STUDI EROSI DAN CIRI HIDROLIKA ALIRAN DIPERMUKAAN LAHAN
(Erosion Study and Hydroulic Flow on Land Surface)

Ir. Siswanto, MT.*) Dan Prof. Dr. Ir. Nadjadji Anwar, M.Sc.**)

ABSTRACT

The purposed of the study is to identify of characteristics hydraulic flow and erosion as real picture on incipient motion of sediment transport. The study is conducted in types of soil namely Alfisol and Entisol. They have a wide range utilization and a high erosion susceptibility. Simulation has been conducted by dropping eight different rain height to undisturbed soil block samples with 2.500 square cm, width and 10 cm thickness and with 9 % and 17 % land slopes.

The results shows that surface run off not play in detachment of soil particle if equal with rain pellet and dispersion of water, but its transport sediment. Surface run off on plot standard in two kind of soil (Alfisol and Entisol) is laminar sub critics with Reynold number 140,2 and 136,2; Froude Number 0,940 and 0,980; drag force 9,02 and 4,44 Nm^{-2}. Whereas 17% slope is super critics with Reynolrd Number 206,2 and 78,1; Froude number 1,219 and 1,286 and drag force 14,79 and 9,76 Nm^{-2}.

Key Words: Erosion, hydraulic characteristic, sediment transport.

Latar Belakang

Erosi merupakan proses perataan permukaan bumi bagian luar yang melibatkan tiga kejadian yaitu degradasi, transportasi dan sedimentasi. Degradasi atau pelepasan partikel penyusun tanah oleh agen penghancur dari luar.

Di daerah beriklim kering agen pengahancur biasanya didominasi oleh angin dan erosinya disebut erosi angin. Sedangkan di daerah beriklim basah agen pengancur umumnya oleh pukulan air hujan dan disebut erosi hujan serta kemampuan dari hujan menyebabkan erosi disebut erosivitas hujan (R). Hujan yang jatuh mempunyai energi kinetik hujan yang besarnya dipengaruhi oleh intensitas hujan, tinggi hujan, durasi, kecepatan jatuh terminal, diameter butir dan ketinggian jatuh. Besarnya erosivitas hujan dihitung berdasarkan tinggi hujan harian dengan rumus Bols (1978 dalam Utomo 1994)

$$R_h = 2{,}34.H_h^{1{,}98}$$

Dimana:

R_h = Indeks erosivitas harian (J cm m^{-2} jam^{-1})

H_h = Tinggi hujan harian maksimum (cm)

Energi hujan merupakan tenaga penggerak (driving force) proses terjadinya erosi air. Pukulan butir hujan tunggal pada agregat tanah permukaan menyebabkan terjadinya perpindahan momentum dari massa hujan ke massa agregat. Adanya perpindahan momentum ini berakibat keseimbangan agregat menjadi berubah. Apabila gaya tahan agregat tersebut lebih kecil dari pada momentum yang dipindahkan maka agregat tersebut akan pecah menjadi individu partikel penyusunnya (Morgan, 1995).

Kenyataan di alam bahwa kejadian hujan bukan merupakan kejadian hujan tunggal, melainkan kejadian yang komplek. Adanya variasi sifat-sifat hujan menyebabkan besarnya erosivitas hujan berbeda-beda pula, yang berakibat pada besarnya kemampuan menghancurkan agregat tanah dan pelepasan pertikel penyusun agregat.

Bilamana intensitas hujan lebih kecil dari kapasitas infiltrasi tanah maka semua air hujan akan masuk kedalam tanah, sebaliknya bila intensitas hujan lebih tinggi dibandingkan kapasitas infiltrasi tanah maka sebagai air hujan akan mengalir dipermukaan lahan sebagai aliran limpasan permukaan (Surface run off atau SRO) yang membawa beban sedimen.

---

*) Staf Pengajar Progdi Ilmu Tanah UPN "Veteran" Jatim

**) Staf Pengajar Hidroteknik Progdi Teknik Sipil ITS Surabaya

Besar kecilnya volume sedimen yang terangut aliran permukaan oleh Asdak (1995) sangat ditentukan oleh kecepatan aliran (□) dan kedalaman air (h) aliran permukaan. Di dalam aliran permukaan menurut Van der Velden (1989) dalam Reijn (1990) total sedimen yang terkangkut merupakan fungsi dari kecepatan dan konsentrasi sedimen. Apabila sedimen yang terangkut tersebut terkonsentrasi di alur-alur kecil di permukaan lahan, maka kecepatan aliran dan kedalaman air bertambah sehingga transport sedimen tercuci makin meningkat.

$$St = f(□, C)$$

□ = kecepatan rata-rata (m/det)
C = konsentrasi sedimen (g/l)

Pratiwi dan Sumaryono (1995) menyatakan bahwa limpasan permukaan memiliki gaya seret yang mampu mengangkut butiran partikel tanah. Ketahanan tanah permukaan terhadap gaya seret limpasan permukaan tidak merata. Di bagian yang lemah butir-butir partikel tanah akan mudah terangkut dibandingkan pada bagian yang kuat. Besarnya gaya seret limpasan permukaan dapat diduga sebagai berikut (Reijn, 1990).

$$\tau_b = \rho_w.g.h.S$$

Besarnya gaya seret ini dipengaruhi oleh turbulensi aliran dan kederasan aliran. Umumnya aliran air dipermukaan lahan bersifat turbulen karena adanya hambatan batu-batuan, cekungan-cekungan, sisa-sisa tanaman dan alirannya lambat. Berdasarkan hal tersebut, maka dalam pendugaan erosi lahan, sifat aliran dinyatakan sebagai aliran laminer sub kritis. Ciri-ciri khusus yang digunakan untuk mengetahui karakteristik aliran dipermukaan lahan adalah Bilangan Reynold (R_e) dan Bilangan Froude (F_r) (Reijn, 1990 dan Chow, 1959).

Lebih lanjut Pratiwi dan Sumaryono (1995) menyatakan bahwa sedimen tercuci akan terangkut oleh limpasan permukaan apabila gaya seret lebih besar dari pada gaya seret kritis ($\tau > \tau_c$). Besarnya gaya seret kritis dapat diduga :

$$U_* = \sqrt{g.h.S}$$

$$\tau_b = \rho.U_*^2$$

Sedangkan menurut Sields (1936) dalam Morgan (1995) awal gerak partikel sedimen ditentukan oleh angka Sields (θ), dan kekasaran partikel angka Reynolds (R_e^*).

$$\theta = \rho_w U_*^2 / g(\rho_s-\rho_w)D_{50}$$

$$Re^* = U_* D_{50}/\nu$$

Dimana:

τ_b = Tegangan geser dasar (Newton m^{-2})
U_* = Kecepatan geser kritis (m det^{-1})
ρ_w = Rapat massa air (kg m^{-3})
ρ_s = Rapat massa partikel (kg m^{-3})
g = Percepatan gravitasi (m det^{-2})
h = Kedalaman aliran (m)
S = Kemiringan energi yang diasumsikan sama dengan kemiringan lahan (%)
D_{50} = Diameter partikel 50% lolos ayakan dan 50% tertahan (mm)
ν = Viskositas kinematik untuk temperatur ruang 30°C (0,8 10^{-7})

Menurut Asdak (1995) ketinggian muka air limpasan permukaan dapat diduga dengan mengukur debit limpasan permukaan dikalikan durasi hujan yang terjadi dibagi luas plot standard.

$$h = (Q \cdot t) / A$$

Dimana: Q = Debit limpasan permukaan (m^3 $menit^{-1}$)
A = Luas plots standard (m^2)
t = Waktu (menit)
h = Kedalaman aliran (m)

Sedangkan kecepatan lairan dihitung menggunakan persamaan Manning

$$□ = 1/n.R^{2/3}.S^{1/2}$$

S = Kemiringan lahan (%)
n = Angka kekasaran Manning daerah dataran banjir yang digunakan untuk pertanian tanpa adanya tanaman = 0,04 (Chow, 1959)

Disamping faktor erosivitas hujan, faktor erodibilitas tanah memegang peranan penting dalam menentukan

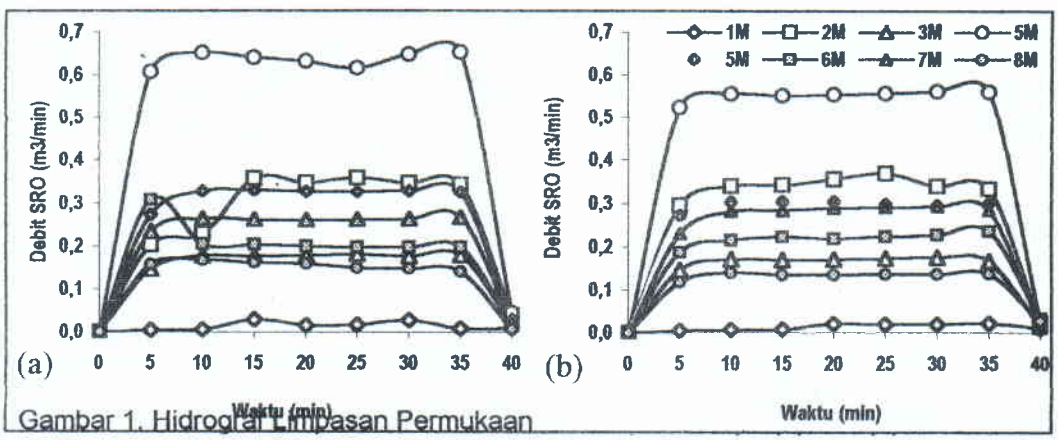
Hasil dan Pembahasan

1. Limpasan Permukaan

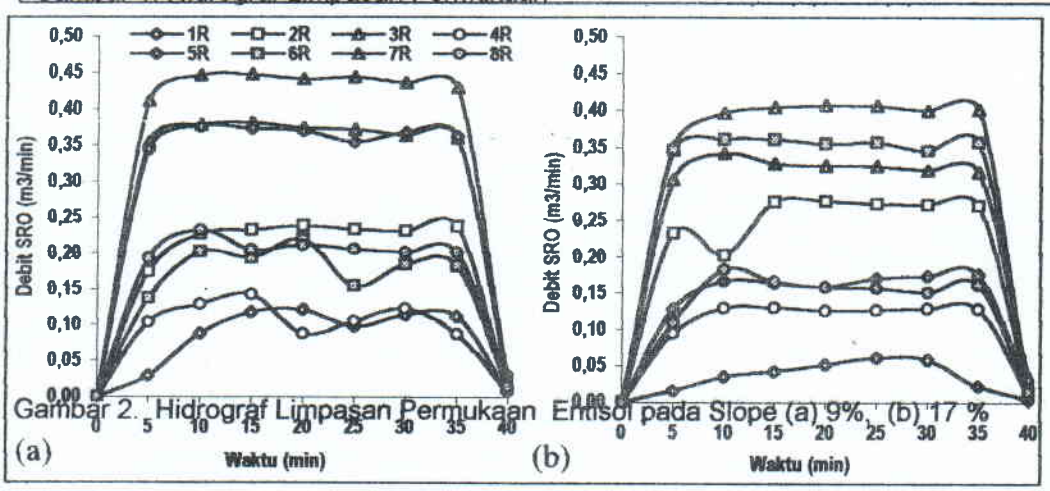
Hujan yang jatuh ke permukaan tanah sebagian akan masuk ke dalam tanah dan sebagian lagi akan mengalir di permukaan tanah sebagai air limpasan permukaan (Sri Harto, 1993). Setelah semua pori-pori tanah terisi oleh air (kondisi jenuh), pergerakan air ke bawah hanya dipengaruhi oleh tarikan gravitasi bumi dan kecepatannya sangat lambat. Disamping itu pasir halus, debu dan liat yang telah terlepas dari agregat tanah akan menyumbat pori-pori tanah, akibatnya air hujan akan mengumpul di permukaan lahan sebagai massa air yang akan bergerak ke titik-titik konsentrasi ke arah hilir dengan membawa beban sedimen.

Di dalam pergerakannya, air limpasan dengan beban sedimen ini akan menggerus dasar dan dinding-dinding saluran dan meninggalkan bekas berupa alur-alur kecil. Bilamana debit limpasan dengan beban sedimen ini meningkat maka tidak hanya alur yang terbentuk tetapi berupa parit-parit kecil dan seterusnya.

Besarnya debit limpasan permukaan pada plot standar di dua jenis tanah tertera dalam Tabel 1 (Lampiran 2). Hasil pengukuran debit limpasan pada interval waktu tertentu pada ber-bagai tinggi hujan dan dua kemiringan disajikan dalam bentuk hidrograf limpasan permukaan terlihat dalam Gambar 1. dan Gambar 2.



Gambar 1. Hidrograf Limpasan Permukaan



Gambar 2. Hidrograf Limpasan Permukaan Entisol pada Slope (a) 9%, (b) 17 %

Berdasarkan Tabel 1 (Lampiran 1), Gambar 1 dan 2, terlihat bahwa secara umum total debit limpasan permukaan meningkat dengan bertambahnya tinggi hujan. Tetapi waktu kon-sentrasinya (Tc) berbeda-beda dengan bertambahnya tinggi hujan dan intensitas hujan pada durasi hujan yang sama. Tinggi hujan yang berbeda akan menyebabkan intensitas hujan yang

berbeda.Demikian juga kemampuannya menjenuhi tanah akan berbeda pula, meskipun kapasitas infiltrasinya sama. Pernyataan ini sesuai dengan pendapat Asdak (1995) yang menyatakan bahwa besarnya aliran limpasan permukaan dipengaruhi oleh tinggi hujan, intensitas hujan, distribusi hujan dan durasi hujan. Adanya perbedaan tinggi hujan, menyebabkan perbedaan intensitas hujan dan laju infiltrasi.

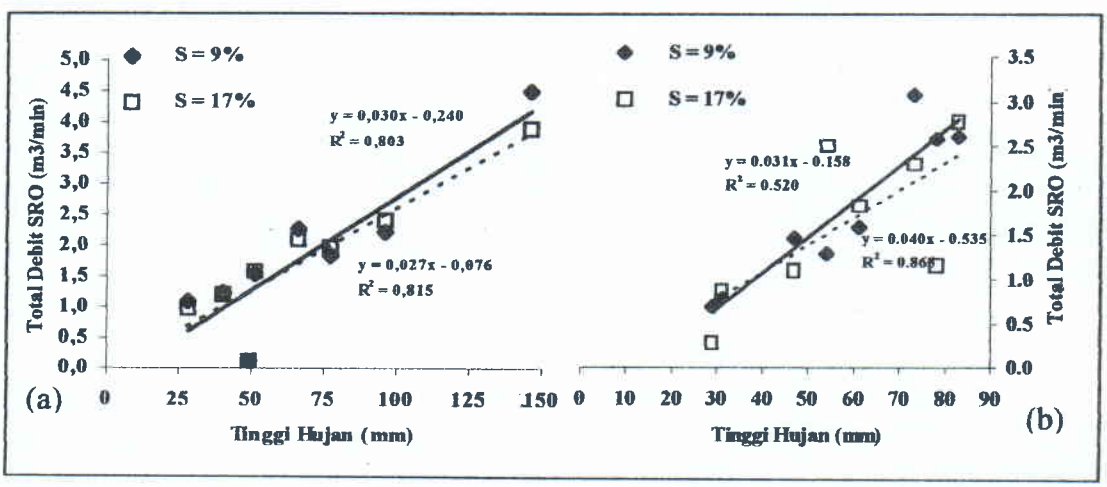
Akibat adanya kelebihan volume hujan maka air akan mengalir dipermukaan lahan yang kecepatannya dipengaruhi oleh besarnya debit limpasan permukaan. Secara umum terlihat bahwa semakin besar debit limpasan maka kecepatannya semakin meningkat dan waktu konsentrasi tercapai lebih awal.

Hasil studi pada Alfisol menunjukkan bahwa bertambahnya tinggi hujan sampai 67 mm dengan durasi 35 menit waktu konsentrasi (Tc) relatif bervariasi. Hal ini karena kapasitas infiltrasi Alfisol lebih kecil dari pada intensitas hujan sehingga tidak semua hujan masuk kedalam tanah. Sedangkan aliran limpasan permukaan yang terukur, akibat adanya limpasan permukaan mencapai titik pengukuran.

Dilihat dari satu kejadian hujan, pada intensitas hujan konstan setelah tercapai Tc, debit limpasan permukaan seharusnya konstan. Tetapi dalam studi ini ada beberapa titik dihidrograf limpasan menunjukkan adanya kenaikan dan penurunan debit. Kejadian ini disebabkan adanya penahanan aliran oleh udara yang terjebak dalam saluran pengalir. Akibatnya pada interval waktu tertentu terjadi penurunan debit dan interval waktu berikutnya terjadi penambahan debit limpasan permukaan.

Berdasarkan hidrograf limpasan tersebut di atas terlihat bahwa setelah interval waktu 35 menit menunjukkan sisi penurunan yang tajam, hal ini karena setelah 35 menit hujan simulasi dihentikan sehingga debit limpasan permukaan yang terukur merupakan pematusan dari hujan yang terjadi.

Dilihat dari hubungan antara tinggi hujan dan debit limpasan permukaan (Gambar 3) menunjukkan bahwa bertambahnya tinggi hujan, debit limpasan permukaan untuk Alfisol meningkat secara linier dengan keefisien determinasi, R^2 = 0,803 (slope 9%) dan R^2 = 0.815 (slope 17%), sedangkan pada Entisol meningkat secara linier dengan koefisien determinasi, R^2 = 0.520 (slope 9%) dan R^2 = 0.865 (slope 17%)



Gambar 3. Hubungan Tinggi Hujan dengan Total Debit Limpasan Permukaan (a) Alfisol dan (b) Entisol pada Kemiringan 9% dan 17%

2. Transport Sedimen

Aliran limpasan permukaan merupakan salah satu komponen penting

dalam studi erosi tanah. Mengingat limpasan permukaan tidak hanya bertindak sebagai agen pembawa beban sedimen ke bagian hilir tetapi juga sebagai agen penyebab erosi dipermukaan lahan. Bilamana gaya ikat elektrostatis antar partikel tanah dan gaya ikat bahan semen dalam agregat tanah lebih kecil dibandingkan gaya penghancur dari luar (butir hujan) dan gaya urai (dispersi) air, maka partikel-partikel tanah akan lepas menjadi individu partikel. Butiran dan lempeng partikel tanah tersebut selanjutnya akan dipindahkan oleh aliran limpasan permukaan ke bagian yang lebih rendah (hilir). Awal permulaan pengangkutan sedimen akan terjadi proses "sortasi dan scouring" dimana partikel-partikel berukuran lebih kecil terangkut lebih dulu yang selanjutnya diikuti oleh partikel yang lebih besar sampai limpasan permukaan tidak mampu lagi membawa partikel sedimen yang berukuran besar. Partikel jenis terakhir ini baru bisa dipindahkan oleh aliran lim-pasan permukaan bila terjadi penambahan debit aliran.

Setelah tercapai keseimbangan antara gaya pukulan hujan dan gaya tahan agregat tanah maka terbentuk lapisan permukaan tanah yang tahan terhadap erosi. Kondisi demikian sering dikenal sebagai lapisan armor. Keseimbangan lapisan tanah tersebut akan berubah bila tanah mendapatkan perlakuan oleh aktivitas manusia atau oleh alam yang mempengaruhi karakteristik tanah tersebut.

Hasil pengamatan di contoh tanah blok memperlihatkan bahwa bertam-bahnya intensitas hujan juga mampu mempengaruhi keseimbangan lapisan armor namun hanya sampai batas tertentu kemudian stabil kembali. Demikian juga pada gaya angkut limpasan permukaan bila kapasitas angkut lebih kecil dibandingkan beban yang dibawa maka sedimen akan mengendap diperjalanan. Aliran limpasan permukaan dengan beban sedimen yang dibawa, dalam per-jalanannya ke hilir akan menggerus dasar permukaan lahan. Sifat-sifat tertentu dari kemampuan aliran permukaan yang menyebabkan erosi bisa dilihat dalam Tabel 2.

Tabel 2. Karakteristik Aliran yang Berpengaruh pada Besarnya Limpasan Permukaan.

Kode	SRO	h	A	P	R	U	Re	Fr	τ_b	U*	ρ_s	D_{50}	Re*	Ψ	Shields
	m^3min^{-1}	m	m^2	m	m	m/det			N/m^2	m/det	Kg/m^3	mm			Diagram
9.M	0,231	0,005	0,011	2,011	0,005	0,214	140,2	0,940	9,02	0,068	1945	0,046	0,4	21,0	Gerak
17.M	0,205	0,005	0,002	0,509	0,005	0,261	206,2	1,219	14,79	0,079	1945	0,049	0,5	32,7	Gerak
9.R	0,220	0,005	0,010	2,010	0,005	0,219	136,2	0,984	4,44	0,067	2193	0,075	0,7	5,0	Gerak
17.R	0,200	0,005	0,002	0,509	0,004	0,279	178,1	1,286	9,73	0,083	2193	0,078	0,8	10,6	Gerak

Viskositas Kinematik (υ) = $8,0.10^{-6}$ (Reijn, 1990)
n = Kekasaran Manning = 0,040 (Chow, 1959)
ρ_a = 1000 kg/m^3 g = 9,86 m/det^2 $\nabla = (\rho_s - \rho_a)/\rho_a$
A = b.h P = b + 2.h R = A/P □ = $1/n.R^{2/3}.S^{1/2}$

Re = □.R/υ Fr = □/$(g \times D)^{1/2}$ $\tau_b = \rho.g.R.S$ U* = $(g.R.S)^{1/2}$
Re* = U*.D_{50}/υ $\Psi = \tau_b/(\nabla.g.D_{50})$

Tabel 2 menunjukkan bahwa aliran limpasan permukaan di plot standar pada berbagai tinggi hujan mempunyai kedalaman aliran rata-rata yang sangat tipis, dan kecepatan aliran yang lambat. Dari pengamatan visual saat penelitian di contoh tanah blok terlihat bahwa kedalaman aliran dipermukaan tidak merata.

Hal ini akibat terjadinya konsentrasi massa air limpasan ke suatu titik untuk bergerak kearah hilir karena beda kemiringan dan membentuk alur-alur kecil.

Berdasarkan kriteria bilangan Reynold dan bilangan Froude, terlihat bahwa untuk kemiringan 9 % kedua jenis tanah yang digunakan penelitian tipe aliran permukaannya adalah laminer

dengan Re < 500 dan bersifat subkritis dengan Fr < 1,0. Sedangkan untuk kemiringan 17 % alirannya laminer superkritis. Bertambahnya kemiringan lahan terlihat kecepatan aliran, Reynold dan Froude bertambah. Tipe aliran laminer subkritis mempunyai kecepatan yang seragam dan kurang erosif dibandingkan dengan aliran turbulen super kritis. Hasil perhitungan dalam studi ini berbeda dengan hasil penelitian Morgan (1995) di Bedfordshire England bahwa bilangan Reynold dan Froude untuk aliran limpasan permukaan adalah Re ≤ 75 dan Fr ≤ 0,5, karena ada perbedaan intensitas hujan yang dipakai dasar dalam studi.

Kemampuan limpasan permukaan untuk menggerus dasar dan dinding alur ditentukan oleh gaya geser dasar dan gaya geser kritis. Menurut Morgan (1995), bila $Re_* > 40$ (turbulen) gaya geser kritis diasumsikan konstan sebesar 0,05 N/m^2. Sedangkan untuk aliran limpasan permukaan bertipe laminer gaya geser kritis kira-kira 0,01 N/m^2. Aliran laminer dangkal menurut Yalin dan Poesen (1979) dalam Morgan (1995) tidak lagi konstan tetapi tergantung pada nilai Re_*. Hasil perhitungan gaya geser kritis Tabel di atas, menunjukkan bahwa gaya geser untuk semua jenis tanah pada dua kemiringan, lebih besar dibandingkan apa yang diutarakan Morgan (1995).

Mengacu pada Tabel 2 di atas, jelas bahwa aliran limpasan permukaan tidak banyak berpengaruh pada pelepasan partikel tanah dibandingkan gaya penghancur pukulan air hujan. Namun demikian aliran limpasan berperan besar pada pengangkutan hasil hancuran agregat kearah hilir. Hal ini ditunjukkan oleh adanya sedimen yang banyak di bak pengukur sedimen. Ditambah hasil pengamatan sedimen di bak penampung sedimen yang lebih didominasi oleh partikel berukuran ≤ 0,125 mm s/d 0,016 mm (pasir sangat halus s/d debu sedang) setelah dibiarkan selama 35 menit.

Kesimpulan

Berdasarkan hasil studi erodibilitas di empat jenis tanah dengan "Rainfall Simulator" menggunakan "Basic Hydrology System" di Laboratorium Hidroteknik Institut Teknologi Sepuluh Novenber (ITS) Surabaya, dapat disimpulkan hal-hal sebagai berikut:

1. Aliran limpasan permukaan tidak banyak berperan dalam pelepasan partikel tanah bila dibandingkan dengan daya penghancur butir hujan dan dispersi air hujan tetapi lebih berperan sebagai pengangkut sedimen.
2. Aliran limpasan permukaan pada plot standar (9%), untuk kedua jenis tanah adalah bersifat laminer subkritis dan berturut-turut untuk bilangan Reynold 140,2 dan 136,2 bilangan Froude 0,940 dan 0,980 dengan gaya geser 9,02 dan 4,44 Nm^{-2}. Sedangkan pada kemiringan 17% aliran permukaan bersifat laminer superkritis dan berturut-turut untuk bilangan Reynold 206,2 dan 178,1 bilangan Froude 1,219 dan 1,286 dengan gaya geser 14,79 dan 9,76 Nm^{-2}.
3. Perbedaan kemiringan lahan memberikan sifat-sifat aliran dipermukaan lahan yang berbeda tetapi tidak mempengaruhi nilai erodibilitas.

Pustaka

Asdak C., 1995. Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai. Gadjah Mada University Press. 567 hal.

Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics. Terjemahan E.V. Rosalina. Hidrolika saluran Terbuka. Hal. 99 – 102.

Haan C.T., 1995. StatisticalMethods in Hidrology. Iowa State University Press Ames, Iowa 50010. p: 197-235

Hudson, N.W. 1993. Field Measurement of Soil and Run off. FAO Soil Bulletin No. 68. Roma. page, 53 – 108.

Jansen, P.Ph., L. van Bendegom, J. van Den Berg, M/ de Vries and A. Zanen. 1994. Principles of River

Engineering (The non-tidal alluvial river). Delftse uitgevers Maatshappij b v. Nederlands. p: 83-118.

Morgan R.P.C., 1995. Soil Erosion and Conservation. Second Ed. Longman Group Limited, Malaysia, TCP. 198 page.

Pratiwi dan Sumaryono. 1995. Pengaruh Penanaman Hortikultura Terhadap Laju Erosi pada Lahan Bekas Endapan Bahan Vulkanik Gunung Berapi. dalam Prosiding Pertemuan Ilmiah Tahunan (PIT) XII Himpunan Alhi Teknik Hidroulik Indonesia (HATHI) Surabaya 21 s/d 23 November 1995. Vol. I. Hal. 408 – 417.

Reijn, L.C. van., 1990. Principles of Fluid Flow and Surface Waves in Rivers, Estuaries, Seas and Oceans. Aqua Publications. Netherlands. page: A.1 – A.5

Utomo W.H., 1994. Erosi dan Konservasi Tanah. Penerbit IKIP, Malang. 194 halaman.