre, man mano che il loro diametro nominale (5) aumenta, esse tendono

---

(4) Da alcune osservazioni su diversi tipi di pioggia sono risultate le seguenti caratteristiche (tratte dai dati di Lenard, riportate da Réméniéras, 1965):

Diametro delle gocce (mm)	Numero di gocce per m² e per secondo			
	Pioggia violenta	Periodo più intenso di un'acquazzone	Periodo meno inten. di un'acquazzone	Periodo finale di una pioggia contin.
0,5	100	514	679	7
1,0	1.300	423	524	233
1,5	500	359	347	117
2,0	200	138	295	46
2,5	0	156	205	7
3,0	0	138	81	0
3,5	0	0	28	32
4,0	0	0	20	39
4,5	200	101	0	0
5,0	0	0	0	25
TOTALI	2.300	1.829	2.179	502
Intensità della pioggia mm/h	43,2	34,2	22,8	15,0

(5) Le gocce vengono assunte come sferiche; in effetti, però, tranne le gocce di diametro di 1 mm, la loro forma è solitamente varia-

a divenire instabili, per effetto della collisione (6). Pertanto è evidente che il riferimento al diametro non può che essere fatto a quello medio di ciascuna pioggia.

E' stato trovato (Best, 1950) che il diametro mediano delle gocce di una pioggia possa essere espresso da una relazione del tipo:

$$d_{50} = 0{,}69^{1/n}\ B\ I\ p \qquad [4]$$

in cui d in cm, I = intensità in cm/h e B, n e p costanti con valori empirici. Numerosi AA (Law, 1941, Parson, Ekern, 1953) hanno attribuito a dette costanti, i seguenti valori:

$B = 1{,}30$ $(1{,}00 \div 1{,}56)$,
$n = 2{,}25$ $(1{,}85 \div 2{,}59)$,
$p = 0{,}232$ $(0{,}199 \div 0{,}272)$.

Più semplicemente è stato ritenuto (Ekern, 1953) abbastanza approssimativo attribuire

$$d_{50} = I^{0{,}232} \qquad [5]$$

Di impiego più diffuso sembra essere la seguente relazione anch'essa empirica:

$$d_{50} = 1{,}24\ \ I^{0{,}182} \qquad [6]$$

in cui: d_{50} diametro medio in mm; I intensità in mm/h.

Nella fig. 2 si riporta l'andamento della distribuzione percentuale del volume di pioggia, di 4 diverse intensità, in funzione del diametro delle gocce (dai dati di Law e Parson, 1943).

Per quanto riguarda la *velocità di caduta*, è da rimarcare che quella che interessa ai fini delle conoscenza dell'energia di

---

(*segue nota* 5)

bile. Via via che da gocce più piccole si passa a gocce più grandi (da 4 a 9 mm di diametro) aumentano, infatti, le variazioni della forma sia del piano verticale e sia di quello orizzontale.

(6) Gocce di diametro $>$ di mm 5,4 sono instabili ed in aria turbolenta si rompono. E' stato provato che solo in aria calma possono essere di grandezza stabile gocce aventi un diametro fino ad una misura massima di mm 7,7.

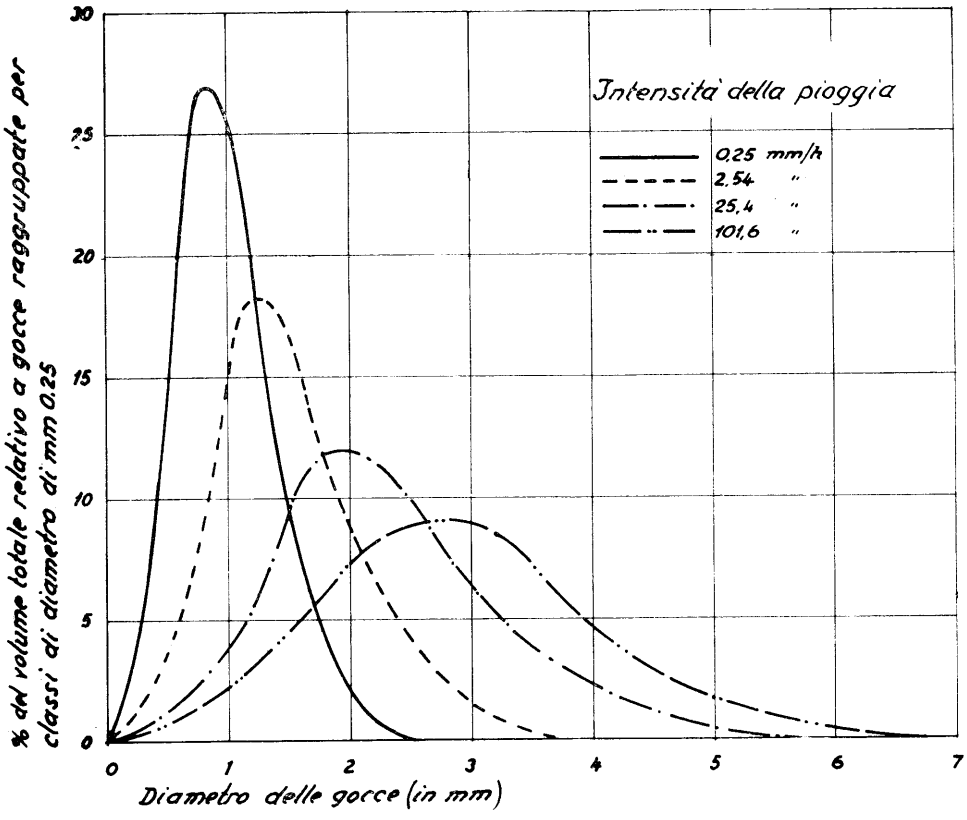

Fig. 2 - Distribuzione percentuale del volume di pioggia di diversa intensità, secondo l'ampiezza del diametro delle gocce. (Law e Parson).

imbatto sul terreno, è la *velocità terminale*. Questa varia, in sostanza, con la grandezza delle gocce, ossia con la massa.

A parte le gocce molto piccole, (che non possono essere assimilate ad una pioggia) le quali seguono, nella loro caduta, la legge di Stokes (Gunn e Kinzer, 1949), è stato accertato che la deformazione delle gocce più grandi (v. nota 5) riduce la velocità terminale di queste, rispetto a quella che si avrebbe con la legge di Stokes. Ciò è abbastanza chiaro ove si tiene conto che le forze interessate sono la gravità e la resistenza dell'aria (7).

---

(7) Considerando solo la velocità terminale *Vt*, si ha (Green, 1952):

Nella fig. 3 è riportata la rappresentazione grafica della relazione: diametro delle gocce-velocità terminale, secondo i dati forniti da diversi AA. (Law, 1941, Gunn e Kinzer, 1949 e Seginer, 1965).

Una indicazione sulla variazione della velocità terminale in funzione dell'altezza di caduta (da velocità zero) può essere rilevata dalla fig. 4, riferita a gocce di pioggia del diametro rispettivamente di 2, 3, 4, 5 e 6 mm.

Come ordine di grandezza generale si possono indicare i seguenti dati orientativi (Humphrey, cit. da Réméniéras, 1965):

(*segue nota* 7)

$Vt = \frac{Mg}{ra}$, ove M è la massa, g è l'accelerazione di gravità e ra è funzione della resistenza dell'aria. Poichè ra è anche funzione di M e quindi di d, è stato trovato (Green, 1952) sperimentalmente che

$$ra = 0{,}00122 \quad d^{2{,}44} \qquad [6']$$

Per esempio:

d (in mm)	altezza di caduta minima (m)	ra	Vt (m/s)
1,17	2,2	0,00179	4,60
2,34	5,0	0,00933	7,05
3,00	7,0	0,01723	8,03
3,92	7,8	0,03492	8,85

A questo riguardo è da notare che in precedenza, senza una relazione analitica con ra erano stati trovati valori di Vt pressocchè analoghi (Law, 1941 e Gunn, 1949). Secondo Law, l'altezza di caduta necessaria per raggiungere la massima Vt è dell'ordine di m 18. Per le stesse altezze minime riportate da Green, sia Law che Gunn, danno i seguenti valori pari al 95% di Vt delle gocce:

diametro (mm)	altezza (m)	Vt (m/s)
1	2,2	4,03
2	5,0	6,49
3	7,2	8,06
4	7,8	8,83
5	7,6	9,09
6	7,2	9,18

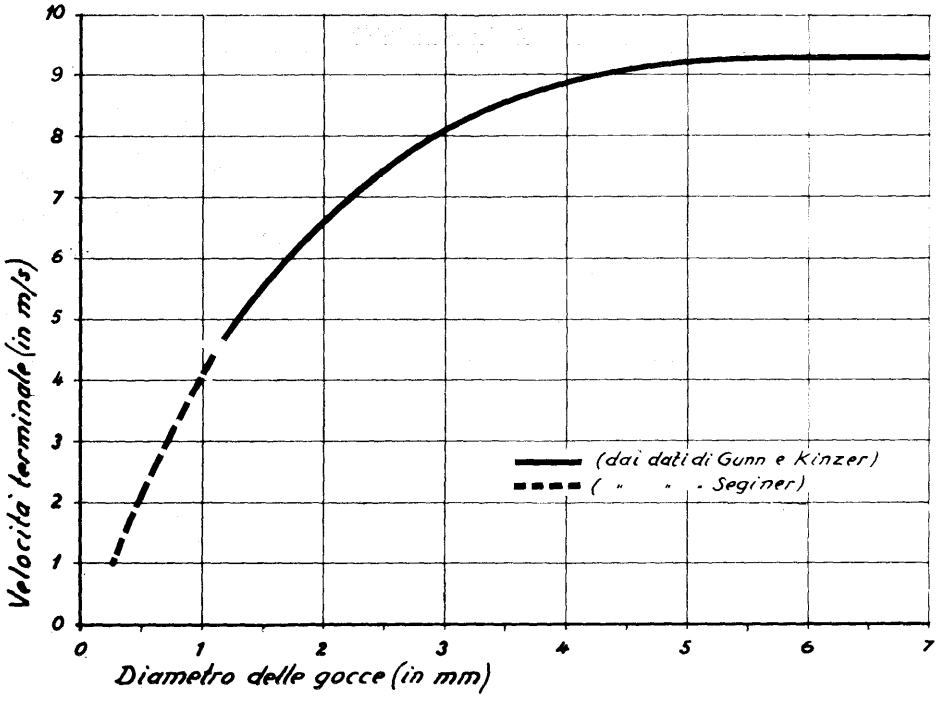

Fig. 3 - Velocità terminale di caduta (V_t) della pioggia in funzione del diametro (d) delle gocce (dai dati di Seginer e di Gunn e Kinzer).

tipo di precipitazione	intensità (mm/h)	diametro medio delle gocce (mm)	velocità di caduta (m/s)
1 Pioviggine	0,25	0,2	—
2 Pioggia leggera	1 ÷ 5	0,45	2,0
3 Pioggia forte	15 ÷ 20	1,5	5,5
4 Temporale molto violento	$\geqslant$ 100	$\geqslant$ 3,0	$\geqslant$ 8,0

La conoscenza dei valori della velocità terminale e del diametro medio delle gocce, consente quindi la determinazione della misura dell'*energia cinetica*.

Per una data pioggia, l'energia cinetica E, risulterà pertanto

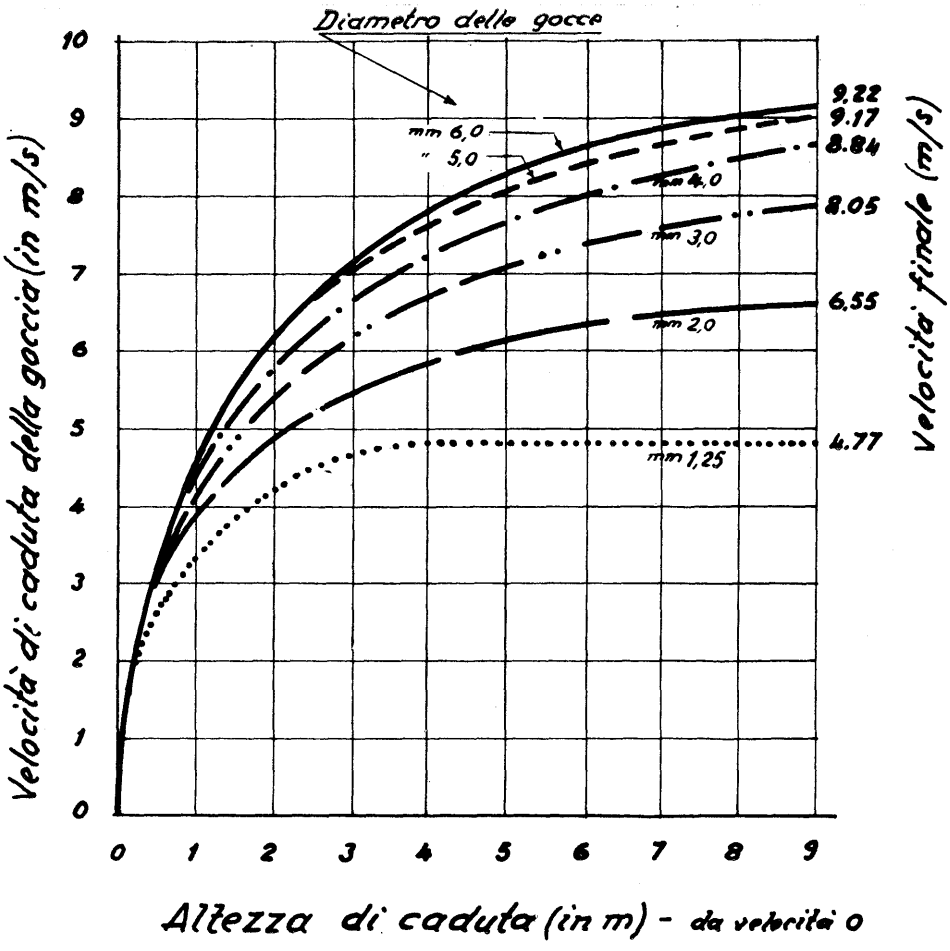

Fig. 4 - Velocità (V_t) di caduta di una goccia d'acqua in relazione all'altezza di caduta (da Law e da Gunn e Kinzer).

dalla Σ ½ M V^2 delle gocce che costituiscono la pioggia stessa (8).

---

(8) Se per esempio la pioggia di durata nota ha una intensità di 50,8 mm/h, applicando la [6] si avrà d_{50}=mm 2,53, da cui M=0,0083 gr. Assunti Vt = 7,5 m/s, E = 2334,37 ergs e poichè 1 cm³ di quella pioggia contiene ~ 120 gocce, E sarà di 281.250 ergs; ossia 0,0028125 joules/mm per cm² che corrispondono a 281.250 joules/Ha per ogni mm di pioggia caduta.

L'erosività dell'unità di pioggia (espressa come massa) della quale si considerino i parametri energia cinetica ($\frac{1}{2}$ M V^2) e momento (MV), può essere assunta come proporzionale a d e V secondo una relazione del tipo:

$$\text{Erosività} \simeq d^a \cdot V^b \qquad [7]$$

in cui $a = 0$ o 1 e $b =$ a 1 o 2.

Poichè il diametro d com'è stato rilevato, è funzione della intensità, il riferimento, per il calcolo dell'energia cinetica, può anche essere fatto, con una certa approssimazione, alla intensità medesima.

Cioè, se è costante, per un dato intervallo di tempo, l'intensità I, saranno, evidentemente, costanti anche i predetti parametri e quindi, in ultima analisi, l'energia cinetica.

A tale riguardo è stata trovata (Wischmeier e Smith, 1959) una relazione tra l'energia cinetica e l'intensità di pioggia costante durante un intervallo di 30 minuti.

Tale relazione, opportunamente trasformata, può essere così espressa:

$$E = 11{,}89 + 8{,}74 \log I \qquad [8]$$

in cui $E =$ energia cinetica della pioggia, in joules/mm per m^2 e $I =$ intensità della pioggia in mm/h. La relativa rappresentazione grafica è riportata nella fig. 5. Nella fig. 6, invece, è riportato il valore dell'energia cinetica di una pioggia, in Kgm/mm per Ha, sempre in funzione della sua intensità (9).

La quantità di energia cinetica sviluppata dalle gocce nel loro imbatto, può essere influenzata, però, da taluni fattori se-

---

(9) Si può rilevare, per es., che una pioggia di intensità di 40 mm/h produce una energia cinetica di Kgm 36.392. Ipotizzando che precipitazioni annue di 800 mm comprendano 200 mm con intensità ragguagliabile, agli effetti dell'erosione, ai 40 mm h, si avrebbe, su 1 km^2, una energia cinetica di Kgm 527.840.000.

Se si considera che un motocoltivatore, ad organi di lavoro rigidi, che smuova terreno fino a m 0,16 di profondità, richiede Kgm 1043 per ogni m^3 di terreno smosso (Candura) si avrebbe quindi, che la predetta energia totale, qualora non intervenissero fattori di dissipazione, riuscirebbe a smuovere ben 50.000 T/km^2 di terreno nudo.

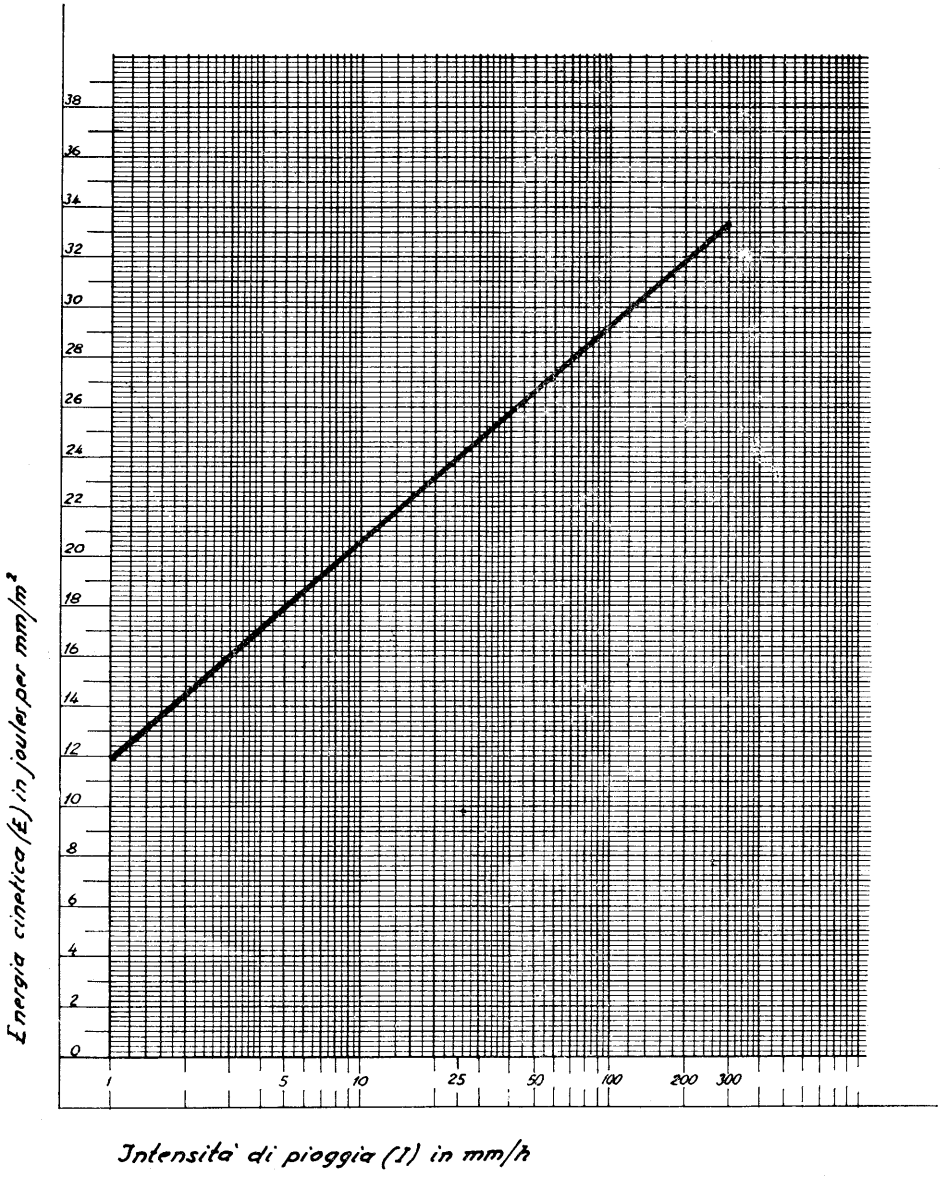

Fig. 5 - Relazione tra intensità di pioggia (*I*) ed energia cinetica (*E*).

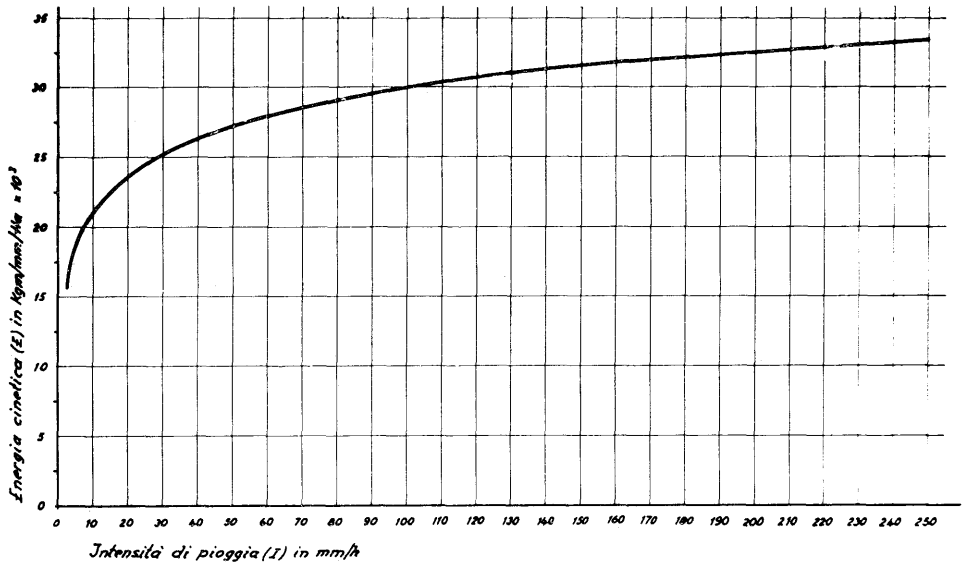

Fig. 6 - Energia cinetica (E) di una pioggia in funzione della sua intensità (I).

condari, come, per es., l'angolo d'imbatto, in dipendenza dell'effetto del vento sulla caduta stessa, la temperatura dell'aria, ecc. (Meyer, 1965).

Ma a parte le condizioni di copertura del terreno asciutto, uno dei fattori che è apparso molto importante è rappresentato dallo strato di acqua che si forma sul terreno quando l'intensità di pioggia è maggiore della infiltrazione.

Recenti studi (Palmer, 1965) hanno mostrato che la forza d'urto della pioggia sulla superficie del suolo, aumenta, rispetto al suolo nudo, quando un sottile strato di acqua copre la superficie stessa.

L'altezza critica di tale strato, ossia quella a cui si sviluppa la massima parte di energia cinetica sul terreno, è risultata essere pari al diametro nominale delle gocce (assunte cioè sferiche) della pioggia a cui le gocce si riferiscono.

In dette condizioni, inoltre, non si ha solamente la massima energia d'imbatto, ma anche la massima gittata delle particelle solide schizzate a seguito dell'urto delle gocce stesse.

Strati di maggiore altezza rispetto a quello « critico » avanti detto, agiscono, invece, come veri e propri cuscini dissipatori

della forza d'imbatto, diminuendo, quindi l'erosività della pioggia.

Nelle figg. 7 e 8 si riportano, graficamente, alcuni risultati degli studi di Palmer, rispettivamente:

— la forza d'imbatto delle gocce di pioggia in funzione della massa e dell'altezza dello strato di acqua,

— le perdite di terreno ottenute da 100 gocce, di 3 diversi diametri, sempre in funzione dello spessore dello strato d'acqua sulla superficie del suolo (10).

Probabilmente per tener conto di tale strato di acqua, il quale si forma dopo un certo tempo dall'inizio della pioggia, veniva suggerito (Blanchard, 1948) di attribuire alla erosività delle gocce di pioggia la seguente relazione, la quale

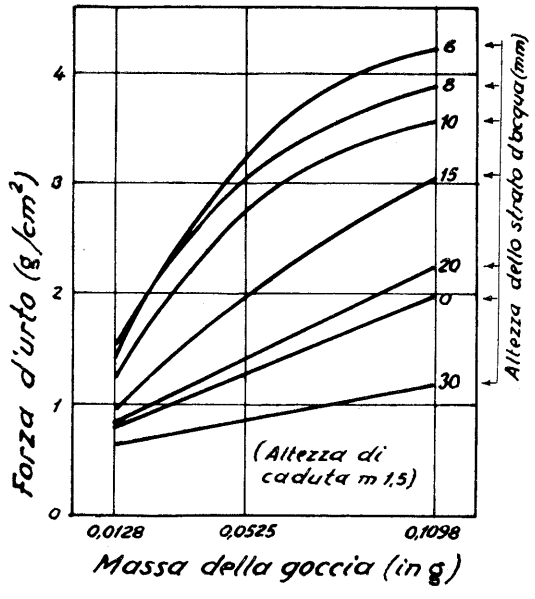

Fig. 7 - Forza d'urto della massa di una goccia d'acqua in relazione a varie profondità dello strato di acqua.

(10) Indipendentemente dalla influenza eventualmente esercitata da altri fattori (intensità della pioggia, pendenza, suolo, copertura vegetale, ecc.), una pioggia di 50 mm, con gocce del diametro medio di mm 4,7 e con terreno coperto da un piccolo strato di acqua di mm 4, eroderebbe, quindi, una quantità di terreno pari a circa 51 T/Ha (le 19.047 gocce contenute in un litro eroderebbero g 101,52, perciò litri 500.000 x 101,52 = 50,76 T/Ha).

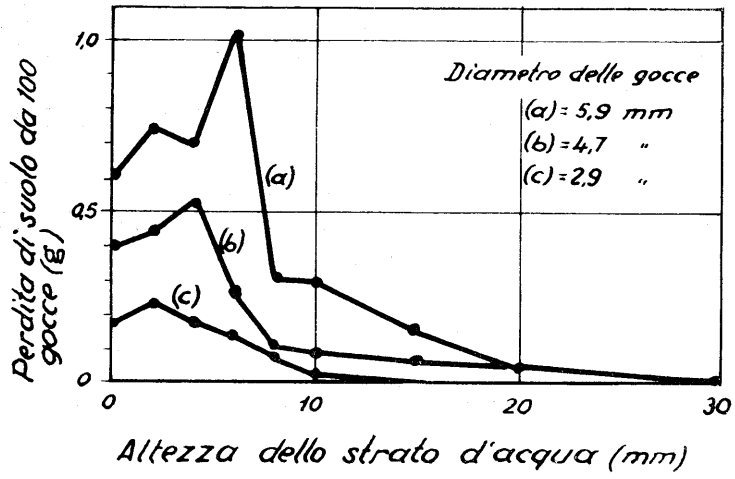

Fig. 8 - Effetto dello strato di acqua sulle perdite di suolo.

considera costante le caratteristiche fisiche ed idrologiche del terreno:

$$\text{Erosività} = \frac{\text{intensità x tempo x M x V}^2}{\text{superficie d'imbatto della goccia}} \qquad [9]$$

2.b - *Pendenza*

E' stato accennato che l'azione della pioggia oltre che a svilupparsi nel campo della disgregazione o disintegrazione del suolo, si esercita anche, e più caratteristicamente ai fini della erosione, in quello di *trasporto delle particelle erose* dall'azione delle gocce, nonchè in quello di *distacco delle particelle di terreno* durante il suo ruscellamento.

La misura di queste ultime due azioni è funzione della pendenza, giacchè, con l'aumentare di questa aumenta la velocità di ruscellamento e quindi l'erosività della pioggia. Inoltre, a parità di caratteristiche strutturali del suolo e di intensità di pioggia, la capacità d'infiltrazione tende a diminuire, sia pure in misura modesta, dato che si riduce l'altezza della lama di acqua. Quest'ultima riduzione inoltre comporta, entro certi limiti, anche una minore dissipazione dell'energia cinetica della pioggia per le ragioni accennate nelle pagine precedenti.

La capacità di distaccare le particelle di terreno da parte dell'acqua di ruscellamento, ossia l'erosività di questa, può essere rappresentata nel seguente modo (Ellison, 1947):

$$R' = f\left[\left(\frac{V^2}{2g}\right), m, \beta\right] \qquad [10]$$

in cui

R' è l'erosività del ruscellamento (espressa come forza per unità di portata che defluisce su di una unità di larghezza del terreno);

$\frac{V^2}{2g}$ è l'altezza cinetica corrispondente alla velocità V del ruscellamento; m indica la quantità di materiale abrasivo contenuta da una unità di portata come avanti detto; β indica la misura delle proprietà abrasive del materiale trasportato.

Invece, la capacità di trasporto, ossia l'attitudine del ruscellamento a trasportare il materiale eroso (espressa come dimensione di forza per unità di portata) (T') può essere rappresentata da:

$$T' = f\left(\frac{V^2}{2g}, h, R'\right) \qquad [11]$$

in cui, h è l'altezza o profondità del deflusso.

L'erosività del ruscellamento, poi, aumenta con la localizzazione di questo in rivoletti, solchi e piccoli canali.

E' da ricordare, al riguardo, che in generale la forza di trascinamento del ruscellamento aumenta con il quadrato della velocità, (V^2) di questa, mentre la quantità di materiale che può essere trasportato aumenta con V^4, infine la grandezza delle particelle che possono essere rimosse dalla corrente varia con V^5 (11).

---

(11) Sulla teoria del moto delle particelle erose, sono state proposte diverse relazioni empiriche da parte di numrosi AA. i quali hanno fatto riferimento più a corsi d'acqua che a ruscellamenti veri e propri. Negli alvei dei corsi d'acqua il trasporto solido per trasci-

Secondo taluni AA. (Zingg, Meyer, Monke, 1965), le perdite di suolo S_t sono proporzionali alla potenza m (variabile tra 1,2

(*segue nota* 11)

namento viene solitamente rappresentato come funzione della forza di trascinamento ψ.

Dalla prima formula empirica pubblicata (Du Boys, 1879) si rileva che detto trasporto q_s (in unità di peso e di tempo per unità di larghezza dell'alveo) è dato da:

$$q_s = \psi_{27} \frac{\tau_o}{\gamma} \left(\frac{\tau_o}{\gamma} - \frac{\tau_c}{\gamma} \right)$$

in cui: ψ_{27} è un parametro costante trovato dall'A. e relativo alle condizioni del letto del corso d'acqua studiato (il Rodano), esso (in Kg/m^3-sec.) è stato trovato essere (Schoklisch, citato da Gherardelli, 1955) per piccoli alvei:

$$\psi = 0{,}54 \frac{\gamma_s}{\gamma_s - \gamma_a} ; \qquad (\gamma_s \text{ e } \gamma_a$$

sono, rispettivamente, il peso specifico del materiale e dell'acqua);

τ_o è la forza di trascinamento (Kg/s per m);

τ_c è il valore critico di τ_o, al disotto del quale il trascinamento stesso non ha luogo; τ_c viene indicato (Indri, 1941) esere uguale a $30 \frac{\gamma_s - \gamma_a}{\sqrt{M}} d_g$;

in cui d_g è il diametro medio ponderato, M è un «modulo di uniformità del materiale stesso ottenuto dal rapporto tra il diametro medio del materiale più grosso (50% del peso dell'intero campione) e quello del materiale più minuto (il rimanente 50%); oppure, secondo altri AA. (Meyer e Monke, 1965), $\tau_c = \gamma_a \cdot h \cdot i$, in cui i è la pendenza ed h ha profondità della corrente;

γ è il peso specifico del fluido (Kg/m^3).

Altre formule empiriche, basate su varie combinazioni di costanti e comunque riferentesi anch'esse a trasporto per trascinamento, sono state proposte da Meyer-Peter (1930), con successive modifiche di Shulits, da Mc Dougall, da O'Brien e Rindlaub, citate da Meyer e Monke (1965) e da altri ancora. Tra quelle che tengono conto anche del trasporto in sospensione sembra interessante la formula di Conti (1930-31 e 32).

e 1,6) della pendenza i, secondo la seguente relazione nella quale C_s è una costante:

$$S_t = C_s \ i^m \qquad [12],$$

per S_t espresse in Kg per metro di fronte e per minuto:

$$S_t = 0{,}55 - 0{,}39 \ i + 0{,}044 \ i^2 \qquad [12']$$

Tuttavia, agli effetti della erosione, la pendenza non costituisce la sola variabile del processo; occorre associarla almeno al parametro « lunghezza » al quale la pendenza stessa si riferisce.

E' appena il caso di ricordare al riguardo che la relazione esistente tra perdita di terreno e lunghezza della pendenza è influenzata, a sua volta, oltre che dalla pendenza, come avanti accennato, anche dal tipo di suolo, dalla copertura vegetale e, naturalmente, dalla intensità di pioggia con i suoi parametri già esaminati.

La elaborazione di numerosi dati riferiti agli USA, ha portato alcuni studiosi (Meyer et al. 1965) a ritenere che, a parità di condizioni degli altri fattori, la perdita di suolo è proporzionale alla potenza n della lunghezza del pendio L, secondo una espressione del tipo:

$$S_t = C_L \ L^n \qquad [13]$$

in cui C_L è una costante.

Per i calcoli riferentisi ad unità di superficie, l'esponente n varia tra 0 e 1, man mano che diminuisce la permeabilità del terreno, o comunque la capacità d'infiltrazione, (per es.: nei terreni fessurati tende a 0). (12).

Altri (Motoc, 1960, citati da Horváth e Erödi, 1962) (13) suggeriscono la seguente relazione globale sostanzialmente analoga alle precedenti:

---

(12) In precedenti studi tale valore variava tra 0,5 e 1,0.

(13) Questi ultimi hanno elaborato alcune misure effettuate da Blakely, Coyle e Steele (1957) in USA, su terreni non sistemati e coltivati seguendo una normale rotazione triennale. Da esse sono risultati i seguenti valori di perdite di terreno in T/Ha per anno:

$$S_t = C \; i^m \; L^n \qquad [15]$$

in cui S_t = erosione causata da ciascuna pioggia (in T/Ha), C = costante dipendente dalle caratteristiche della pioggia e del terreno, i = pendenza (in %), L = lunghezza del pendio (in m), m è una costante compresa tra 0,8 e 1,4, n = cost. da 1,4 a 1,6.

Queste, ed altre ancora, sono, comunque, relazioni empiriche la cui adozione, in territori diversi da quelli sui quali sono state trovate le costanti di ciascuna relazione medesima. dovrebbe essere preceduta da un'attenta verifica dei valori di queste ultime.

Infatti, i fattori che reciprocamente interferiscono sulla influenza della pendenza nella erosione, sono numerosi e di difficile analisi, nè peraltro si può dire che questo aspetto sia stato sufficientemente chiarito dai risultati delle complesse prove fin qui condotte.

D'altro canto, sono state fatte numerose ricerche (Kruger. Basset, 1965, Cheng-lung Chen, Hansen, 1966) tendenti a stabilire le esatte caratteristiche del deflusso su terreno irregolare. avente ampie variazioni di pendenza, di scabrezza e di infiltrazione.

Caratteristiche, che debbono tenere conto, oltre che dello afflusso per scorrimento sulla superficie del terreno, anche del contemporaneo afflusso zenitale, così come può essere rilevato da uno schema riportato nella fig. 9.

Ciò sembra essere molto importante onde poter stabilire.

(*segue nota* 13)

Pendenza %	Lunghezza del pendio (m)			
	30	61	92	123
2	4,2	5,9	7,5	8.4
4	8,2	11,4	14,0	16.1
6	13,0	18,8	23,0	26.5
8	19,6	27,0	34,0	39.0
10	27,0	38,0	46,0	54.0
12	35,5	50,0	62,0	72.0
14	45,0	63,0	79,0	91.0
16	57,0	78,0	98,0	113.0

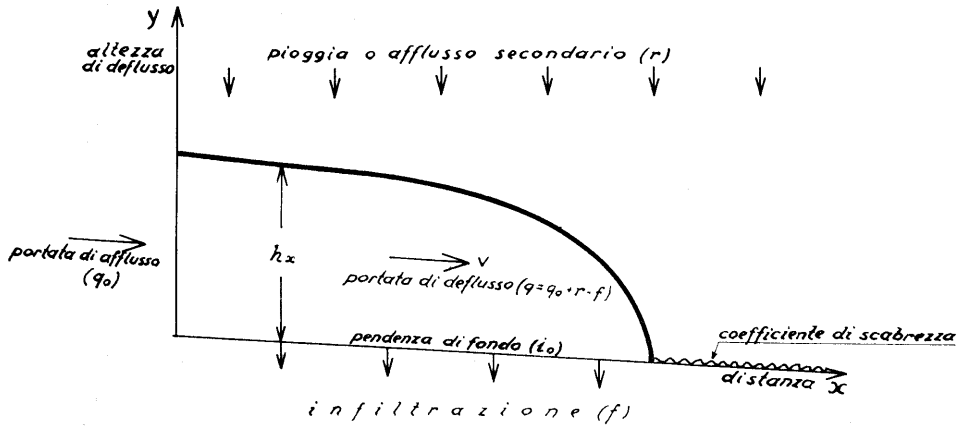

Fig. 9 - Schema di un profilo di avanzamento di una lama d'acqua sulla superficie del terreno.

per ciascuna area di studio, i valori « critici »: della pendenza, dell'altezza del deflusso e quindi della velocità di ruscellamento.

Una correlazione multipla tra erosione, intensità di pioggia, quantità di pioggia e lunghezza di una data pendenza, è stata trovata a seguito di numerose prove effettuate con simulatori di pioggia (Rogers ed al. 1964). Essa consente di trovare il valore dell'erosione S_t (in T/Ha) per unità di durata della pioggia, secondo la seguente espressione:

$$S_t = 0{,}443\ x_1 + 0{,}011\ x_2 - 0{,}711 \qquad [15]$$

in cui:

x_1 è il prodotto dell'intensità per quantità di pioggia,
x_2 è il prodotto della lunghezza del pendio per la quantità di pioggia.

Da recenti prove di laboratorio (Meyer - Monke, 1965) è risultato che la relazione tra erosione per ruscellamento (S_t), lunghezza (L) pendenza (i) e diametro (dp) delle particelle erose, può essere definita dalla seguente relazione:

$$S_t = C_{LSD}\ L^{1,9}\ i^{3,5}\ dp^{-0,5} \qquad [16]$$

Inoltre, per tener conto dei valori « critici » della lunghezza

(L_c) e della pendenza (i_c), sono state suggerite le seguenti:

$$S_t = C_S\ (i - i_c)^m, \text{ con } m = 2{,}5 \qquad [17].$$

$$S_t = C_L\ (L - L_c)^n, \text{ con } n = 1{,}5 \qquad [18].$$

$$S_t = C_D\ dp^{-0{,}5} \qquad [19].$$

con $S_t = O$, per $L < L_c$ o per $i < i_c$, ossia i valori della lunghezza e del grado della pendenza ai quali non si ha alcuna apprezzabile erosione.

Nella fig. 10 è riportata una curva determinata dalla [17] assumendo per C_S un valore di 0,0125 e per i_c un valore di 4.5.

Altra caratteristica confermata dalle prove di laboratorio, alle quali si è accennato in precedenza, è stata l'aumento della erosione delle particelle a piccolo diametro quando il ruscellamento avviene contemporaneamente alla pioggia e, viceversa, la diminuzione del trasporto di particelle a grande diametro. Infatti, la turbolenza creata dalla pioggia, con lo schizzamento delle particelle più minute, aumenta il grado di torbidità del ruscellamento con conseguente diminuzione, — costanti gli altri fattori — della velocità, e, in definitiva, della forza di trascinamento verso le particelle più grosse.

Le particelle più grosse, nelle predette condizioni, sono, del resto, meno soggette all'azione meccanica delle gocce di pioggia in conseguenza della dissipazione della energia cinetica avvenuta nella sovrastante lama d'acqua.

2.c - *Caratteristiche del suolo*

Nei riguardi dell'azione meccanica di disgregazione, la grandezza delle particelle del suolo assume un ruolo estremamente diverso rispetto al comportamento verso l'azione di trasporto dell'acqua. Ossia, com'è stato già accennato, le particelle più piccole resistono più all'azione di distacco che a quella di trasporto; il contrario avviene invece, per le particelle di diametro più grande (14).

La prima azione, cioè quella di disgregazione, è evidente-

---

(14) Recenti prove di laboratorio (Bubenzer, Meyer e Monke, 1966) sul comportamento della rugosità della superficie delle par-

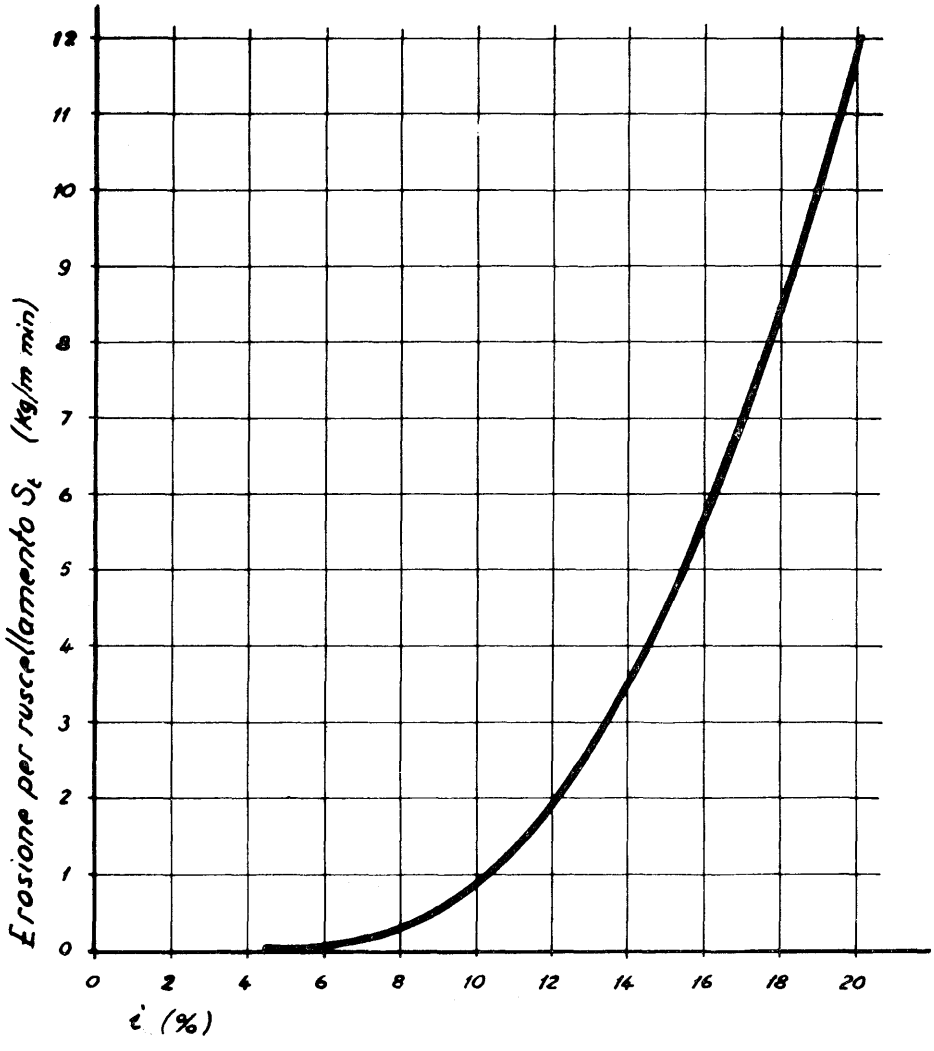

Fig. 10 - Relazione tra erosione per ruscellamento (S_t) e pendenza (i).

mente, notevolmente ostacolata dalla coesione o tenacità del suolo; basti ricordare, infatti, che il grado di compattezza desumibile, per esempio, dalla resistenza alla rottura, varia notevolmente: se si pone uguale a 100 il carico unitario necessario per rompere un prisma di argilla pura, esso si abbassa a 83.3 per il terreno argilloso fino a raggiungere 0, per il terreno molto sabbioso.

Il grado di compattezza viene riferito anche alla sollecitazione alla trazione espressa dalla seguente relazione (Lyle e Smerdon, 1965), in cui F_c (in Kg/m^2) rappresenta la forza critica di trazione:

$$F_c = 0{,}0376 + 0{,}1137\ (1{,}2 - ep) + [0{,}003857 + 0{,}0017\ (12 - ep]\ Iw \quad [20]$$

in cui: *Iw* è l'indice di plasticità; *ep* la porosità;

oppure:

$$F_c = [0{,}0688 + 0{,}0366\ (1{,}2\text{-}ep)]\ 10^{0{,}030319\ Pc} \quad [20']$$

in cui *Pc* rappresenta la percentuale di argilla contenuta dal terreno.

La resistenza alla erosione è quindi direttamente proporzionale alla compattezza del suolo, e pertanto al suo contenuto di colloidi. Essa, di contro, è inversamente proporzionale al grado di dispersione del terreno. L'erosione, quindi, aumenta con la struttura granulare e perciò con l'aumentare della permeabilità.

In sostanza, la mancanza di arature, la formazione di crosta superficiale, la eventuale formazione di una copertura vegetale permanente, la compattazione in genere, migliorano la resistenza del terreno alla forza d'imbatto della pioggia, riducendo, di conseguenza, la disgregazione del terreno stesso.

(*segue nota* 14)

ticelle nei riguardi dell'erosione, hanno messo in evidenza che l'erosione stessa aumenta con l'aumentare di grado di scabrezza. Tale incremento tende ad annullarsi con l'aumento della grandezza delle particelle (fig. 11). Inoltre, *le particelle più grandi, indipendentemente dal grado di scabrezza, sono state erose molto più rapidamente di quelle a diametro più piccolo.*

Infine, dalle stesse prove è stato rilevato come il grado di scabrezza non influisce nè sulla pendenza critica (i_c), nè sulla lunghezza critica (L_c) del pendio.

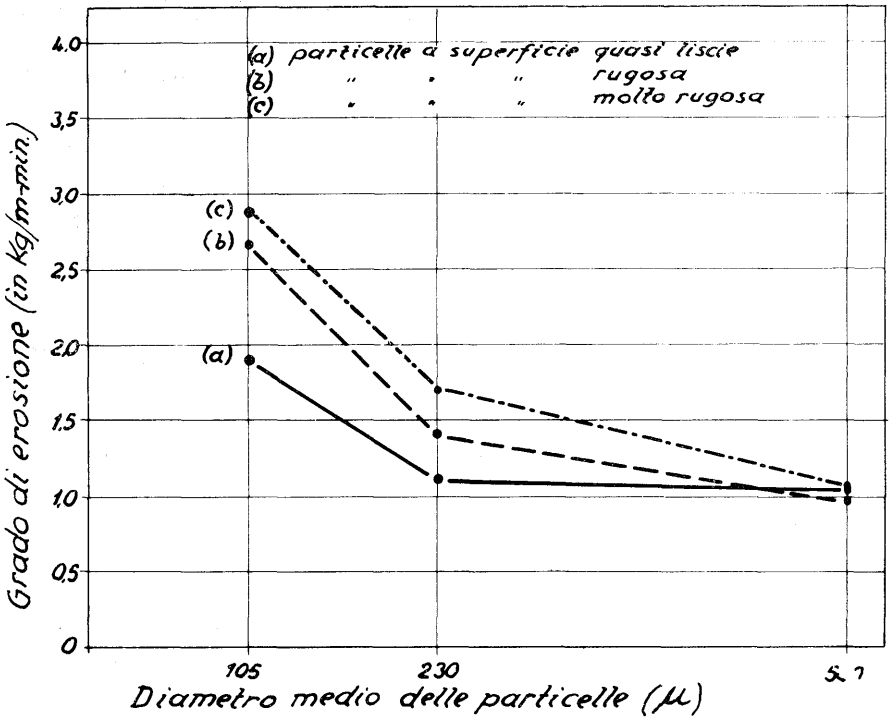

Fig. 11 - Comparazione del grado di erosione di particelle di diversa grandezza e forma; parcelle con pendenza del 7%, della lunghezza di m 30 e con ruscellamento pari a 38 mm/h (dai dati di Bubenzer, Meyer e Monke relativi a particelle di sabbia e di vetro frantumato).

In tali condizioni si avrebbe, però, un aumento, sia come quantità sia come velocità, del ruscellamento superficiale e quindi dell'altro fattore avanti accennato, ossia, il trasporto da parte dell'acqua. Conseguentemente, si avrebbe una maggiorazione del valore del *coefficiente udometrico* e, qualora non intervenissero altri fattori di freno (per es. vegetazione, sistemazioni, ecc.), una pericolosa diminuzione del *tempo di corrivazione.*

Qualora la superficie del terreno non disponesse di sufficienti fattori di freno all'azione di trasporto del ruscellamento, occorrerebbe, perciò, esaltare l'attitudine del terreno stesso a lasciarsi attraversare dall'acqua, cioè, aumentare il grado di permeabilità di quel terreno. Una maggiore infiltrazione ridurrebbe, almeno per un certo intervallo di tempo dall'inizio della

pioggia, l'altezza del deflusso superficiale e quindi l'azione erosiva dello scorrimento.

Una correlazione tra l'altezza del deflusso superficiale di ruscellamento (h), la quantità di pioggia (P), l'intensità oraria della pioggia (I), la lunghezza a cui si riferisce una data pendenza (L) ed il contenuto in % della frazione di limo (Z) del terreno (particelle con diametro dp compreso tra 0,02 e 0,002 mm). è stata trovata in alcune prove sperimentali (Rogers, Barnett e Cobb, 1964):

$$h = 1{,}755 + 0{,}0663\ P + 0{,}0000129\ X - 0{,}185\ Z \qquad [21]$$

in cui: h in cm, P in mm, $X = L \cdot I \cdot A$ ed L in m.

La quantità di acqua, infiltrata nel terreno, com'è noto, varia soprattutto con le caratteristiche fisico-chimiche e strutturali del terreno stesso e con il contenuto di umidità esistente all'inizio del processo. Perciò, può variare notevolmente da una zona ad un'altra. In generale, però, durante una pioggia, l'infiltrazione è notevole all'inizio della precipitazione, poi diminuisce rapidamente fino a raggiungere un certo equilibrio e assume poi un valore pressocchè costante nel tempo.

Per la determinazione del suo andamento nel tempo, sono state elaborate numerose formule empiriche o semiempiriche.

Una di esse, basata su vaste esperienze (Horton, 1939) consente di determinare, per un dato terreno di caratteristiche note, la curva della intensità di infiltrazione f (in cm/h), in funzione del tempo (t) dall'inizio dell'eccesso di pioggia tenendo conto del valore iniziale dell'infiltrazione f_o, di quello finale, pressocchè costante, f_c e di una costante k dipendente dal tipo di terreno, dalle condizioni di copertura, dall'umidità già esistente nel terreno e dall'intensità di pioggia.

Cioè:

$$f = f_c + (f_o - f_c)\ e^{-kt} \qquad [22]$$

(e = base dei log. naturali)

Equazioni più approssimative sono del tipo:

$$f = K\ t^n \qquad [23]$$

in cui f è la quantità di pioggia infiltrata nel terreno nel tempo t; K e n sono delle costanti dipendenti anch'esse dalle caratteristiche del terreno e delle altre condizioni sopra indicate.

Poichè il valore dell'infiltrazione istantanea decresce con il tempo, l'esponente n della [23] è negativo; esso può variare tra O e 1, più frequentemente si aggira intorno a 0,45÷0,55.

Per situazioni particolari, connesse sopratutto con osservazioni estese a lunghi periodi di tempo, sono state anche proposte espressioni del tipo:

$$f = at + b\ (1 - e^{-kt}) \qquad [23']$$

oppure

$$f = at + ct^{1/2} \qquad [23'']$$

con a, b, c, e k, costanti.

Nella fig. 12 è riportata una tipica curva della velocità di infiltrazione, per pioggia supposta costante nel tempo, determinata con la formula:

$$f = 7{,}968\ \ t^{-0{,}529} \qquad [24]$$

definita sulla base dei dati riferiti a terreni limosi (Moldenhauer e Wischmeier, 1960).

La quantità di pioggia infiltratasi nel terreno nudo e quella defluita per ruscellamento sullo stesso terreno, durante la medesima precipitazione atmosferica, possono essere rilevate dalla seguente tabella nella quale è indicata anche la residua parte di pioggia evaporata (dai dati di Dakshinamurti e Biswas, 1962).

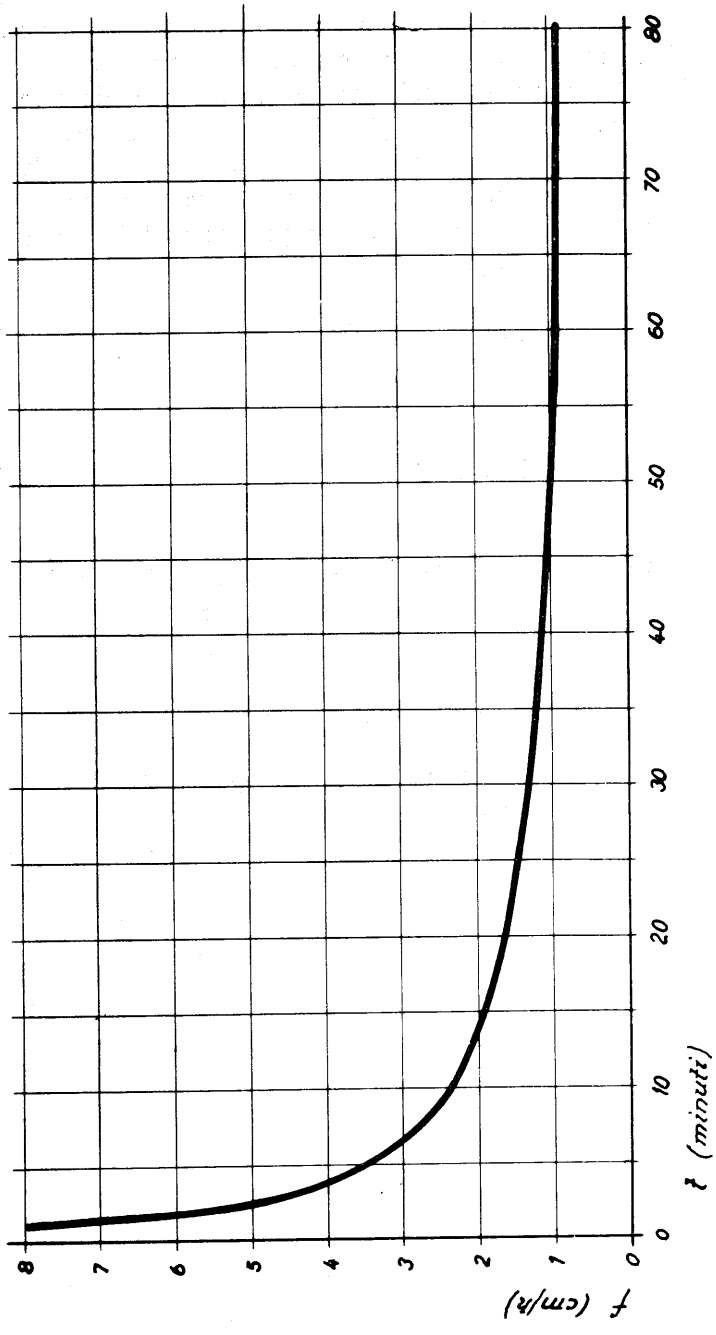

Fig. 12 - Curva di infiltrazione (f), dalla [24].

caratteristiche della pioggia		altezza del ruscellamento superficiale (*)		infiltrazione totale		evaporazione		tempo a cui si riferiscono i rilievi
quantità	intensità							
(mm)	(mm|h)	mm	%	mm	%	mm	%	(giorni)
a) per periodi in cui l'intensità della pioggia è stata < di 18 mm/h								
72,4	2,4÷15,6	20,1	27,77	33,1	45,72	19,2	26,51	8
58,4	3,6÷13,2	13,7	23,46	28,3	48,46	16,4	28,08	13
86,0	1,2÷10,8	20,8	24,17	46,0	53,49	19,2	22,32	4
73,5	6,4÷ 8,4	28,8	39,18	38,1	51,84	6,6	8,98	3
b) per periodi in cui l'intensità della pioggia è stata > di 18 mm/h								
101,4	35,4	65,8	64,89	32,4	31,95	3,2	3,16	1
33,7	20,4	19,2	56,97	11,3	33,53	3,2	9,50	1
27,5	52,8	21,7	78,91	1,7	6,18	4,1	14,91	1

(*) con pendenza del 3%

2.d - *Copertura vegetale*

La copertura vegetale del suolo esercita una notevole influenza:

— sulla *dissipazione* di una parte dell'energia cinetica della pioggia (la parte epigea delle piante rompendo le gocce di pioggia contribuisce a ridurre la velocità di queste),
— sulla *intercettazione* di un'aliquota della pioggia stessa da parte delle foglie,
— sull'aumento del coefficiente di scabrezza del terreno, con conseguente riduzione della velocità di ruscellamento.

Le tre azioni suindicate sono, in effetti, complesse e, tra loro, interdipendenti. Nei riguardi del loro effetto globale, si può affermare, peraltro, che la copertura vegetale concorre, in misura talvolta rilevante, a far realizzare nel suolo, a parità delle altre condizioni, una maggiore infiltrazione di acqua senza aversi, nel contempo, un aumento di erosione per ruscellamento, anzi ottenendosi una sensibile riduzione di questa.

Naturalmente, la misura dell'una o dell'altra azione varia a seconda che la copertura è costituita da sole piante arboree, con o senza « lettiera » vegetale, o da sole piante erbacee, ovvero da ambedue.

Nei boschi la intercettazione della pioggia da parte delle chiome può variare notevolmente in relazione sia alla densità ed alla specie delle piante (soprattutto tra specie sempreverdi e specie a foglia caduca) e sia alla intensità e durata della pioggia. In generale, le chiome riescono a trattenere da 0,5 a 2,5 mm di pioggia prima che si abbia un apprezzabile gocciolamento (Ven Te Chow, 1964). Viene anche ammesso che una pioggia della intensità di 18 mm/h, richiede circa 15 minuti per « saturare » il fogliame. Ciò conferma, del resto, che solo nella prima parte di ciascuna pioggia, l'intercettazione si aggira sul 20-25% della pioggia totale (Trimble e Weitzman, 1959).

Nel complesso tali valori si abbassano con l'aumentare sia della intensità e sia della durata delle piogge.

La presenza della « lettiera » del sottobosco, poi, riduce a valori trascurabili il ruscellamento superficiale: in caso di piogge molto intense fino a circa il 3%, mentre in caso di piogge di normale e modesta intensità, detto ruscellamento può ridursi fino a zero (Kittredge, 1948).

In confronto a questi ultimi valori è bene ricordare che in terreni privi di copertura, il ruscellamento può superare il 60% delle precipitazioni stesse, fino a raggiungere il 100% in particolari condizioni.

Sempre secondo le ricerche di Kittredge (citato anche da Pavari, 1952) gli stessi terreni forestali, senza lettiera, possono avere un ruscellamento da 7 a 70 volte superiore a quello dei boschi «indisturbati» che, come si è visto, danno valori pressocchè nulli. L'aumento a cui si è fatto cenno, peraltro, è più marcato quando, tra l'altro, l'intensità di pioggia supera i 25 mm/h.

Sembra interessante citare, inoltre, che in prove (Dortignac e Love, 1960) di protezione della « lettiera » di pinete è stato misurato, dopo 14 anni dall'inizio della protezione stessa, un aumento di infiltrazione pari a cm/h 2,56, aumento dovuto soprattutto all'accumulo di sostanza organica decomposta sulla superficie del suolo.

La intercettazione da parte delle piante erbacee varia con la specie e con il periodo del ciclo vegetativo di queste.

In linea generale, ammesso che 1 m^2 di terreno destinato a foraggere, da prato permanente, comprenda una superficie totale di foglie pari ad oltre 3 m^2, è stato trovato (Clark, 1937)

che, solo nei primi 30 minuti di pioggia, l'intercettazione può variare dal 17 al 60% della pioggia stessa, quando l'intensità di questa è dell'ordine di $24 \div 26$ mm/h.

Misure fatte su alcune colture (Haynes, 1937) hanno dato i seguenti valori di pioggia intercettata.

		Erba medica	Mais	Soia	Avena
— *pioggia totale mm*		274,6	180,8	158,8	172
— *intercettazione* %	a)	25,8	15,5	14,6	6,9
	b)	21,9	3,4	9,1	3,1

a) durante il pieno sviluppo vegetativo;
b) durante il periodo di sviluppo vegetativo attenuato.

L'influenza dell'ordinamento colturale sul ruscellamento superficiale (a) e sulla erosione (b) può essere desunta da prove effettuate nel periodo 1932-42 su parcelle aventi una pendenza del 9% ed una lunghezza di 22 metri (Browhing, 1948)

	(a) mm	(b) T/Ha
— rotazione: mais	101	40,7
avena	76	22,6
trifoglio	25	11,3
— erba medica pluriennale	15	2,2
— pascolo	7,6	0,7

Infine, anche per le piante erbacee, numerosi ricercatori sono concordi nell'affermare l'aumento, spesso notevole, della infiltrazione e la riduzione, a valori trascurabili o nulli (nel caso di prati e pascoli molto densi e con erba mantenuta piuttosto alta), dell'erosione per ruscellamento.

2.e - *Bilancio idrologico*

Riepilogando, si può semplificare (con Réméniéras, 1965) il *bilancio idrologico* di una data pioggia (P) ad un qualsiasi istante (t) della sua caduta, nel modo seguente:

$$P_t = l + E_v + (F + a_s) + h \qquad [25]$$

in cui:

— l è la parte di pioggia trattenuta dalla copertura vegetale per intercettazione (in totale, variabile intorno a valori compresi tra 5 e 65 mm); la quasi totalità di essa è destinata a ritornare nell'atmosfera per evaporazione al termine e talvolta durante la pioggia stessa;

— E_v è la quantità di acqua di pioggia evaporata dal suolo o dai piccoli specchi d'acqua dopo l'evento pluviometrico;

— F è la quantità assorbita dal terreno per infiltrazione, che può raggiungere valori molto elevati all'inizio della pioggia su terreno permeabile asciutto; essa è destinata a:
  — saturare la capacità idrica del terreno,
  — defluire sulla suola dell'aratro, o, comunque, orizzontalmente nello strato superficiale attivo,
  — alimentare le falde sotterranee;

— a_s è la quantità di acqua accumulatasi nelle depressioni superficiali del terreno non facenti parte della rete di scolo;

— h, infine, è l'altezza del deflusso che scorre per gravità sulla superficie del suolo che alimenta il ruscellamento.

Il valore dei singoli elementi del predetto bilancio, come si è visto, variano principalmente in funzione:

— del tempo trascorso dall'inizio dell'evento pluviometrico a cui si riferiscono,

— dalle caratteristiche morfologiche del suolo,

— dalle caratteristiche fisico-chimiche e strutturali del terreno,

— dalla destinazione colturale e dalle opere di difesa esistenti.

Una sintesi globale di detto bilancio si può avere, con sufficiente approssimazione, anche se in maniera non proprio completa, data l'estrema difficoltà che una rappresentazione del genere comporta, dal diagramma schematico riportato nella fig. 13 (Linsley, 1942) nel quale, per semplicità, è supposta una pioggia di intensità costante.

3. - POSSIBILITA' DI DETERMINAZIONE INDIRETTA DELLA MISURA DELLE PERDITE DI SUOLO

L'analisi di singoli fattori dell'erosione, com'è ovvio, costituisce solo uno studio di base, indispensabile, per la migliore

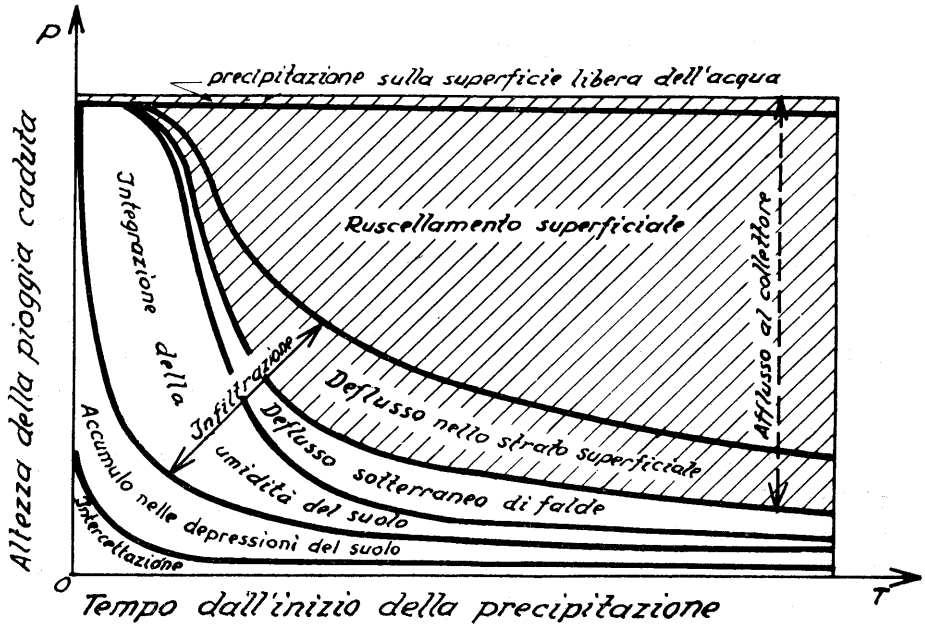

Fig. 13 - Diagramma schematico della ripartizione delle acque meteoriche durante una precipitazione d'intensità costante (Linsley, 1942).

conoscenza del processo stesso. Essa, tuttavia, non offre una apprezzabile valutazione quantitativa globale, data la generale complessità del processo e la estrema variabilità ed interferenza reciproca dei singoli fattori.

Tale conoscenza però consente di impostare tentativi di correlazione multipla capaci di offrire, sia pure in via approssimativa, la possibilità di conoscere preventivamente la misura dell'erosione per ogni singolo ambiente per il quale sono noti alcuni parametri fondamentali.

Trascurando di citare i risultati dei primi sforzi (Browning, 1947, e numerosi altri), peraltro riportati su alcuni manuali e basati su elementi scarsamente validi su aree diverse da quelle a cui ci riferiscono le prove, sembra che una prima relazione empirica di una certa attendibilità (basata sull'analisi di 40.000 eventi pluviometrici in numerosi Stati degli USA) e che vuol rappresentare una sintesi dei principali fattori fin qui esaminati sia stata la seguente (Musgrave, 1947):

$$S_t = 9{,}39\ S_e\ R_c\ i^{1{,}30}\ L^{0{,}35}\ P_{30}{}^{1{,}75} \qquad [26]$$

in cui,
S_t = perdite di suolo (in T/Ha),
S_e = erodibilità del suolo, in cm,
R_c = fattore di copertura (coefficiente empirico),
i = pendenza in %,
L = lunghezza del pendio, in m,
P_{30} = massima quantità di pioggia, in mm, caduta in 30 minuti, con frequenza biennale.

Successivamente, i risultati di un'analisi di regressione sui dati di oltre 10.000 parcelle-anno, hanno messo meglio in luce l'importanza della capacità erodente del fattore pioggia ed hanno consentito più esatte valutazioni degli altri fattori dell'equazione di Musgrave (*Agricultural Research Service dell'U.S. Dep. of Agriculture,* in cooperazione con l'Università di Purdue, Wischmeier e Smith, 1960, 1961 e 1962).

La nuova equazione che ne è derivata, detta « universale » è, espressa simbolicamente, la seguente:

$$S_t = R_p\ K\ L\ i'\ R_c\ W \qquad [27]$$

in cui:
R_p, K, L, i', R_c W, sono funzioni che verranno discusse in seguito e precisamente:
S_t = media annuale delle perdite di suolo in T/Ha,
R_p = funzione delle caratteristiche delle precipitazioni della località,
K = funzione delle proprietà del suolo,
L = funzione della lunghezza del pendio,
i' = funzione della pendenza,
R_c = funzione della copertura vegetale, della rotazione, produttività, arature ed altre operazioni colturali, nonchè della distribuzione durante l'anno delle piogge intense in relazione allo stadio vegetativo delle colture;
W = fattore di correzione nel caso vi siano opere di difesa o di conservazione del suolo (terrazzamenti, ecc.).

La misura e la verifica della funzione di questi fattori deve essere ricercata località per località.

3.a - *Fattore pioggia* (*Rp*)

E 'stato accertato (Wischmeier, 1959) che la migliore rappresentazione della erosività di una data pioggia, su terreno nudo, non protetto e non coltivato, sarebbe data dal prodotto della sua energia cinetica (in joules per mm di pioggia su 1 m^2) per la sua massima intensità (in mm/h) in 30 minuti.

Il suindicato prodotto viene assunto, in sostanza, come il parametro più idoneo a rappresentare la capacità erosiva della pioggia, sia nei riguardi dell'azione di disgregazione da parte delle gocce, dovuta all'energia cinetica, e sia nei confronti della capacità di trasporto del materiale smosso dovuta alla massima intensità.

Se anzichè riferirsi all'unità joule/mm per m^2 si adotta come valore unitario il Kgm/mm per Ha (v. fig. 6) (15), diviso per 100.000 (16), si ottiene, per ciascuna pioggia, un indice detto *indice di erosione EI* (17).

La somma dei prodotti così ottenuti, per le piogge cadute durante l'anno (18), in quella località, rappresenta il valore del *fattore pioggia* « R_p » o *indice di erosione* totale, ossia:

$$\frac{\Sigma\ EI}{100.000} = R_p \qquad [28]$$

---

(15) Per semplicità di calcolo si può anche adottare la Tm/mm per Ha, in questo caso l'indice *EI* è 1/100 del prodotto energia x massima intensità in 30 minuti.

(16) La divisione è fatta unicamente per esprimere i risultati in misure piccole, più facilmente comparabili, nella relazione [27] con quelli trovati dagli AA. citati che si riferiscono, rispettivamente, a foot-tons/acre-inch/100 e inches/h.

(17) Dalla curva riportata nella fig. 6 si può rilevare, per es., che una pioggia di intensità di 20 mm/h produce energia cinetica pari a Kgm/mm per Ha 23.711, posto che la massima intensità in 30 minuti sia di 12 mm/h, il valore di *EI* sarebbe:

$$\frac{23.711 \times 12}{100.000} = 2{,}845$$

(18) Escluse quelle inferiori ai 13 mm.

3.b - *Fattore erodibilità del suolo* (*K*)

Questo fattore (*K*) si riferisce alla perdita di suolo (in T/Ha), per ciascuna unità del fattore pioggia (*R*) dovuta alle caratteristiche del suolo stesso quando gli altri parametri sono costanti. In modo specifico, frequentemente esso fa riferimento a caratteristiche di base determinate da una pendenza del 9% e da una lunghezza delle parcelle di m 22,13 (19).

Negli USA questo valore è stato trovato variabile, approssimativamente, tra circa 1,1 per terreni ad alto contenuto di limo e strutturalmente instabili, e circa 0,20 per terreni con elevato contenuto di sabbia e vicini ad una permanente stabilità strutturale.

Per terreni di medio impasto si aggira intorno a 0,55.

3.c - *Fattore pendenza* (*i'*) *e lunghezza* (*L*) *del pendio*

Più genericamente viene anche chiamato fattore topografico. Il suo valore dovrebbe seguire le variazioni delle perdite di suolo con il variare della pendenza e della lunghezza a cui la pendenza stessa si riferisce, senza tener conto della variazione degli altri fattori.

Al fattore *i'* ed al fattore *L* sono stati attribuiti i seguenti valori (Smith e Whitt, 1948):

per	pendenza	dell'1%,	fattore	*i'*	0,4
»	»	2%	»	»	0,7
»	»	3%	»	»	1,0
»	»	4%	»	»	1,4
»	»	5%	»	»	1,8
»	»	6%	»	»	2,3
»	»	7%	»	»	2,8
»	»	8%	»	»	3,4
»	»	9%	»	»	3,9
»	»	10%	»	»	4,5
»	»	11%	»	»	5,1
»	»	12%	»	»	5,7
»	»	15%	»	»	7,7
»	»	20%	»	»	11,5

(19) Valori arbitrari scelti dai ricercatori.

mentre, al fattore L i seguenti:

per	m	22,12,	fattore	L	= 0,9
»	»	27,43	»	»	1,0
»	»	30,48	»	»	1,1
»	»	60,96	»	»	1,6
»	»	91,44	»	»	2,1
»	»	121,92	»	»	2,5
»	»	152,40	»	»	2,8
»	»	182,88	»	»	3,1
»	»	213,36	»	»	3,4
»	»	243,84	»	»	3,7
»	»	274,32	»	»	4,0
»	»	304,80	»	»	4,2

Altri, invece, per l'attribuzione del valore al fattore $i'L$ hanno ritenuto combinare in diverso modo i parametri elementari di i e di L riferendoli ai valori base di $i = 9\%$ e di $L = 22{,}1$ (20); ne sono state desunte delle curve che si riportano nella fig. 14.

Poichè nelle condizioni morfologiche naturali del suolo il parametro L può dare luogo a diverse valutazioni, viene precisato che, agli effetti della misura della erosione, la lunghezza del pendio rappresenta la distanza dal punto di origine del deflusso superficiale al punto in cui la pendenza diminuisce in misura tale da dare luogo ad un inizio di deposito del materiale trasportato, ovvero, al punto in cui il ruscellamento stesso affluisce in una ben definita rete di scolo.

In ogni modo sembra dover rilevare che il predetto fattore $i'L$, desumibile dalle curve della fig. 14, è da considerare vagamente indicativo, dato che, tra l'altro, come si è avuto modo di accennare, le caratteristiche idrologiche del terreno e la copertura di questo, interferiscono in misura tutt'altro che trascurabile sulla correlazione $i'L$ e perdita di terreno e ciò a parte

(20) La relazione è risultata essere la seguente, per L lunghezza del pendio, in metri e i, pendenza, in %

$$i'L = \frac{0{,}52 + 0{,}36\ i + 0{,}052\ i^2}{2{,}036} \sqrt{\frac{L}{324{,}8}}$$

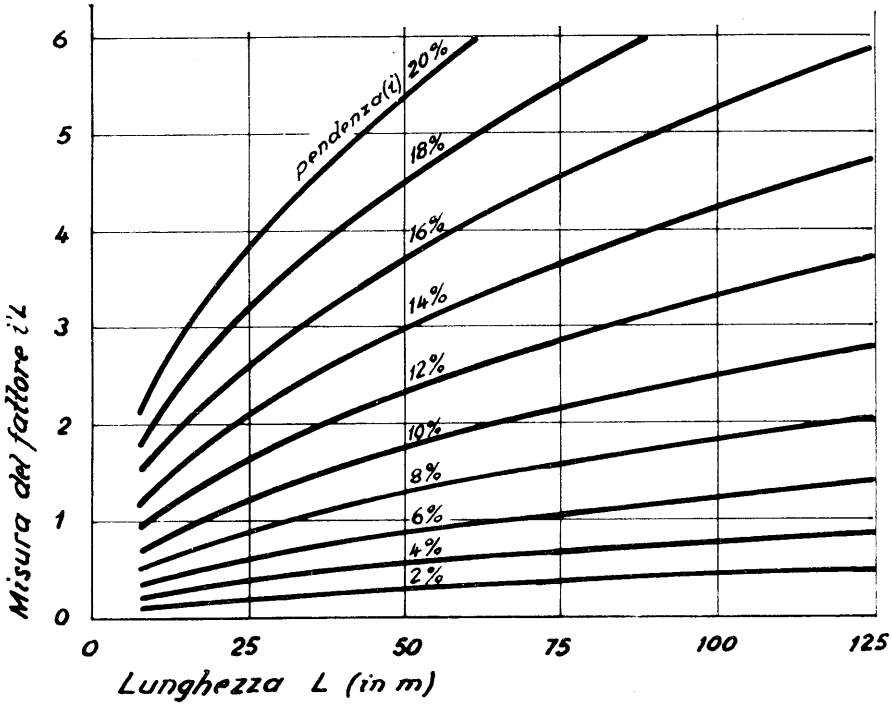

Fig. 14 - Variazione del fattore ($i'L$) con il variare di (i) e di (L).

la correzione che ne deriva dai fattori K e C prevista nella formula [27].

3.d - *Fattore colturale* (R_c)

Rappresenta la parte di perdita di terreno che si verifica da campi coltivati con determinate tecniche, in rapporto alle perdite che si possono avere dallo stesso tipo di terreno destinato a maggese lavorato ed aventi gli stessi valori di pendenza i e L.

Trattasi di un parametro molto importante giacchè, per una data località, mette in correlazione l'andamento dello stadio vegetativo delle colture in essa praticate, ossia il grado di copertura vegetale del suolo, con gli andamenti pluviometrici dell'anno. Per la sua determinazione, si usa suddividere l'annata agraria in cicli colturali e questi a loro volta distinti, quindi, in un certo numero di periodi consecutivi riferiti a fasi opera-

tive (per esempio: il primo potrebbe comprendere l'intervallo tra la preparazione del terreno per la semina ed un mese dopo la semina stessa) o vegetative. Per ciascuna di dette fasi, infatti, è stata misurata la perdita di suolo in rapporto a quella avutasi, nello stesso periodo e nello stesso ambiente come avanti detto, nel maggese lavorato.

Il fattore R_c sarà pertanto costituito dalla somma di tanti fattori parziali, quanti sono i periodi in cui l'annata agraria, e le colture, sono stati suddivise. Cioè:

$$R_c = \frac{Cw + Cm + Ce_1 + Ce_2}{T_n} \quad (21) \qquad [30]$$

A puro titolo indicativo si riporta, nella tabella seguente, un esempio di determinazione del fattore R_c, la cui procedura usata dagli AA., peraltro, non appare del tutto chiara.

3.e - *Fattore sistemazione terreni* (*W*)

Indica la parte di perdita di terreno che si ha su campi sistemati, o coltivati con particolari pratiche di conservazione, rispetto a quelle che si otterrebbero con metodi di coltivazione lungo le linee di massima pendenza.

Nel caso di lavorazioni a girappoggio sono stati attribuiti al fattore *w* i seguenti valori, in relazione sia alla pendenza che alla lunghezza del pendio stesso (Smith e Whitt, 1948)

pendenza (*i*)	lunghezza (*L*) in metri	*W*
1	152,40	0,74
2	121,92	0,60
3	91,44	0,54

(21) *Rc* = media annua del fattore; *Cw*, *Cm*, Ce_1, Ce_2... = fattori parziali relativi a ciascuna coltura; *Tn* = numero di anni a cui si riferisce la rotazione. Per esempio: grano, in complesso, 0,086, prato 0,016, granturco 0,22, granturco 2° anno 0,285, quindi la media dei quattro anni sarà:

$$Rc = \frac{0{,}086 + 0{,}016 + 0{,}22 + 0{,}285}{4} = 0{,}152$$

Esempio di determinazione del fattore colturale Rc (22)

Colture od operazioni colturali	Quoziente delle perdite di terreno (I)	Data di inizio di ciascuna fase	% dell'indice annuale di erosione: dal 1° gennaio alla data indicata nella colonna 3 (II)	% dell'indice annuale di erosione: per ciascuna fase (III)	Valore % del fattore « Rc » (IV)
1	2	3	4	5	6
	—	1. agosto	66	—	—
— Prato	0,006	1. marzo	15	49	
— Prato	0,006	1. marzo	15	100	9
I Coltura di mais					
— maggese nudo	0,15	1. aprile	24	9	
— primi 30 giorni dopo la semina	0,32	1. maggio	35	11	
— da 30 a 60 giorni dopo la semina	0,30	1. giugno	46	11	
— da 60 giorni dopo la semina alla raccolta .	0,19	1. ottobre	81	35	
— dalla raccolta ai lavori per la preparazione della semina success.	0,30	1. marzo	15	35	25
II Coltura di mais					
— maggese nudo	0,42	1. aprile	24	9	
— primi 30 giorni dopo la semina	0,57	1. maggio	35	11	
— da 30 a 60 giorni dopo la semina	0,49	1. giugno	46	11	
— da 60 giorni dopo la semina alla raccolta .	0,28	1. ottobre	81	35	25,2
Avena					
— primi 30 giorni dopo la semina	0,58	1. novembre	87	6	
— da 30 giorni dopo la semina al 1. aprile . .	0,35	1. aprile	24	37	
— dal 1. aprile alla raccolta	0,15	1. giugno	46	22	19,7
— dalla racolta fino a 60 giorni dopo	0,03	1. agosto	66	20	0,6
TOTALI		4 anni	—	400	71,4
MEDIA ANNUA				100	17,9

(I) Ottenuto dal rapporto probabile tra le perdite di terreno dalla superficie coltivata e la corrispondente perdita dal maggese nudo lavorato su terreno di analoghe caratteristiche fisiche, strutturali e morfologiche e soggetto ad analoghe piogge.

(II) Questo valore è desunto dall'indice di erosione cumulativo nell'anno.

(III) Calcolato dal valore riportato nella col. 4.

(IV) Calcolato moltiplicando la colonna 2 per la colonna 5 rigo per rigo e totalizzando il prodotto parziale.

(22) Da « Soil loss estimation in the Southeast », sessione di studi ARS-SCS, Athens, Georgia, 1960.

4	91,44	0,52
5-6	76,20	0,50
7	76,20	0,50
8	60,96	0,52
9	60,96	0,55
10	60,96	0,58
12	60,96	0,64
16	60,96	0,80
20	60,96	0,90
25	60,96	1,00

Successivamente, nell'apposita sessione di studio tenutà a Lafayette (USA) nel 1956, così come risulta da numerose pubblicazioni, furono stabiliti i seguenti valori, aggiungendo anche quelli relativi alla coltivazione a striscie lungo le curve di livello

Pendenza %	VALORI DEL FATTORE W	
	per lavorazioni effettuate seguendo le curve di livello	per colture a striscie, anch'esse lungo le curve di livello
1,1 ÷ 2,0	0,60	0,30
2,1 ÷ 7,0	0,50	0,25
7,1 ÷ 12,0	0,60	0,30
12,1 ÷ 18,0	0,80	0,40
18,1 ÷ 24,0	0,90	0,45

4. - CONCLUSIONI

In base all'attuale stato delle conoscenze è possibile disporre di relazioni analitiche sufficientemente valide per quasi tutti i principali fattori che determinano l'erosione idrica superficiale.

Tali relazioni, tuttavia, comprendono quasi sempre dei parametri empirici il cui valore, peraltro, influenza in misura solitamente notevole il risultato finale.

Pertanto la validità quantitativa di dette relazioni è spesso legata alle condizioni particolari a cui gli studi e le ricerche si riferiscono (quasi sempre territori degli USA), data appunto, la estesa variabilità dei fattori stessi.

Ne discende quindi la necessità di procedere ad una più

estesa ricerca ed a più specifiche indagini attraverso le quali sia possibile determinare il valore dei singoli parametri per aree omogenee.

Nel campo metodologico delle ricerche, di particolare importanza appare la necessità di ottenere più precise conoscenze sulla misura del ruscellamento parcellare sotto le varie condizioni, di pendenza, di copertura vegetale, di struttura del terreno, e così via, in cui queste si possono trovare.

Lo sviluppo ed il perfezionamento dei simulatori di pioggia, avvenuto in questi ultimi anni, consente ormai di controllare, con sufficiente approssimazione, le caratteristiche della pioggia stessa e riportandole, più o meno fedelmente, a quelle dell'evento naturale, dà modo ai ricercatori di studiare gli effetti sulla erosione.

Occorre però intensificare, se non addirittura avviare, gli sforzi per una migliore conoscenza del valore e della misura delle interazioni tra la pioggia e gli altri fattori.

Ferma restando le necessità avanti accennate, non appare superfluo esaminare, con il maggior numero possibile di casi concreti, i limiti di applicabilità della formula « universale » ai comprensori italiani.

RIASSUNTO

Posto l'accento sulle dimensioni che il problema dell'erosione presenta in gran parte del mondo, viene richiamata la necessità di una estesa conoscenza:

a) della erosione, intesa come principale causa di produzione e di distribuzione di sedimenti;

b) della sedimentazione negli invasi, piccoli e grandi;

c) del trasporto del materiale eroso nei corsi d'acqua e nei canali.

Con questo primo contributo, l'A. ha inteso fornire un quadro riassuntivo dei principali elementi che possono concorrere ad una migliore valutazione della erosione idrica superficiale.

A tale riguardo vengono richiamati i più significativi risultati finora conseguiti dalla ricerca scientifica in ordine ai fattori fisici della erosione idrica.

Viene poi offerta un'analisi di tali principali fattori e cioè:

— *la pioggia,* per quanto riguarda: la sua azione meccanica di disgregazione conseguente alla forza d'imbatto delle gocce sul terreno, nonchè dell'azione di trasporto e di ulteriore trascinamento delle particelle di terreno in conseguenza della forza erosiva del ruscellamento superficiale;

— *la pendenza* del suolo, nei riguardi della sua influenza sulla velocità del deflusso superficiale, in funzione anche della lunghezza del pendio;

— *le caratteristiche del terreno* ed il loro comportamento sia verso l'azione di schizzamento da parte della pioggia e sia nei riguardi della sua attitudine e lasciarsi trasportare dall'acqua di ruscellamento;

— *la copertura vegetale* e la sua azione di intercettazione della parte iniziale di una pioggia di nota intensità, nonchè della sua capacità di ridurre la velocità terminale della pioggia

stessa e di conseguenza di dissipare una parte della energia cinetica della pioggia medesima.

Infine, viene esaminata la possibilità di una determinazione indiretta della misura delle perdite di suolo, alla luce di alcune correlazioni multiple trovate da alcuni ricercatori. A questo riguardo viene rimarcata l'opinione che una estesa applicazione delle relazioni analitiche esistenti richiede una preventiva verifica delle relazioni stesse con i dati di ciascun microambiente, dati ritenuti ancora scarsi e comunque inadeguati all'importanza del grave problema dell'erosione.

SUMMARY

Stress is laid on the dimensions the soil erosion problem presents in the most part of the world and attention is called upon the necessity of a wide knowledge of the following points:

a) *erosion* considered as the main cause of production and distribution of sediments;

b) *sedimentation* in small and big water reservoirs;

c) *transportation* of scored material in watercourses and canals.

By means of this first contribution, the Author intended to give a summarizing picture of the chief elements which may concur to a better evaluation of soil erosion by rainfall.

To such a purpose, the most significant results so far obtained by the scientific research as to physical factors of soil erosion are given.

An analysis of such factors is also presented, that's:

— *rainfall* as to its mechanical disgregating action due to the impact forces exercised by drops on soil as well as the transportation and further dragging of soil due to the scoring forces of surface waters;

— *land declivity* as to its influence on the surface effluent velocity, in view of the length and steepness of slope.

— *soil characteristics* and their behaviour either toward the rain splashing or its attitude of being carried by surface waters;

— *vegetative cover* and its intercepting action of the initial part of a rain having a known intensity as well as its capacity of reducing the rain terminal velocity and dissipating part of its kinetic energy.

The possibility of indirectly determining the amount of soil losses, in view of some multiple correlations found by some researchers, is examined.

To such a purpose, stress is laid on the opinion that a wide application of existing analytical relations requires a preventive control of them utilizing the data of each micro-environment. However such data are still insufficient and inadequate if compared with the importance of soil erosion.

BIBLIOGRAFIA

1 - AUTORI VARI, 1952. *Atti del convegno sulla difesa del suolo.* Milano, 16-19 aprile 1952. Suppl. a « La ricerca scientifica », Anno 22°, n. 4, pagg. 316.

2 - BROWING G. M., 1947. *A method for estimating soil management requirements.* Iowa Agr. Exp. Sta. J. paper J 1488 (unpublisched).

3 - BUBENZER G. D., MEYER L. D. e MONKE E. J., 1966. *Effect of particle roughness on soil erosion by surface runoff.* Trans. ASAE, Vol. 9, n. 4, pagg. 562÷564

4 - BARNETT A. P., ROGERS S. J., HOLLADAY J. N., DOOLEY A. E., 1965. *Soil erodibility factors for selected soil in Georgia and South Carolina.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 3, pagg. 393÷395.

5 - CHENG-LUNG CHEN e VAUGHEN E. HANSEN, 1966. *Theory and characteristics of overland flow.* Trans. ASAE, Vol. 9, n. 1, pagg. 20÷26.

6 - CONTI L., 1930, 31 e 32. *Il trasporto solido nei corsi d'acqua.* Annali dei lavori Pubblici.

7 - DE MARCHI G., 1948. *Nozioni di idraulica con particolare riguardo ai problemi delle bonifiche e delle irrigazioni.* Ediz. Agricole, Bologna, pagg. 264.

8 - DOTY C. W. e CARTER C. E., 1965. *Rates and particls-size distributions of soil erosion from unit source areas.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 3, pagg. 309÷311.

9 - DORTIGNAC E. J. e LOVE L. D., 1960. *Relation of plant cover to infiltration and erosion in Ponderosa pine forest of Colorato.* Trans. ASAE, Vol. 3, n. 1, pagg. 58÷61.

10 - DU BOYS P., 1879. *Etudes du régime du Rhône et l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable.* Ann. Ponts et Chausseés, ser. 5, Vol. 18, pagg. 141÷195.

11 - EKERN P. C., 1953. *Problems of raindrop impact erosion.* Agr. Eng. Vol. 34, pagg. 23÷25.

12 - ELLISON W. D., 1944. *Studies of raindrop erosion.* Agr. Eng. Vol., 25, n. 4, pagg. 131÷136, 181÷182.

13 - ELLISON W. D., 1947. *Soil erosion studies.* Agr. Eng., Vol. 28, pagg. 145÷146, 197÷201, 245÷248, 297÷300, 349÷351, 402÷405, 442÷444.

14 - ENCICLOPEDIA AGRARIA ITALIANA, 1952-1965, REDA, Roma, varie voci dei primi 5 volumi.

15 - FAO, 1965. *Soil erosion by water. Some measures for its control on coltivated lands.* FAO, Roma, Agricultural Development paper, n. 81, pagg. 284.

16 - GHERARDELLI L., 1955. *Aspetti idrologici e idraulici dei problemi della bonifica.* A.N.B. Supp., n. 6 de « La bonifica integrale », pagg. 46.

17 - GIUDICI P., 1954. *Influenza della copertura vegetale sui deflussi liquidi.* Ist. Sperim. Studio e Difesa del suolo, Firenze.

18 - GREEN R. L., 1952. *Evaluation of air resistance to freely falling drops of water.* Agr. Eng., Vol. 33, pag. 28.

19 - GREEN R. L., 1952. *A Photographic technique for measuring the sizes and velocities of water drops from irrigation spinklers.* Agr. Eng., Vol. 33, pagg. 563÷588.

20 - GUNN R. e KINZER C. D., 1949. *The terminal velocity of fall water droplets in stagnant air.* I. Meteorol, Vol. 6, n. 4, pagg. 243÷248.

21 - HORTON R., 1939. *Analisis of runoff-plot experiments with varying infiltration capacity.* Trans. Am. Geophys. Union, n. 20, pagg. 693÷711

22 - HORVÁTH e ERÖDI B., 1962. *Determination of natural slope category limits by function identity of erosion intensity.* Ass. Int. d'hydr. Symposium of Bari, pagg. 131÷143.

23 - INDRI E., 1941. *Il problema del trasporto solido e i risultati di recenti ricerche.* « L'Energia elettrica », 1941.

24 - KAZO B. e KLIMES-SZMIK A., 1962. *A Method of artificial sprinkling for the investigation of the processes of erosion.* Ass. Int. d'Ydrologie Scientifique - pubb. n. 59 - Colloque de Bari pagg. 52÷61.

25 - KENNETH M. K., 1966. *Hydraulic predictions of downstream flood.* Trans. ASAE, Vol. 9, n. 3 - pagg. 347÷351.

26 - KITTREDGE J., 1948. *Forest influences.* Mc Graw-Hill Book Company-New York.

27 - KRUGER W. E. e BASSET D. L., 1965. *Unstead flow of water over a porous bed having constant infiltration.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 1, pagg. 60÷62.

28 - LAW J. O., 1941. *Measurements of the fall-velocity of water-drops and raindrops.* Trans. Amer. Geophys Union, n. 23 (3) pagg. 709÷721.

29 - LAW J. O. e PARSON D. A., 1943. *The relation of raindrop size to intensity.* Trans. Amer. Geophys. Union., n. 24(2), pagg. 452÷460.

30 - LIGON T. J. e JHONSON H. P., 1960. *Infiltration capacities of fayette silt loam from analysis of hydrologic data.* Trans. ASAE, Vol. 3, n. 1, pagg. 36÷37.

31 - LYLE W. M. e SMERDON E. T., 1965. *Relation of compaction and other soil proprietes to erosion resistance of soil.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 3, pagg. 419÷422.

32 - MEYER L. D., 1965. *Simulation of rainfall for soil erosion research.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 1, pagg. 63÷65.

33 - MEYER L. D., 1965. *Problems of raindrop impact erosion.* Agr. Eng., Vol. 34, pagg. 23÷25.

34 - MEYER L. D. e MONKE E. J., 1965. *Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow.* Trans ASAE, Vol. 8, n. 4, pagg. 572÷577 e 580.

35 - MUSGRAVE G. W., 1947. *The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation.* J. Soil Water Conserv., n. 2, pagg. 133÷138.

36 - OSBORNE BEN, 1954. *Soil splash by raindrop impact on bare soil.* J. Soil and water cons., n. 9, pagg. 33÷38, 43÷49.

37 - PALMER R. S., 1965. *Waterdrop impact forces.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 1, pagg. 69÷70 e 72.

38 - PANTANELLI E., 1953. *Agronomia generale.* Edizioni Agricole, Bologna, 3. ed. pagg. 363.

39 - PASSERINI G., 1948. *La difesa del suolo.* Estr. dagli Annali della Facoltà di Agraria dell'Università di Pisa, n. s., Vol. VIII, pagg. 200÷218.

40 - PASSERINI G., 1950. *Le basi scientifiche della difesa del suolo italiano.* Estr. da «Monti e boschi», n. 10-11, pagg. 9.

41 - QUANTIN P. e COMBEAU A., 1962. *Erosion et stabilité structurale du sol.* Ass. Int. d'Ydrologie Scientifique - pubbl. n. 59 - Colloque de Bari.

42 - REMENIERAS G., 1965. *L'Hydrologie de l'ingénieur.* Eyrolles, Paris 2. ediz., pagg. 456.

43 - RHOADES E. D. - COX M. B., *Water intake and runoff rates of two small watersheds in relation to cropping treatment.*

44 - ROGERS J. S., BARNETT A. P. e CARLISLE COBB JR., 1964. *An evaluation of factors affecting runoff and soil loss from simulated rainfall.* Trans. of the ASAE, pagg. 457÷459.

45 - SCHWAB G. O., FREVERT R. K., BARNES K. K., e EDMINSTER T. W., 1964. *Elementary soil and water engineering.* Wiley and Sons, New York, pagg. 253.

46 - SEGINER I., 1965. *Tangential velocity of sprinkler drops.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 1, pagg. 90÷93.

47 - SMERDON E. e CLASS L. J., 1965. *Surface irrigation water-di stribution effiency related to soil infiltration.* Trans. ASAE, Vol. 8, n. 1, pagg. 76÷78, 82.

48 - SMITH D. D. e WHITT D. M., 1948. *Evaluating soil losses from field areas.* Agr. Eng., Vol. 29, pagg. 394÷396.

49 - VEN TE CHOW, 1964. *Handbook of applied hydrology.* Mc Graw - Hill Company - New York - pagg. 1418.

50 - VISENTINI M., 1935. *Ricerche sperimentali sulle torbide portate in sospensione dal fiume Po.* Annali dei lavori Pubblici, fasc. 8, 1935.

51 - WHELAND D. E., 1966. *Hydrologic influences of forest land.* Trans. ASAE, Vol. 9, n. 2, pagg. 258÷260.

52 - WISCHMEIER W. H., 1959. *A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation.* Proc. Soil Sci. Soc. Amer., n. 23, pagg. 248÷249.

53 - WISCHMEIER W. H., 1960. *Cropping managemen factor evaluation for a universal soil loss equation.* Proc. Soil Sci. Amer., n. 24, pagg. 322÷326.

54 - WISCHMEIER W. H., 1962. *Storms and soil conservation.* Journal of soil and water conservation - Iowa - Vol. 17, n. 2 pagg. 55÷58.

55 - WISCHMEIER W. H., SMITH D. D., 1958. *Rainfall energy and its a tool in soil and water management planning.* Ass. Int. d'ydrologique, Simp. Bari - pagg. 148÷159.

56 - WISCHMEIER W. H., e SMITH D. D., 1962. *Soil loss estimation as relation ship to soil loss.* Trans Amer. Geophys. Union., n. 39, pagg. 285÷291.

57 - WOODBURN R., 1948. *The effect of structural condition on soil detachment by raindrop action,* Agr. Eng. Vol. 29, pagg. 154÷156.