

BAB III

LANDASAN TEORI

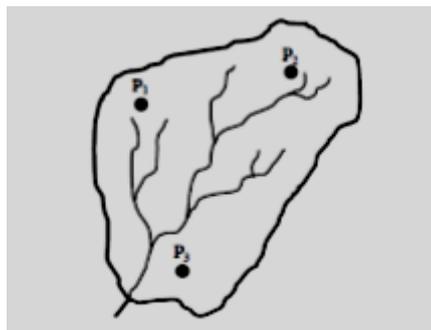
A. Analisis Hidrologi

1. Curah Hujan Wilayah

Curah hujan (mm) adalah ketinggian air hujan yang terkumpul dalam penakar hujan pada tempat yang datar, tidak menyerap, tidak meresap dan tidak mengalir (BMKG, 2016). Menurut Triatmodjo (2008), stasiun penakar hujan hanya memberikan kedalaman hujan di titik dimana stasiun berada, sehingga hujan pada suatu luasan harus diperkirakan dari titik pengukuran tersebut. Apabila pada suatu daerah terdapat lebih dari stasiun pengukuran yang ditempatkan secara terpencar, hujan yang tercatat di masing-masing stasiun dapat tidak sama. Dalam analisis hidrologi sering diperlukan untuk menentukan hujan rerata pada daerah tersebut, yang dapat dilakukan dengan tiga metode berikut yaitu :

a. Metode Rerata Aritmatik (Aljabar)

Metode aljabar ini adalah metode mencari rerata suatu stasiun hujan seperti pada gambar 3.1 dibawah ini ;



Gambar 3.1 Stasiun hujan di suatu DAS (Triatmodjo, 2008)

Metode ini adalah yang paling sederhana untuk menghitung hujan rerata pada suatu daerah. Pengukuran dilakukan di beberapa stasiun dalam waktu yang bersamaan dijumlahkan dan kemudian dibagi

dengan jumlah stasiun. Stasiun hujan yang digunakan dalam hitungan biasanya adalah yang berada di dalam DAS, tetapi stasiun di luar DAS yang masih berdekatan juga bisa diperhitungkan.

Hujan rerata pada seluruh DAS diberikan oleh persamaan 3.1

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3}{n} \dots\dots\dots(3.1)$$

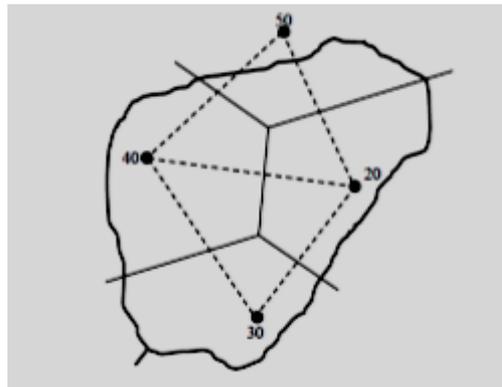
Dengan :

P : Hujan rerata kawasan

$P_1, p_2, p_3, \dots, p_n$: Hujan di stasiun 1, 2, 3, ..., n

n : Jumlah stasiun

b. Metode *thiessen*



Gambar 3.2 Metode poligon *Thiessen* (Triatmodjo, 2008)

Metode ini memperhitungkan bobot dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan di sekitarnya. Pada suatu luasan di dalam DAS dianggap bahwa hujan adalah sama dengan yang terjadi pada stasiun terdekat, sehingga hujan yang tercatat pada suatu stasiun mewakili luasan tersebut. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata. Perhitungan poligon *Thiessen* seperti pada persamaan 3.2 seperti dibawah ini :

$$p = \frac{A_1P_1 + A_2P_2 + \dots + A_nP_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots\dots\dots(3.2)$$

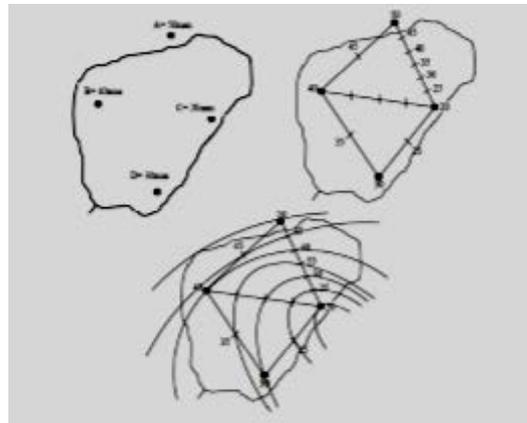
Dengan :

P : Hujan rerata kawasan

P_1, p_2, \dots, p_n : Hujan pada stasiun

$1, 2, \dots, n$ A_1, A_2, \dots, A_n : Luas daerah stasiun $1, 2, \dots, n$

c. Metode *Isohiet*



Gambar 3.3 Metode *Isohiet* (Triatmodjo, 2008)

Isohiet adalah garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Pada metode *isohiet*, dianggap bahwa hujan pada suatu daerah di antara dua garis *isohiet* adalah merata dan sama dengan nilai rerata dari kedua garis *isohiet* tersebut. Metode *isohiet* merupakan cara paling teliti untuk menghitung kedalaman hujan rerata di suatu daerah, tetapi cara ini membutuhkan pekerjaan dan perhatian yang lebih banyak dibandingkan dengan dua metode sebelumnya. Secara matematis hujan rerata tersebut dapat ditulisseperti pada persamaan 3.3 :

$$p = \frac{A_1 \frac{1+1/2}{2} + A_2 \frac{2/3+1/3}{2} + \dots + A_n \frac{\ln n + 1}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots \dots \dots (3.3)$$

Dengan: : Hujan rerata kawasan

I_1, I_2, \dots, I_n : Garis *isohiet* ke

$1, 2, \dots, n, n+1$ A_1, A_2, \dots, A_n : Luas daerah yang dibatasi oleh *isohiet* ke 1 dan 2, 2 dan 3, ..., n dan n+1

B. Erosi

1. Pengertian Erosi

Erosi adalah suatu proses dimana tanah dihancurkan (*detached*) dan kemudian dipindahkan ke tempat lain oleh kekuatan air, angin, dan gravitasi (Hardjowigeno, 1995). Secara deskriptif, Arsyad (2000) menyatakan erosi merupakan akibat interaksi dari faktor iklim, tanah, topografi, vegetasi dan aktifitas manusia terhadap sumber daya alam.

2. Faktor-Faktor Penyebab Erosi

Menurut Hardjowigeno (1995), ada 5 faktor yang mempengaruhi besarnya erosi, antara lain :

- a. Curah hujan/ iklim,
- b. Kepekaan tanah,
- c. Lereng,
- d. Vegetasi, dan
- e. Manusia.

Besar kecil atau kuat lemahnya erosi sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor alam. Beberapa faktor alam yang mempengaruhi kuat lemahnya erosi, antara lain (Arsyad, 1989):

- a. Kemiringan lereng : semakin miring atau curam keadaan lereng akan semakin besar erosinya dan sebaliknya.
- b. Keadaan vegetasi atau tumbuhan : semakin banyak tumbuhan atau vegetasi ataupun tanaman suatu tempat, akan semakin kecil erosi yang terjadi.

- c. Volume air, sebagai tenaga erosi : semakin besar volume air akan semakin kuat daya atau kekuatan erosinya dan sebagainya.

3. Proses Erosi

Dalam ilmu geografi, dijelaskan bahwa proses terjadinya erosi terdiri atas 3 tahapan, yaitu:

- a. Tahap Pengelupasan (*Detachment*)

Proses awal erosi diawali dengan proses pengelupasan oleh air hujan. Dimana percikan air hujan adalah media utama dalam pengelupasan partikel dalam tanah. Prosesnya adalah ketika butiran air hujan mengenai permukaan tanah maka partikel akan terlepas dan terlempar ke udara. Proses ini akan berlanjut ke proses pengangkutan oleh aliran air tanah.

- b. Tahap Pengangkutan (*Transportation*)

Proses setelah terjadinya pengelupasan oleh air hujan yang menghasilkan partikel tanah adalah proses pengangkutan. Dimana ketika partikel tanah terlempar ke udara maka partikel tersebut akan kembali jatuh ke bumi akibat gravitasi bumi. Pada lahan yang miring, partikel tanah tersebut akan tersebar ke arah bawah searah dengan lereng partikel tanah tersebut akan menyumbat pori-pori tanah.

Percikan air hujan yang tadi akan menimbulkan pembentukan lapisan tanah yang keras pada lapisan tanah di bagian permukaan. Kejadian ini mengakibatkan menurunnya tingkat kapasitas dan laju inflasi di tanah. Dimana pada kondisi intensitas hujan akan melebihi laju inflasi yang akan menimbulkan genangan air di permukaan tanah yang kemudian menjadi aliran air di permukaan tanah. Aliran inilah yang nantinya digunakan untuk mengangkut partikel-partikel yang terlepas tadi.

- c. Tahap Pengendapan (*Sedimentation*)

Proses sedimentasi berlangsung ketika energi aliran di permukaan mulai menurun dan tidak mampu lagi untuk mengangkut partikel tanah yang terlepas. Proses sedimentasi tersebut terjadi sementara yang berada di lereng yang bergelombang seperti bagian lereng yang cekung dan dapat menampung endapan partikel yang hanyut oleh aliran air. Ketika hujan turun lagi maka endapan sementara tadi akan terangkut kembali menuju dataran yang lebih rendah. Proses pengendapan terakhir ini terjadi di kaki bukit yang relatif datar, daerah sungai dan waduk. Jika pengendapan terjadi di daerah sungai, maka partikel tanah dan unsur hara yang terlarut dalam aliran permukaan akan mengalir dan akan menyebabkan pendangkalan.

4. Prediksi Erosi

Salah satu persamaan yang pertama kali dikembangkan untuk mempelajari erosi lahan adalah yang disebut persamaan Musgrave, yang selanjutnya berkembang terus menjadi persamaan yang disebut *Universal Soil Loss Equation* (USLE). USLE memungkinkan perencana memprediksi laju erosi rata-rata lahan tertentu pada suatu kemiringan dengan pola hujan tertentu untuk setiap macam-macam jenis tanah dan penerapan pengelolaan lahan (tindakan konversi lahan). USLE dirancang untuk memprediksi erosi jangka panjang. Persamaan tersebut dapat juga memprediksi erosi pada lahan-lahan (Listriyana, 2006). Formulasinya dapat digunakan rumus dari Wischmeier dan Smith (1960, dalam Arsyad 1989) seperti persamaan 3.4 berikut ini :

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P \dots\dots\dots(3.4)$$

Keterangan :

a. Erosivitas Hujan (R)

Faktor erosivitas hujan dievaluasi dari kemampuan curah hujan menimbulkan erosi pada tanah yang tidak terlindung. Kehilangan tanah dari plot tanah yang diberatkan mempunyai korelasi yang tinggi dengan karakteristik hujan, yaitu energi curah hujan maksimum selama 30 menit. Besarnya curah hujan, intensitas hujan dan penyebaran hujan menentukan kekuatan dispersi hujan terhadap tanah, jumlah dan kekuatan aliran permukaan serta erosi. Sedangkan sifat-sifat hujan yang berpengaruh terhadap erosi adalah jumlah, intensitas dan energi kinetik yang ditimbulkan (Soewarno, 1991).

Hudson (1971) mengatakan bahwa besarnya potensi atau kemampuan hujan menimbulkan erosi tanah tersebut dapat diukur dengan menghitung energi kinetik hujan seperti pada persamaan 3.5 dibawah ini :

$$E = 14,374R^{1,075} \dots\dots\dots(3.5)$$

Dengan:

E : Energi kinetik (ton.M/ha.Cm)

R : Curah hujan rata-rata bulanan (mm)

Selain itu, Metode perhitungan erosivitas curah hujan tergantung pada jenis data curah hujan yang tersedia. Dapat menggunakan rumus Bols jika diketahui jumlah curah hujan bulanan, jumlah hari hujan bulanan, dan curah hujan harian rata-rata maksimal bulanan tertentu seperti pada persamaan 3.6 dibawah ini :

$$EI = 6,21(RAIN)^{1,21} (DAYS)^{-0,47} (MAXP)^{0,53} \dots\dots\dots(3.6)$$

Dengan:

EI : Erosivitas hujan rata-rata tahunan

RAIN: Curah hujan rata-rata tahunan (cm)

DAYS : Jumlah hari hujan rata-rata tahunan (cm)

MAXP : Curah hujan maks rata-rata dalam 24 jam perbulan

b. Erodibilitas Tanah (K)

Indeks erodibilitas tanah disebut juga indeks kepekaan erosi tanah yang didefinisikan sebagai laju kehilangan tanah tahunan dalam satuan berat per satuan luas tanah per nilai indeks erosivitas hujan, pada tanah yang diberakan, tanpa vegetasi sama sekali, pada lereng dengan kemiringan 9% dan panjang lereng 22 meter (Soewarno, 1991).

Penentuan nilai erodibilitas tanah dapat menggunakan analisa laboratorium berdasarkan sifat-sifat fisik tanah. Parameter-parameter untuk menduga nilai K adalah persen debu, persen air, persen bahan organik, struktur tanah dan permeabilitas tanah. Selanjutnya parameter-parameter tersebut dimasukkan dalam sebuah nomograf. Untuk memudahkan perhitungan nomograf tersebut, telah dibuatkan rumusnya seperti pada persamaan 3.7 berikut ini (VIS, 1987 dalam Soewarno, 1991):

$$k = 2,731M^{1,14}10^4 12 - a + 3,25 b - 2 + 2,5 c - 3 /100.....(3.7)$$

Keterangan:

K : Faktor erodibilitas tanah

M : Parameter ukuran butir

a : Persentase bahan organik

b : Kode struktur tanah

c : Kode permeabilitas profil

Nilai K (indeks erodibilitas tanah) juga dapat diperoleh dengan melihat Tabel 3.1 berikut ini:

Tabel 3.1 Faktor Indeks Erodibilitas Tanah (K)

Jenis Tanah (<i>type of soil</i>)	Nilai K (<i>K Index</i>)
Alluvial	0,156
Andosol	0,278
Andosol Coklat Kekuningan	0,298
Granusol	0,271
Latosol	0,176
Latosol Coklat	0,075
Latosol Colat dan Latosol Coklat Kekuningan	0,091
Latosol Coklat dan Regosol	0,186
Latosol Coklat Kemerahan	0,062
Latosol Coklat Kemerahan dan Latosol Coklat	0,067
Latosol Coklat Kemerahan dan Latosol Merah	0,061
Latosol Coklat Kemerahan, Latosol Merah Kekuningan dan Litosol	0,046
Podsolik Kuning	0,107
Podsolik Kuning dan Hidromorf Kelabu	0,249
Podsolik Merah	0,166
Podsolik Merah Kekuningan	0,166
Regosol	0,301
Regosol Kelabu dan Litosol	0,290

Sumber: Puslitbang Pengairan Bandung, 1985

c. Indeks Panjang dan Kemiringan Lereng (L dan S)

Dua parameter yang berpengaruh pada faktor kelerengan, yaitu panjang lereng dan persen kemiringan lereng. Faktor panjang lereng (L) dan kemiringan (S) merupakan nilai perbandingan dengan nilai kehilangan tanah dari lahan dengan panjang lereng 22 meter dan memiliki kemiringan 9% (Soewarno, 1991). Dalam menghitung nilai LS, Weischmeir (1971 dalam Soewarno, 1991) memberikan rumus:

$$LS = L^{0,5}/100(1,38 + 0,965 S + 0,138 S^2).....(3.8)$$

Persamaan (3.8) digunakan untuk kemiringan lahan kurang dari 20%, sedangkan untuk kemiringan lereng lebih dari 20%, menggunakan Persamaan 3.9 berikut ini:

$$LS = \frac{L}{22,1}^{0,6} \times \frac{S}{9}^{1,4} \dots\dots\dots(3.9)$$

Dengan S:

$$S = \frac{\text{interval}}{L} \dots\dots\dots(3.10)$$

Keterangan:

LS : Faktor kemiringan lereng

L : Panjang lereng (m)

S : Kemiringan lereng (%)

d. Indeks Vegetasi Penutup Lahan dan Pengelolaan Tanaman (C dan P)

Faktor pengelolaan tanaman (C) adalah perbandingan antara kehilangan tanah dari lahan yang diusahakan untuk penanaman dengan suatu sistem pengolahan, terhadap kehilangan tanah apabila lahan tersebut diolah secara terus menerus tetapi tanpa ditanami. Faktor tindakan manusia dalam pengawetan tanah (P) adalah perbandingan antara besarnya erosi tanah yang hilang pada lahan dengan tindakan pengawetan tertentu, terhadap besarnya erosi tanah apabila pada lahan tersebut tanpa tindakan pengawetan tanah (Soewarno, 1991).

Penilaian faktor P di lapangan lebih mudah apabila digabungkan dengan faktor C, karena dalam kenyataannya kedua faktor tersebut berkaitan erat sehingga dapat dilihat besarnya nilai CP pada tabel 3.2 berikut ini:

Tabel 3.2 Faktor Penggunaan Lahan dan Pengelolaan Tanah (CP)

No	Penggunaan Lahan	Faktor CP
1	Pemukiman	0,60
2	Kebun campuran	0,30
3	Sawah	0,05
4	Tegalan	0,75
5	Perkebunn	0,40
6	Hutan	0,03
7	Padang rumput	0,07

Sumber: RLKT (Rehabilitasi Lahan dan Konservasi Tanah, 1986)

C. Sedimentasi

1. Pengertian Sedimentasi

Menurut Soemarto (1987), sedimentasi dapat didefinisikan sebagai pengangkutan, melayangnya (suspensi) atau mengendapnya material fragmental oleh air. Sedimentasi merupakan akibat dari adanya erosi dan memberikan dampak yang banyak.

Proses sedimentasi menurut Manan (1979), menghasilkan:

- a. Bahan terlarut, semua bahan organik dan anorganik yang terangkut sebagai larutan oleh air yang mengalir.
- b. Bahan padat atau *bed load*, semua bahan kasar dari mineral dan batu yang terangkut di sepanjang dasar sungai.
- c. Total bahan yang terangkut sungai atau *total stream load* adalah semua bahan organik dan anorganik yang terangkut lewat sebuah stasiun pengukur dalam bentuk suspensi atau *bed load*.

2. Jenis Sedimen

Sedimen memiliki banyak jenis nya. Berikut jenis-jenis sedimen berdasarkan asalnya dan tenaga alam yang mengangkutnya:

- a. Menurut asalnya, sedimen dibagi menjadi empat macam yaitu (M. S. Wibisono, 2011):

- 1) Sedimen *lithogenus* ialah sedimen yang berasal dari sisa pelapukan (*weathering*) batuan dari daratan, lempeng kontinen termasuk yang berasal dari kegiatan vulkanik.
 - 2) Sedimen biogenis ialah sedimen yang berasal dari organisme laut yang telah mati dan terdiri dari remah-remah tulang, gigi-geligi dan cangkang-cangkang tanaman maupun hewan mikro.
 - 3) Sedimen hydrogenous yakni sedimen yang berasal dari komponen kimia air laut dengan konsentrasi yang kelewat jenuh sehingga terjadi pengendapan (deposisi) di dasar laut.
 - 4) Sedimen cosmogenous yakni sedimen yang berasal dari luar angkasa dimana partikel dari benda-benda angkasa ditemukan di dasar laut dan banyak mengandung unsur besi sehingga mempunyai respons magnetik dan berukuran antara 10-640 μ .
- b. Menurut tenaga alam yang mengangkutnya, sedimen dibagi menjadi empat macam yaitu:
- 1) Sedimentasi oleh air

sungai Bahan-bahan yang lepas akan diangkut oleh sungai lalu diendapkan di dasar sungai saat arus sungai mulai melemah dan sebagian besar bahan-bahan halus tersebut diendapkan di muaranya. Pengendapan yang terus menerus berlanjut bertahun-tahun menyebabkan terjadinya beberapa bentukan alam seperti kipas aluvial, meander, dataran banjir dan delta.
 - 2) Sedimentasi oleh air laut

Sedimen terbentuk akibat gerakan gelombang yang dimana bahanbahan hasil abrasi diangkut oleh air laut akan mengendap di dasar laut dan di sekitar pantai sehingga akan terbentuk kumpulan puing-puing batu karang.
 - 3) Sedimentasi oleh gletser

Sedimen ini banyak ditemukan di daerah kutub berupa endapan longgokan batu-batu kerikil, pasir, dan sebagainya.

4) Sedimentasi oleh angin

Sedimen ini terjadi akibat material-material yang lepas seperti pasir dan debu yang dibawa oleh angin dan akan mengendap menjadi bukitbukit pasir jika kekuatan angin melemah. Biasanya sedimentasi oleh angin ini terjadi di daerah gurun pasir.

3. Penyebab Sedimen

Sedimentasi dapat terjadi akibat:

a. Letusan gunung berapi

Terjadinya erupsi pada gunung berapi yang dimana aliran piroklastik dalam volume besar akan bergerak mengikuti kemiringan lereng dan akan mengendap ketika energinya telah habis.

b. Erosi tanah yang terjadi

Erosi tanah biasanya terjadi karena air hujan. Pada saat titik air hujan memercik ke permukaan tanah, butiran-butiran air akan menumbukkemudian mengikis partikel tanah serta memindahkannya ke tempat lain di sekitarnya.

c. Limbah rumah tangga

Masyarakat yang biasanya membuang limbah rumah tangga atau sampah secara sembarangan lambat laun akan menumpuk sehingga dapat menyebabkan pendangkalan sungai.

4. Transportasi Sedimen

Transportasi sedimen oleh aliran air adalah transportasi seluruh butir padat (solid) yang melewati tampang lintang suatu aliran air. Ada dua kelompok cara mengangkut sedimen dari batuan induknya ke tempat pengendapannya, yaitu:

a. *Bed Load*

Gerak butir sedimen yang selalu berada di dekat dasar saluran atau sungai. Butir sedimen bergerak dengan cara bergeser atau meluncur, mengguling atau dengan lompatan pendek. Untuk

angkutan sedimen dengan cara ini terjadi pada butir sedimen yang berukuran relatif besar.

b. Suspended Load

Gerak butir sedimen yang sesekali bersinggungan dengan dasar sungai atau saluran. Butir sedimen bergerak dengan lompatan yang jauh dan tetap di dalam aliran. Untuk angkutan sedimen dengan cara ini terjadi pada butir sedimen yang berukuran relatif kecil.

c. Wash Load

Gerak butir sedimen yang dapat diangkut sebagai angkutan melayang dimana hampir tidak pernah bersinggungan dengan dasar sungai atau saluran. Untuk angkutan sedimen dengan cara ini umumnya terjadi pada butir sedimen berukuran sangat halus.

5. SDR (*Sediment Delivery Ratio*)

Perhitungan SDR adalah perhitungan untuk memperkirakan besarnya hasil sedimen dari suatu tangkapan air. Perhitungan besarnya SDR dianggap penting dalam menentukan prakiraan yang realistis besarnya hasil sedimen total berdasarkan perhitungan erosi total yang berlangsung di daerah tangkapan air (Asdak C., 2007). Nisbah antara jumlah sedimen yang terangkut ke dalam sungai terhadap jumlah erosi yang terjadi di dalam DAS disebut dalam *sediment delivery ratio* (SDR).

Nilai SDR mendekati satu artinya semua tanah yang terangkut masuk ke dalam sungai. Kejadian ini hanya mungkin terjadi pada DAS atau Sub-DAS kecil dan yang tidak memiliki daerah-daerah datar, tetapi memiliki lerenglereng curam, banyak butir-butir halus (liat) yang terangkut, memiliki kerapatan drainase yang tinggi, atau secara umum dikatakan tidak memiliki sifat yang cenderung menyebabkan pengendapan sedimen di atas lahan DAS tersebut. Nilai *Sediment Delivery Ratio* dapat dihitung dengan menggunakan rumus Boyce (1975 dalam Susilowati, 2014) yaitu :

$$SDR = 0,41 \times A_{\text{das}}^{-0,3} \dots\dots\dots(3.11)$$

Dengan:

SDR : *Sediment Delivery Ratio*

Adas : Luas DAS (ha)

6. Laju Sedimen Potensial

Besarnya jumlah hasil sedimen per satuan DAS per satuan waktu (dalam satuan ton/ha/th) dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$SY = SDR \times E \dots\dots\dots(3.12)$$

Dengan:

SY : Angkutan sedimen (ton/ha/th)

SDR : *Sediment delivery ratio*

E : Erosi lahan (ton/ha/tahun)

7. Volume Sedimen Potensial

Total volume sedimen didapat dari konfersi nilai laju sedimen dengan menggunakan persamaan:

$$Vs = \frac{SY \times A}{\text{Berat jenis sedimen}} \dots\dots\dots(3.13)$$

Dengan:

Vs : Volume sedimen (m³/tahun)

SY : Angkutan sedimen (ton/hatahun)

A : Luas DAS (ha)