MODEL NERACA AIR DAERAH ALIRAN SUNGAI DENGAN APLIKASI MINITAB

Penyusun:

Eko Noerhayati

BPFE
Universitas Islam Malang
September 2015

MODEL NERACA AIR DAERAH ALIRAN SUNGAI DENGAN APLIKASI MINITAB

Katalog dalam Terbitan (KDT)

Pertama kali diterbitkan di Indonesia dalam Bahasa Indonesia
oleh BPFE Universitas Islam Malang.
Hak Cipta dilindungi oleh undang-undang.
Dilarang mengutip atau memperbanyak baik
sebagian ataupun keseluruhan isi buku dengan cara apapun
tanpa izin tertulis dari penerbit.

Copyright © September 2015
Ukuran: cm 15,5 X 23 cm ; Hal : i - iv ; 1 – 99
Cetakan Pertama, 2015

ISBN: 978-979-3490-61-8

Penyusun:

Eko Noerhayati

Diterbitkan Oleh:
Badan Penerbit Fakultas Ekonomi
Universitas Islam Malang
Jl. MT. Haryono 193 Malang – Jatim
Telp. (0341) 571996, 551932 .Fax, (0341) 552249
Email : bpfe.unisma@gmail.com

KATA PENGANTAR

Dengan memanjatkan puji syukur kepada Allah SWT, atas limpahan rahmat dan ridho-Nya penulis dapat menyelesaikan satu monograf yang berjudul: **MODEL NERACA AIR DAERAH ALIRAN SUNGAI DENGAN APLIKASI MINITAB** dalam tulisan monograf ini disajikan pokok-pokok uraian tentang faktor-faktor yang mempengaruhi aliran air yang terkait dengan neraca air pada DAS, pengaruh tataguna lahan terhadap aliran pada DAS, model linier, *regression,* analisis debit daerah aliran sungai dan uji model dengan Minitab.

Tulisan ini bermaksud untuk memberikan wacana tentang model neraca alir DAS dengan aplikasi Minitab yang dapat dijadikan buku penunjang mata kuliah Hidrologi dan mata kuliah Teknik Pengelolaan Daerah Aliran Sungai. Meskipun telah diupayakan segala kemampuan untuk lebih teliti, penulis menyadari kekurangan dan keterbatasan yang dimiliki pada penulis. Oleh karena itu, diharapkan para pembaca bisa memberikan saran-saran yang membangun agar tulisan ini bisa diperbaiki dan dilengkapi, sehingga dapat lebih bermanfaat bagi yang membutuhkan.

Akhirnya, penulis berharap mudah-mudahan monograf ini dapat menjadi amal jariyah yang tiada putus-putusnya dan menjadi ilmu yang bermanfaat bagi para pembaca. Pada kesempatan yang baik ini penulis mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu kontribusi pada penulisan monograf ini yang tidak dapat penulis sebut satu persatu. Mudah-mudahan semuanya dinilai oleh Allah SWT sebagai amal, amin.

Malang, Agustus 2015

Penulis

DAFTAR ISI

Kata Pengantar iii
Daftar Isi iv
BAB 1 : Hidrologi Daerah Aliran Sungai 1
BAB 2 : Neraca Air aerah Aliran Sungai 25
BAB 3 : Faktor-faktor yang Mempengaruhi Neraca Air DAS 41
BAB 4 : Model LInier 61
BAB 5 : Model Neraca Air DAS 75
BAB 6 : Aplikasi Minitab pada Model Neraca Air DAS 79
Daftar Pustaka 95
Indeks 98
Glosarium 99

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Siklus Hidrologi 4

Gambar 1.2. Intensitas Hujan dan Pengaruhnya bagi Manusia 9

Gambar 1.3. Solusi Perhitungan Limpasan Permukaan 13

Gambar 1.4. Gambaran sebuah DAS 19

Gambar 1.5. Bentuk Daerah Aliran Sungai 21

Gambar 1.6. Komponen-komponen Ekosistem DAS hulu 22

Gambar 1.7. Fungsi ekosistem DAS 23

Gambar 2.1. Konsep Dasar Neraca Air 25

Gambar 2.2. Struktur model NRECA 37

Gambar 2.3. Rasio AET/PET 40

Gambar 2.4. Rasio Tampungan Kelengasan Tanah 40

Gambar 3.1. Poligon Thiessen 44

Gambar 3.2. *Isohyet* *45*

DAFTAR TABEL

Tabel 1.1. Tipikal Curve Number CN 14
Tabel 1.2. Bilangan kurva air larian (*CN*) 15
Tabel 1.3. Kelompok tanah menurut *NRCS* *17*
Tabel 3.1. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Jumlah Pos Penakar Hujan..... 46
Tabel 3.2. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Luas DAS..... 46
Tabel 3.3. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Topografi..... 46
Tabel 3.4. Nilai C Untuk Berbagai Jenis Tanaman dan Pengolahan Tanaman..... 59
Tabel 4.1. Struktur data model linear univariat 63
Tabel 6.1 Data- data untuk neraca air..... 84
Tabel 6.2 Data debit teoritis dan debit pengamatan..... 92

BAB I

HIDROLOGI DAERAH ALIRAN SUNGAI

Sebelum kita membicarakan hidrologi, maka tidaklah salah jika kita mengulas sedikit tentang geografi. Karena tanpa kita sadari sebenarnya pada saat kita membicarakan hidrologi, kita juga tidak akan bisa lepas dari disiplin ilmu geografi, khususnya yang mempelajari kejadian air dipermukaan bumi. Gambaran pengaruh bumi terhadap air baik menyangkut pengaruh fisik air terhadap daratan dan cara mempelajari hubungan air dengan masalah-masalah lingkungan disekitarnya juga dijelaskan dalam geografi.

Atas dasar pergertian tersebut, maka kita dapat mengatakan bahwa hidrologi adalah cabang dari ilmu geografi khususnya yang mempelajari kejadian air di daratan dan distribusinya. Gambaran pengaruh bumi terhadap air, baik pengaruh fisik air terhadap daratan dan hubungan air dengan kehidupan di bumi. Hal ini sesuai dengan hakikat dari geografi sendiri dimana dikatakan bahwa studi geografi meliputi segala fenomena yang terdapat dipermukaan bumi, baik yang terkait dengan makhluk hidup maupun kondisi lingkungan yang ada hubungannya dengan

kehidupan manusia. Selanjutnya kondisi ini dianalisis penyebarannya, perkembangannya dan interaksinya. Dan dalam hal ini, daur hidrologi dan variabelnya merupakan salah satu dari banyak karakteristik yang harus kita pahami terlebih dahulu yang terkait dengan kejadian di alam ini, terutama yang terkait dengan kebutuhan pokok manusia. Mengingat pentingnya kajian secara menyeluruh tentang konsep hidrologi, maka diperlukan pemahaman tentang prinsip-prinsip dasar hidrologi.

Hidrologi adalah cabang ilmu geografi fisis yang berurusan dengan air di bumi, khususnya pada propertis, fenomena dan distribusi air di daratan. Khususnya mempelajari kejadian air di daratan, deskripsi pengaruh bumi terhadap air, pengaruh fisik air terhadap daratan dan mempelajari hubungan air dengan kehidupan di bumi (Linsley et al, 1949). Selain itu hidrologi juga dapat diartikan sebagai ilmu yang mempelajari air dalam segala bentuknya (cairan, gas, padat) pada, dalam dan di atas permukaan tanah. Termasuk di dalamnya penyebaran, daur dan perilakunya, sifat-sifat fisika dan kimianya, serta hubungannya dengan unsur-unsur kehidupan dalam air itu sendiri.

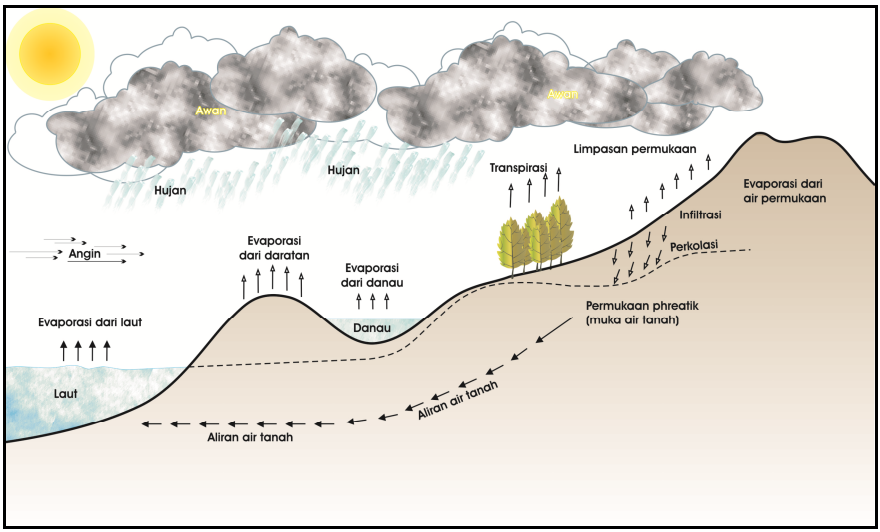
Didalam perkembangannya hidrologi terpecah menjadi banyak kajian, salah satunya adalah Hidrologi Daerah Aliran Sungai (DAS). Hidrologi DAS adalah cabang dari ilmu hidrologi yang mempelajari pengaruh pengelolaan vegetasi dan lahan di daerah tangkapan air bagian hulu (*upper catchment*) terhadap daur air, termasuk didalamnya tentang pengaruhnya terhadap erosi, kualitas air, banjir dan iklim di daerah hulu dan hilir. Selain itu kegiatan pengelolaan DAS ini juga sudah dibicarakan dan dilaksanakan diseluruh negara di dunia ini sejak satu abad yang

lalu, namun dalam pelaksanaannya masih terdapat banyak kelemahan yang mendasar khususnya dalam hal penetapan kriteria dan indikator dari fungsi hidrologi DAS itu sendiri. Adanya suatu harapan yang berlebihan dan kurang realistis terkadang juga berdampak pada pengelolaan DAS, sehingga memunculkan suatu kebijakan yang berdampak pada intervensi yang besar pada pengelolaan DAS itu sendiri namun hasilnya kurang sebanding dengan biaya yang harus dikeluarkan. Sebagai gambaran pada tingkatan curah hujan tertentu, kita dapat memandang fungsi hidrologi DAS yang terkait dengan kemampuan DAS tersebut sebagai tranmisi air, penyangga puncak kejadian hujan, pelepasan air secara perlahan, pemelihara kualitas air dan sebagai pencegah erosi melalui pengurangan perpindahan massa tanah.

1.1. Siklus Hidrologi

Sebelum kita membicarakan apa itu hidrologi DAS, maka terlebih dahulu kita merenung sejenak apa dan bagaimana sebenarnya pola siklus air di bumi ini ?. Sehingga nantinya kita bisa memahami mengapa orang perlu mempelajari hidrologi dan permasalahannya.

Menurut Asdak (2002) siklus air atau hidrologi adalah suatu pola sirkulasi air dalam ekosistem yang meliputi masukan yang berupa curah hujan dan selanjutnya didistribusikan melalui beberapa cara (Gambar 2.1).



Gambar 1.1. Siklus Hidrologi (Asdak, 2002 dan www.lablink.or.id)

Daur hidrologi pada Gambar 2.1. tersebut kita dapat menjelaskan mulai dari perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian ke permukaan tanah dan kembali lagi ke laut secara terus menerus. Selain itu air tersebut juga akan tertahan (sementara) di sungai, danau (waduk) dan dalam tanah sehingga dapat dimanfaatkan oleh manusia atau makhluk hidup lainnya. Dengan bantuan energi panas matahari dan faktor-faktor iklim lainnya menyebabkan terjadinya proses evaporasi pada permukaan vegetasi dan tanah, di laut atau badan-badan air lainnya. Uap air sebagai hasil proses evaporasi akan terbawa oleh angin melintasi daratan yang bergunung maupun datar dan apabila keadaan atmosfer memungkinkan, sebagian dari uap air tersebut akan terkondensasi dan turun sebagai air hujan.

Sebelum mencapai permukaan tanah, air hujan tersebut akan tertahan oleh tajuk vegetasi. Sebagian dari air hujan tersebut akan tersimpan di permukaan tajuk/daun selama proses

pembasahan tajuk, dan sebagian airnya akan jatuh ke atas permukaan tanah melalui sela-sela daun (*throughfall*) atau mengalir ke bawah melalui permukaan batang pohon (*steamflow*). Sebagian air hujan tidak akan pernah sampai di permukaan tanah, melainkan terevaporasi kembali ke atmosfer (dari tajuk dan batang) selama dan setelah berlangsungnya hujan (*interception loss*). Air hujan yang dapat mencapai permukaan tanah, sebagian akan masuk (terserap) ke dalam tanah (*infiltration*) dan sisanya akan tertampung sementara dalam cekungan-cekungan permukaan tanah (*surface detention*) untuk kemudian mengalir di atas permukaan tanah ke tempat yang lebih rendah (*runoff*), untuk selanjutnya masuk ke sungai. Air infiltrasi akan tertahan di dalam tanah oleh gaya kapiler yang selanjutnya akan membentuk kelembaban tanah, apabila kelembaban tanah sudah cukup jenuh maka air hujan tersebut akan bergerak secara lateral (horisontal) untuk selanjutnya pada tempat tertentu akan keluar lagi ke permukaan tanah (*subsurface flow*) dan akhirnya mengalir ke sungai. Air hujan yang masuk ke dalam tanah tersebut dapat pula bergerak vertikal ke tanah yang lebih dalam dan menjadi bagian dari air tanah (*ground water*). Air tanah tersebut pada musim kemarau, akan mengalir pelan-pelan ke sungai, danau, atau tempat penampungan alamiah lainnya (*base flow*). Sebagian air infiltrasi yang tetap tinggal dalam lapisan tanah bagian atas (*top soil*) kemudian diuapkan kembali ke atmosfer melalui permukaan tanah (*soil evaporation*) dan melalui permukaan tajuk vegetasi (*transpiration*)[1].

[1] Asdak, C. (2002), *Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai*

Pada perjalanan menuju bumi beberapa presipitasi dapat berevaporasi kembali ke atas atau langsung jatuh yang kemudian diintersepsi oleh tanaman sebelum mencapai tanah. Setelah mencapai tanah, siklus hidrologi terus bergerak secara kontinu dalam tiga cara yang berbeda :

1. Evaporasi/transpirasi

   Air yang ada di laut, di daratan, di sungai, di tanaman, kemudian akan menguap ke angkasa (atmosfer) dan kemudian akan menjadi awan. Pada keadaan jenuh, uap air (awan) itu akan menjadi bintik-bintik air yang selanjutnya akan turun dalam bentuk hujan, salju, es.

2. Infiltrasi/Perkolasi ke dalam tanah

   Air bergerak ke dalam tanah melalui celah-celah dan pori-pori tanah serta batuan menuju muka air tanah. Air dapat bergerak akibat aksi kapiler atau air dapat bergerak secara vertikal atau horizontal di bawah permukaan tanah hingga air tersebut memasuki kembali sistem air permukaan.

3. Air Permukaan

   Air bergerak di atas permukaan tanah dekat dengan aliran utama dan danau. Makin landai lahan dan makin sedikit pori-pori tanah, maka aliran permukaan semakin besar. Sungai-sungai bergabung satu sama lain dan membentuk sungai utama yang membawa seluruh air permukaan di sekitar daerah aliran sungai menuju laut. Air permukaan, baik yang mengalir maupun yang tergenang (danau, waduk, rawa), dan sebagian air bawah permukaan akan terkumpul dan mengalir membentuk sungai dan berakhir ke laut. Proses perjalanan air di daratan itu terjadi dalam komponen-komponen siklus

hidrologi yang membentuk sistem Daerah Aliran Sungai (DAS).

Pada daur siklus hidrologi inilah mekanisme transport terjadi, sehingga berdasarkan siklus tersebut dapat di bagi menjadi 2 fase yaitu :

1. **Siklus hidrologi pada fase/tahap terjadi di satu luasan lahan**, sebagai kontrol jumlah air, sedimen, nutrisi dan pestisida yang akan masuk ke sistim jaringan sungai.
2. **Siklus hidrologi pada fase/tahap pada Aliran Sungai** yang dapat didefinisikan sebagai pergerakan air, sedimen, nutrisi dan pestisida melalui aliran sungai menuju ke *outlet* masing-masing Sub DAS.

1.2. Hujan dan Limpasan Permukaan

Hujan adalah jatuhnya hydrometeor yang berupa partikel-partikel air dengan diameter 0.5 mm atau lebih. Jika jatuhnya sampai ketanah maka disebut hujan, akan tetapi apabila jatuhannya tidak dapat mencapai tanah karena menguap lagi maka jatuhan tersebut disebut *Virga*. Hujan juga dapat didefinisikan dengan uap yang mengkondensasi dan jatuh ketanah dalam rangkaian proses hidrologi.

Hujan merupakan salah satu bentuk presipitasi uap air yang berasal dari awan yang terdapat di atmosfer sebuah presipitasi berwujud cairan yang memerlukan keberadaan lapisan atmosfer tebal agar dapat menemui suhu di atas titik leleh es di dekat dan di atas permukaan Bumi. Di Bumi, hujan adalah proses kondensasi uap air di atmosfer menjadi butir air yang cukup berat untuk jatuh dan biasanya tiba di daratan. Dua proses

yang mungkin terjadi bersamaan dapat mendorong udara semakin jenuh menjelang hujan yaitu pendinginan udara atau penambahan uap air ke udara. Selain itu hujan adalah sumber utama air tawar di sebagian besar daerah di dunia yang menyediakan kondisi cocok untuk keragaman ekosistem dan juga untuk pembangkit listrik serta irigasi ladang.

Curah hujan merupakan ketinggian air hujan yang terkumpul dalam tempat yang datar, tidak menguap, tidak meresap dan tidak mengalir. Curah hujan dihitung menggunakan pengukur hujan. Jumlah curah hujan dihitung secara aktif oleh radar cuaca dan secara pasif oleh satelit cuaca.Satuan curah hujan selalu dinyatakan dalam satuan millimeter atau inchi, namun untuk di Indonesia satuan curah hujan yang digunakan adalah dalam satuan millimeter (mm)[2]. Curah hujan 1 (satu) milimeter artinya dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi satu milimeter atau tertampung air sebanyak satu liter.

Pengaruh kelembapan yang bergerak di sepanjang zona perbedaan suhu dan kelembapan tiga dimensi yang disebut front cuaca adalah metode utama dalam pembuatan hujan. Jika pada saat itu ada kelembapan dan gerakan ke atas yang cukup, hujan akan jatuh dari awan konvektif (awan dengan gerakan kuat ke atas) seperti *kumulonimbus* (badai petir) yang dapat terkumpul menjadi ikatan hujan sempit. Di kawasan pegunungan, hujan deras bisa terjadi jika aliran atas lembah meningkat di sisi atas angin permukaan pada ketinggian yang memaksa udara lembap

[2] Sosrodarsono (1980 : 27)

mengembun dan jatuh sebagai hujan di sepanjang sisi pegunungan. Di sisi bawah angin pegunungan, iklim gurun dapat terjadi karena udara kering yang diakibatkan aliran bawah lembah yang mengakibatkan pemanasan dan pengeringan massa udara. Pergerakan *truf monsun* atau zona konvergensi intertropis, membawa musim hujan ke iklim sabana.

Dampak pemanasan global juga mengakibatkan perubahan pola hujan dan intensitas hujan di seluruh dunia, termasuk suasana hujan di daerah kutub dan suasana kering di wilayah tropis. Intensitas hujan dikatakan besar berarti terjadi hujan lebat dan kondisi ini akan berdampak pada terjadinya banjir, longsor dan efek negatif terhadap tanaman.

Gambar 1.2. Intensitas Hujan dan Pengaruhnya bagi Manusia

Dalam hidrologi, hujan merupakan komponen masukan yang penting dalam proses hidrologi. Analisis data hujan pada

tinjauan aspek perencanaan hidrologi digunakan sebagai pendekatan dalam mengestimasi besar debit banjir yang terjadi pada suatu DAS. Pendekatan estimasi debit banjir yang terjadi dari data hujan dilakukan apabila pada DAS yang bersangkutan tidak dilengkapi dengan alat ukur duga air (*Automatic Water Level Recorder*). Untuk memperoleh besaran hujan yang dapat dianggap sebagai kedalaman hujan yang sebenarnya terjadi di seluruh DAS, maka diperlukan sejumlah stasiun hujan yang dapat mewakili besaran hujan di DAS tersebut.

Selain data hujan, limpasan permukaan merupakan salah satu faktor penting dalam sistem transport berbagai material yang akan terbawa masuk pengaliran sungai. Jika intensitas curah hujan ini melebihi laju infiltrasi, maka kelebihan air mulai berakumulasi sebagai cadangan permukaan. Bila kapasitas cadangan permukaan dilampaui, maka limpasan permukaan mulai sebagai suatu aliran lapisan yang tipis. Limpasan permukaan adalah bagian limpasan yang melintas di atas permukaan tanah menuju saluran sungai (Seyhan 1990).

Sebutan lain untuk limpasan permukaan yang sering digunakan beberapa ahli yaitu limpasan di atas lahan atau air larian. Lama waktu hujan, intensitas dan penyebaran hujan mempengaruhi laju dan volume limpasan permukaan. Total limpasan permukaan untuk suatu hujan secara langsung berhubungan dengan lama waktu hujan untuk intensitas hujan tertentu. Pada hujan dengan intensitas yang sama dan dengan waktu yang lebih lama akan menghasilkan limpasan permukaan yang lebih besar. Intensitas hujan akan mempengaruhi laju dan volume limpasan permukaan. Pada hujan dengan intensitas tinggi,

total volume limpasan permukaan akan lebih besar dibandingkan dengan intensitas yang rendah meskipun total curah hujan yang diterima sama.

Bentuk topografi seperti kemiringan tanah akan mempengaruhi limpasan permukaan. DAS dengan kemiringan tinggi akan menghasilkan limpasan permukaan yang lebih besar. Adanya vegetasi dapat memperbesar jumlah air yang tertahan di atas permukaan, sehingga dapat menurunkan laju limpasan permukaan.

1.3. Metode Untuk Memprediksi Besaran Limpasan Permukaan

Faktor-faktor yang mempengaruhi limpasan permukaan bisa dikelompokkan ke dalam faktor-faktor yang berhubungan dengan curah hujan yang berhubungan karateristik daerah pengaliran sungai. Lama waktu hujan, intesitas dan penyebaran hujan mempengaruhi laju dan volume limpasan permukaan. Pengaruh DAS terhadap limpasan permukaan adalah melalui bentuk dan ukuran DAS, topografi, geologi, dan keadaan tata guna lahan. Ada banyak metode yang dapat dipakai untuk menganalisa dan memprediksi besaran limpasan permukaan, dalam studi ini menggunakan persamaan SCS (*Soil Conservation Services*). Metode ini awalnya dikembangkan oleh *U.S Department of Agriculture* dengan menggunakan prosedur curve number untuk mengestimasi limpasan atau *runoff*. Metode ini telah banyak digunakan secara luas untuk pengolahan dan perencanaan sumber daya air.

SCS merupakan model empirikal yang telah umum digunakan diberbagai kawasan dunia, model ini dibangun guna menyediakan estimasi yang konsisten untuk memperkirakan besarnya limpasan permukan berdasarkan data tata guna lahan dan jenis tanah yang bervariasi. Metode ini didasarkan pada kesetimbangan air dan 2 hipotesis dasar yang diekspresikan sebagai persamaan berikut :

$$Pe = \frac{(P - Ia)}{P - Ia + S} \qquad (1.1)$$

dengan :

Ia : abstraksi awal (*initial abstraction*) (mm)

Pe : hujan berlebih (mm)

S : volume dari total tampungan (mm)

P : tinggi hujan (mm)

Abstraksi awal adalah air hujan yang terinfiltrasi lebih dahulu ke dalam tanah sebelum terjadi limpasan permukaan, yang termasuk dalam komponen abstraksi awal adalah simpanan permukaan (*retention*), air yang diserap oleh tumbuhan, evaporasi dan infiltrasi. Abstraksi awal merupakan variabel yang berhubungan dengan kondisi jenis tanah dan faktor penutup lahan. Pendekatan yang digunakan untuk menghitung laju abstraksi awal adalah sebagai berikut :

$$Ia = 0.2S \qquad (1.2)$$

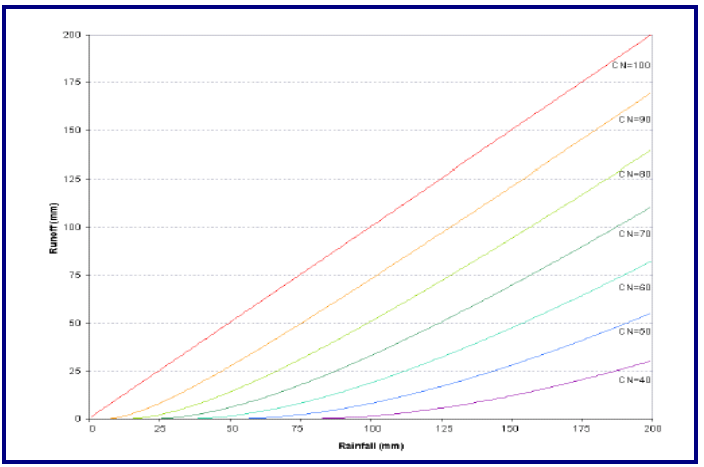
Dengan mensubstitusikan persamaan (1.1) dan (1.2) tersebut, maka persamaan pendugaan limpasan dapat dinyatakan dengan :

$$Pe = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \qquad (1.3)$$

dimana S merupakan deskripsi hubungan antara jenis tanah dan tata guna lahan dari suatu kawasan yang diperoleh dari bilangan *Curve Number* (CN), bilangan CN ini berkisar antara 0 – 100 yang dipengaruhi oleh hidrologi tanah, penggunaan lahan, perlakuan lahan pertanian, kondisi hidrologi dan AMC atau *antecedent soil moisture condition*. Secara matematis S dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$S = 25.4\left(\frac{1000}{CN} - 10\right) \qquad (1.4)$$

Metode SCS mengembangkan sistem klasifikasi tanah (dikenal sebagai *hydrologic soil groups*) yang terdiri dari empat grup yaitu A, B, C, dan D. Untuk nilai *curve number* (CN) yang berbeda-beda dapat dilihat pada grafik berikut :



Gambar 1.3. Solusi Perhitungan Limpasan Permukaan (USDA 1986)

Tabel 1.1. Tipikal Curve Number CN

Tataguna Lahan	Cara bercocok Tanam	Keadaan hidrologi	Kelompok Tanah			
			A	B	C	D
Tidak dikerjakan	Gundul / kosong	-----	77	86	91	94
	Tanah kosong	Buruk	76	85	90	93
	bekas dikerjakan	Baik	74	83	88	90
Tanaman berjajar	Larikan lurus	Buruk	72	81	88	91
		Baik	67	78	85	89
	Larikan lurus ada	Buruk	71	80	87	90
	bekas ditanami	Baik	64	75	82	85
	Kontur	Buruk	70	79	84	88
		Baik	65	75	82	86
	Kontur ada bekas	Buruk	69	78	83	87
	ditanami	Baik	64	74	81	85
	Kontur dan Teras	Buruk	66	74	80	82
		Baik	62	71	78	81
	Kontur dan Teras	Buruk	65	73	79	81
	ada bekas ditanami	Baik	61	70	77	80
Padi, Gandum	Larikan lurus	Buruk	65	76	84	88
		Baik	63	75	83	87
	Larikan lurus ada	Buruk	64	75	83	86
	bekas ditanami	Baik	60	72	80	84
	Kontur	Buruk	63	74	82	85
		Baik	61	73	81	84
	Kontur ada bekas	Buruk	62	73	81	84
	ditanami	Baik	60	72	80	83
	Kontur dan teras	Buruk	61	72	79	82
		Baik	59	70	78	81
	Kontur dan Teras	Buruk	60	71	78	81
	ada bekas ditanami	Baik	58	69	77	80
Tanaman Legum	Larikan lurus	Buruk	66	77	85	89
		Baik	58	72	81	85
	Kontur	Buruk	64	75	83	85
		Baik	55	69	78	83
	Kontur dan Teras	Buruk	63	73	80	83
		Baik	51	67	76	80

(Sumber : *SWAT Theoretical Documentation 2000*, 2002 : 95)

Tabel 1.2. Bilangan kurva air larian (*CN*) untuk kondisi awal II (kelembaban rata-rata) pada daerah pemukiman (*SCS Engineering Division*, 1986)

Tataguna Lahan	Keadaan Hidrologi	% rata-rata daerah kedap air	Kelompok Tanah			
			A	B	C	D
Daerah Pemukiman penduduk :						
Ruang terbuka – (halaman berumput, taman, lapangan golf, dll.)	Buruk Cukup Baik		68 49 39	79 69 61	86 79 74	89 84 80
Daerah Kedap Air :						
Areal parkir ber-*paving* (aspal), atap perumahan, jalan untuk mobil, dll. (diluar jalan utama)	-----		98	98	98	98
Jalan ber-*paving*, jalan raya, selokan, parit	-----		83	89	92	93
Jalan bebatuan	-----		72	82	87	89
Daerah pemerintahan :						
Perdagangan dan bisnis		85%	89	92	94	95
Industri		72%	81	88	91	93
Daerah perumahan :						
< 0,05 ha (perumahan kota)		65%	77	85	90	92
0,10 ha		38%	61	75	83	87
0,13 ha		30%	57	72	81	86
0,20 ha		25%	54	70	80	85
0,40 ha		20%	51	68	79	84
0,81 ha		12%	46	65	77	82
Daerah pengembangan wilayah pemukiman :						
Tanah kapling (tdk kedap air, tdk ada tanaman)			77	86	91	94

(Sumber : *SWAT Theoretical Documentation 2000*, 2002 : 96)

NRCS (*The U.S. Natural Resource Conservation Service*) mengklasifikasi tanah menjadi 4 kelas grup hidrologi tanah. Propertis tanah yang mempengaruhi potensi *runoff* adalah tanah

yang memiliki pengaruh kuat terhadap minimalnya besar infiltrasi pada kondisi tanah jenuh. *Propertis* tanah tersebut adalah kedalaman tanah hingga batas permukaan air tanah pada setiap musimnya, saturated hydraulic conductivity, dan kedalaman lapisan permiable. Maka tanah dibagi menjadi kelas grup : A,B,C,D, atau menjadi 3 kelas yaitu A/D, B/D, dan C/D, dengan definisi sebagai berikut :

- **Kelas A :** (Memiliki potensial *runoff rendah*). Tanah yang memiliki besar infiltrasi tinggi, bahkan pada saat pada kondisi sepenuhnya jenuh. Tanah tersebut memiliki tekstur lapisan pasir dan kerikil, sehingga digolongkan dalam tanah yang memiliki tingkat drain yang baik, Dan memiliki tingkat transmisi/penyebaran air yang tinggi.
- **Kelas B :** Tanah yang memiliki besar infiltrasi sedang dalam kondisi basah/jenuh. Mempunyai kedalaman air tanah, tingkat *drain* dalam kategori sedang dengan tekstur tanah mulai tekstur agak halus hingga kasar.
- **Kelas C :** Tanah yang memiliki besar infiltrasi rendah dalam kondisi jenuh. Yaitu tanah yang memiliki lapisan yang menghalanngi pergerakan air masuk kedalam lapisan tanah, atau memiliki tekstur mulai agak halus hingga tekstur halus.
- **Kelas D :** (Potensial *Runoff* yang tinggi). Tanah tersebut memiliki besar infiltrasi yang sangat rendah/lambat dalam kondisi jenuh. Yaitu tanah yang memiliki tekstur tanah lempung/memiliki potensi kembang susut yang tinggi, memiliki muka air tanah tetap/permanen, layer tanah cenderung berupa tekstur lempung hingga batas permukaannya dan memiliki lapisan permiabel yang dangkal.

Tabel 1.3. Kelompok tanah menurut *NRCS*

Kelompok Tanah	Keterangan	Laju Infiltrasi (mm/jam)
A	Potensi air larian paling kecil, termasuk tanah pasir dalam dengan unsur debu dan liat. Laju infiltrasi tinggi.	8 – 12
B	Potensi air larian kecil, tanah berpasir lebih dangkal dari A. Tekstur halus sampai sedang. Laju infiltrasi sedang.	1 – 8
C	Potensi air larian sedang, tanah dangkal dan mengandung cukup liat. Tekstur sedang sampai halus. Laju infiltrasi rendah.	1 – 4
D	Potensi air larian tinggi, kebanyakan tanah liat, dangkal dengan lapisan kedap air dekat permukaan tanah. Infiltrasi paling rendah.	0 - 1

(Sumber : Asdak, 2002:184)

Nilai limpasan puncak atau debit puncak adalah nilai maksimum dari limpasan yang terjadi karena disebabkan oleh intensitas hujan yang turun. Nilai ini merupakan indikator dari kekuatan erosi yang dapat ditimbulkan pada lahan dan dapat digunakan untuk memprediksi angkutan sedimen. Perhitungan SWAT untuk nilai debit puncak ini menggunakan modifikasi metode rasional.

Metode rasional berdasarkan pada asumsi bahwa itensitas curah hujan (*i*) dimulai pada saat t = 0 dan berlangsung terus sampai dengan jangka waktu yang tidakterbatas, sehingga debit limpasan puncak akan terus meningkat samapai pada waktu

kosentrasinya $t = t_{conc}$ dimana luas wilayah sud DAS akan mempengaruhi aliran sampai pada titik keluaran sub DAS (*outlet*). Persamaan rasional tersebut adalah sebagai berikut :

$$q_{peak} = \frac{C.I.Area}{3.6} \qquad (1.5)$$

dimana :

q_{peak} : debit puncak limpasan (*Peak Runoff Rate*) (m^3/dt)

I : itensitas hujan (mm/jam)

$Area$: luas wilayah sub DAS (km^2)

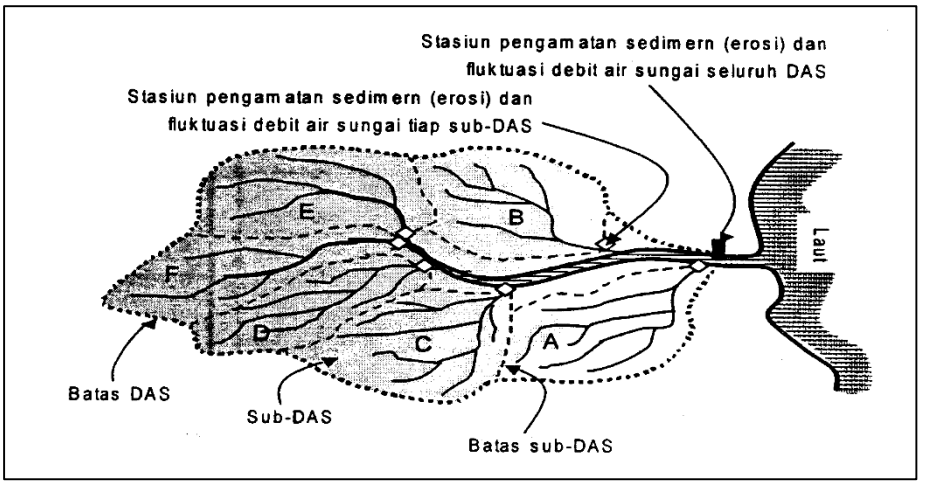
C : koefisien aliran

3.6 : faktor konversi

1.4. Definisi Daerah Aliran Sungai

Konsep dasar aliran sungai atau sering disingkat dengan DAS merupakan dasar dari semua perencanaan hidrologi. DAS yang besar pada dasarnya tersusun dari DAS-DAS kecil, dan DAS kecil ini juga tersusun dari DAS-DAS yang lebih kecil lagi. Menurut UU No. 7 Tahun 2004 tentang Sumber Daya Air, definisi daerah aliran sungai adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan, dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan. Sedangkan menurut Suripin (2002:183) DAS dapat didefinisikan sebagai suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam, seperti punggung bukit-bukit atau gunung, maupun batas buatan,

seperti jalan atau tanggul, dimana air hujan yang turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik kontrol. Pada Gambar 1.4. berikut ini diperlihatkan sebuah Daerah Aliran Sungai (DAS).



Gambar 1.4. Gambaran sebuah DAS. (Sumber : Suripin, 2002:185)

Dari definisi di atas, dapat dikemukakan bahwa DAS merupakan ekosistem, dimana unsur organisme dan lingkungan biofisik serta unsur kimia berinteraksi secara dinamis dan di dalamnya terdapat keseimbangan *inflow* dan *outflow* dari material dan energi.

1.5. Bentuk Daerah Aliran Sungai

Menurut Soewarno (1991:23) pola sungai menentukan bentuk suatu DAS. Bentuk DAS mempunyai arti penting dalam hubungannya dengan aliran sungai, yaitu berpengaruh terhadap kecepatan terpusatnya air. Pada umumnya bentuk DAS dapat dibedakan menjadi empat macam yaitu[3]:

a. Daerah pengaliran bulu burung

[3] Sosrodarsono, 1985:169

Jalur daerah di kiri kanan sungai utama dimana anak-anak sungai mengalir ke sungai utama disebut daerah pengaliran bulu burung. Daerah pengaliran sedemikian mempunyai debit banjir yang kecil, oleh karena waktu tiba banjir dari anak-anak sungai itu berbeda-beda. Sebaliknya banjirnya berlangsung agak lama.

b. Daerah pengaliran radial

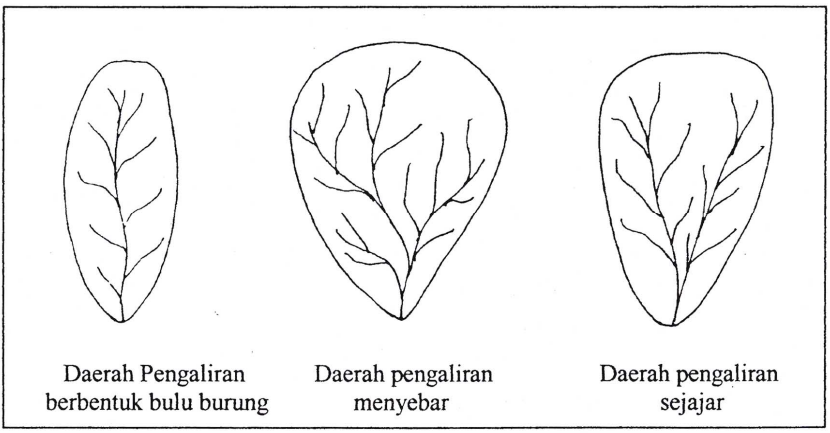
Daerah pengaliran yang berbentuk kipas atau lingkaran dan dimana anak-anak sungainya mengkonsentrasi ke suatu titik secara radial disebut daerah pengaliran radial. Daerah pengaliran dengan corak sedemikian mempunyai banjir yang besar di dekat titik pertemuan anak-anak sungai.

c. Daerah pengaliran paralel

Bentuk ini mempunyai corak dimana dua jalur daerah pengaliran yang bersatu di bagian pengaliran yang bersatu di bagian hilir. Banjir itu terjadi di sebelah hilir titik pertemuan sungai-sungai.

d. Daerah pengaliran yang komplek

Hanya beberapa buah daerah aliran yang mempunyai bentuk-bentuk ini dan disebut daerah pengaliran yang komplek.



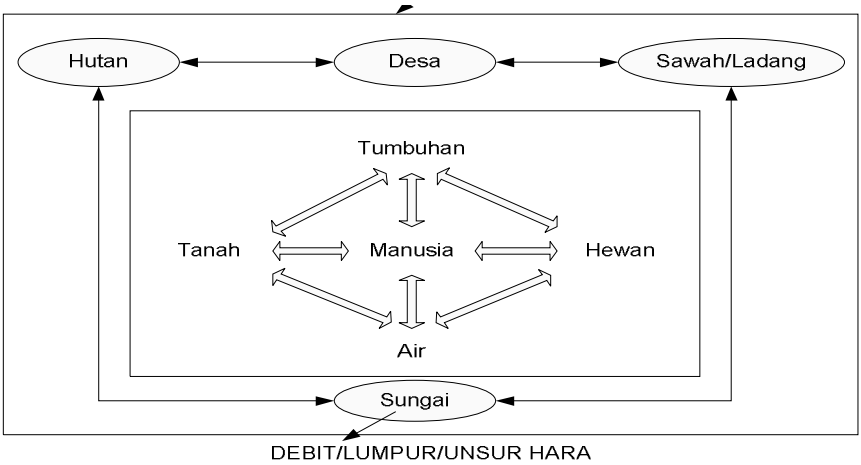
Gambar1.6. Bentuk Daerah Aliran Sungai (Sumber : Sosrodarsono, 1985:169)

1.6. Ekosistem Daerah Aliran Sungai

Ekosistem adalah suatu sistem ekologi yang terdiri atas komponen-komponen yang saling berintegrasi sehingga membentuk suatu kesatuan. Daerah aliran sungai dapat dipandang sebagai suatu ekosistem dimana terdapat keterkaitan baik secara langsung ataupun tidak langsung antara komponen-komponen penyusun DAS.

Sebagai suatu ekosistem, maka setiap ada masukan (*input*) ke dalamnya, proses yang berlangsung di dalamnya dapat dievaluasi berdasarkan keluaran (*output*) dari ekosistem tersebut. Komponen masukan dalam ekosistem DAS adalah curah hujan, sedangkan keluarannya terdiri dari debit air dan muatan sedimen. Komponen-komponen DAS yang berupa vegetasi, tanah dan saluran/sungai dalam hal ini bertindak sebagai *prosessor*. Pada Gambar 1.3 menunjukkan bahwa adanya hubungan timbal balik

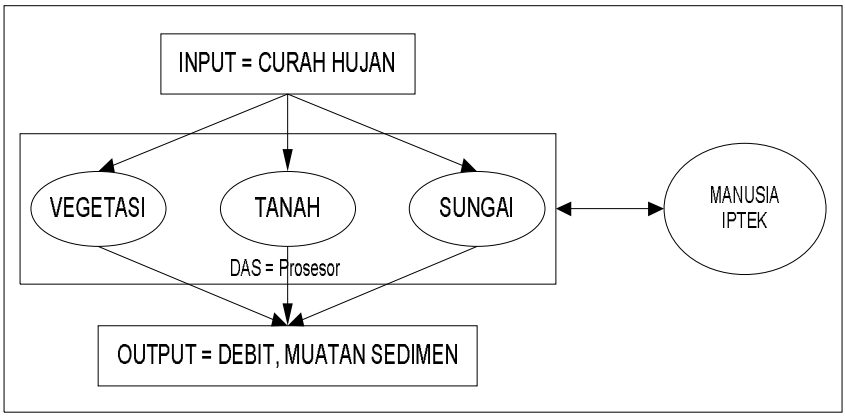
antar komponen ekosistem DAS, maka apabila terjadi perubahan pada salah satu komponen lingkungan, ia akan mempengaruhi komponen-komponen yang lain. Perubahan komponen-komponen tersebut akan mempengaruhi keutuhan sistem ekologi di daerah tersebut[4].



Gambar 1.7. Komponen-komponen Ekosistem DAS hulu (Sumber : Asdak, 2002 : 16)

Pada Gambar 1.7 menunjukkan proses yang berlangsung dalam suatu ekosistem DAS. Curah hujan, jenis tanah, kemiringan lereng, vegetasi dan aktivitas manusia mempunyai peranan penting untuk berlangsungnya proses erosi-sedimentasi.

[4] Asdak (2002 : 16). *Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai*



Gambar 1. 8. Fungsi ekosistem DAS (Sumber : Asdak, 2002:18)

Dalam mempelajari ekosistem DAS, daerah aliran sungai dapat diklasifikasikan menjadi daerah hulu, tengah dan hilir. Dengan perkataan lain ekosistem DAS bagian hulu mempunyai fungsi perlindungan terhadap keseluruhan DAS. Secara umum fungsi ketiga bagian tersebut akan dijelaskan sebagai berikut :

a) DAS bagian hulu didasarkan pada fungsi konservasi. Pengelolaan DAS digunakan untuk mempertahankan kondisi lingkungan DAS agar tidak terdegradasi, hal ini dapat diindikasikan dari kondisi tutupan vegetasi lahan DAS, kualitas air, kemampuan menyimpan air (debit), dan curah hujan. Setiap terjadinya kegiatan di DAS bagian hulu akan menimbulkan dampak di daerah hilir dalam bentuk perubahan fluktuasi debit dan transport sedimen serta material terlarut dalam sistem aliran airnya. Oleh sebab itu DAS bagian hulu seringkali menjadi fokus perhatian dalam pengelolaan suatu DAS.
b) DAS bagian tengah didasarkan pada fungsi pemanfaatan air sungai yang dikelola untuk dapat memberikan manfaat bagi kepentingan sosial dan ekonomi. Keadaan ini dapat

diindikasikan dari kuantitas air, kualitas air, kemampuan menyalurkan air, dan ketinggian muka air tanah, serta terkait pada prasarana pengairan seperti pengelolaan sungai, waduk, dan danau.

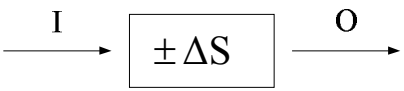
c) DAS bagian hilir didasarkan pada fungsi pemanfaatan air sungai yang dikelola untuk dapat memberikan manfaat bagi kepentingan sosial dan ekonomi, yang diindikasikan melalui kuantitas dan kualitas air, kemampuan menyalurkan air, ketinggian curah hujan, dan terkait untuk kebutuhan pertanian, air bersih, serta pengelolaan air limbah.

BAB II

NERACA AIR
DAERAH ALIRAN SUNGAI

2.1. Konsep Neraca air

Hubungan antara masukan air total dengan keluaran air total yang dapat terjadi pada suatu DAS tertentu umumnya disebut dengan neraca air. Menurut Dinas PU Pengairan Provinsi Jawa Timur (2004) neraca air adalah gambaran potensi dan pemanfaatan sumberdaya air dalam periode tertentu. Dari neraca air ini dapat diketahui potensi sumberdaya air yang masih belum dimanfaatkan dengan optimal.



Gambar 2.1. Konsep Dasar Neraca Air.

Secara kuantitatif, neraca air menggambarkan prinsip bahwa selama periode waktu tertentu masukan air total sama dengan keluaran air total ditambah dengan perubahan air cadangan *(change in storage)*. Nilai perubahan air cadangan ini dapat bertanda positif atau negatif.

Konsep neraca air pada dasarnya menunjukkan keseimbangan antara jumlah air yang masuk, yang tersedia , dan

yang keluar dari sistem (sub sistem) tertentu. Secara umum persamaan neraca air dirumuskan dengan (Sri Harto, 2000)

$I = O \pm \Delta S$ (2.1)

dengan :

I = masukan *(inflow)*

O = keluaran *(outflow)*

Yang dimaksud dengan masukan adalah semua air yang masuk ke dalam sistem, sedangkan keluaran adalah semua air yang keluar dari sistem.. Perubahan tampungan adalah perbedaan antara jumlah semua kandungan air (dalam berbagai sub sistem) dalam satu unit waktu yang ditinjau, yaitu antara waktu terjadinya masukan dan waktu terjadinya keluaran. Persamaan ini tidak dapat dipisahkan dari konsep dasar yang lainnya (siklus hidrologi) karena pada hakikatnya, masukan ke dalam sub sistem yang ada, adalah keluaran dari sub sistem yang lain dalam siklus tersebut (Sri Harto, 1993).

Neraca air merupakan hubungan antara masukan air total dan keluaran air total yang terjadi pada suatu DAS yang didalamnya terkandung komponen-komponen seperti debit aliran sungai, curah hujan, evapotranspirasi, perkolasi, kelembaban tanah dan periode waktu.

Menurut Tood (2005: 21) neraca air dirumuskan sebagai berikut:

$P - Q - G - E - T = \Delta S$.....(2.2)

Di mana:

P = Presipitasi

Q = debit

G = aliran dasar

E = Evaporasi

T = Transpirasi

Evapotranspirasi dipengaruhi oleh berbagai faktor antara lain iklim dan jenis vegetasi. Iklim tidak dapat dimodifikasi oleh manusia, sehingga faktor jenis vegetasi inilah yang menjadi perhatian dalam pengelolaan sumberdaya air (Asdak, 2002).

Teknik neraca air sebagai salah satu subjek utama dalam hidrologi, merupakan suatu cara untuk mendapatkan jawaban penting terhadap permasalahan hidrologi, yaitu dalam hal evaluasi kuantitatif sumberdaya air wilayah, serta perubahan akibat intervensi kegiatan manusia. Informasi neraca air lahan dan waduk dalam rentang waktu tertentu diperlukan untuk operasional pengelolaan air waduk dan untuk prakiraan hidrologi. Perhitungan neraca air wilayah juga penting untuk perbandingan potensi sumberdaya air suatu wilayah dengan wilayah lainnya.

2.2. Neraca Air Metode Thornwaite dan Mather

Metode ini mensyaratkan digunakan pada DAS yang mempunyai aliran sepanjang tahun. Persamaan neraca air yang digunakan yaitu (Mehta;2006):

$$Q = P - Ea \pm \Delta S \quad \text{.....} \quad (2.3)$$

Dengan:

Q = debit aliran (mm)

P = hujan (mm)

Et = Evapotranspirasi aktual (mm)

ΔS = perubahan cadangan kelembaban tanah (mm)

Perhitungan neraca menurut Thortwaite dan Mather memakai dasar sebagai berikut:

ST = kandungan lengas tanah dalam daerah perakaran (mm)

ST_o = kandungan lengas tanah dalam daerah perakaran pada kapasitas lapangan (mm)

APWL = jumlah komulatif dari dfisit curah hujan (mm)

AE = evaporasi aktual (mm/bulan)

PE = evapotranspirasi potensial (mm/bulan)

P = presipitasi/curah hujan (mm/bulan)

ΔST = perubahan kadar lengas dalam daerah perakaran (mm/bulan)

D = defisit = kekurangan lengas (mm/bulan)

S = surplus = kelebihan lengas (mm/bulan)

Kandungan lengas di dalam daerah perakaran (ST) tergantung dari:

- Kandungan lengas pada kapasitas lapangan (Sto)
- Kumulatif defisit curah hujan (APWL) dengan rumus

$$ST = STo.e^{(APWL/-STo)} \quad \text{.....} \quad (2.4)$$

Evapotranspirasi aktual (AE) dihitung sebagai berikut:

- Untuk bulan basah (P>PE): AE =PE
- Untuk bulan kering (P<PE): AE = P+ ΔST

Kemudian defisit (kekurangan) = D = dihitung dengan cara : D = PE – AE

Cara menghitung lengas tanah:

1. Tentukan nilai-nilai bulanan dari P,PE dan P-PE. Perhitungan berikut ini hanya berlaku bila rata-rata temperatur bulanan terendah $-1^{o}C$.
2. Hitunglah P,PE dan P-PE tahunan:
   $\sum$(P-PE)>0, terjadi surplus curah hujan
   $\sum$(P-PE)>0, terjadi defisit curah hujan
3. Surplus curah hujan
   Kebanyakan terdapat satu periode kering dan satu periode basah, kadang-kadang terdapat dua periode kering dan dua periode basah. Pada akhir periode basah (P-PE>0) tanah dalam keadaan jenuh, sehingga ST = ST_o
4. Setelah P-PE menjadi negatif, nilai ini selalu dijumlahkan. Jumlah defisit curah hujan ini selama n bulan kering yang berurutan adalah:

$$APWL = -\sum_{1}^{n}(P - PE)_{neg}$$

   Apabila P-PE menjadi positif, seri ini menjadi terputus. Bilamana rangkaian bulan kering muncul kembali, maka seri baru harus dimulai lagi
5. Kandungan lengas tanah (ST) dapat dihitung berdasarkan rumus
6. Perubahan kandungan lengas $\Delta ST = ST_2 - ST_1$ menyebabkan kenaikan kandungan lengas tanah; sementara nilai negatif menyebabkan tanah menjadi lebih kering.

7. Pada bulan-bulan kering (P-PE <0) besarnya evapotranspirasi aktual (AE) adalah AE=P- ΔST (dimana ΔST<)); dan defisit D=PE-AE.
8. Pada bulan-bulan basah (P-PE>0): AE=PE dan ΔST = P-PE,sampai kandungan lengas maksimum tercapai (ST_o). Baru kemudian tercapai surplus yang akan dibuang. Surplus ini adalah: S = (P-PE) - ΔST (S≥)
9. Untuk perhitungan tahunan:

$$\sum_{1}^{12} \Delta ST = 0$$

$$\sum_{1}^{12} S = 1\sum_{1}^{12} P - \sum_{1}^{12} AE$$

$$\sum_{1}^{12} D = \sum_{1}^{12} PE - \sum_{1}^{12} AE$$

10. Defisit curah hujan
    - Jumlahkan semua nilai P-PE negatif:∑(P-PE) neg
    - Jumlahkan semua nilai P-PE positif: ∑(P-PE)pos
11. Untuk ∑(P-PE)pos < ST_o.....lanjutkan ke langkah 12
    Untuk ∑(P-PE)pos > ST_o.....lanjutkan ke langkah 14
    Untuk ∑(P-PE)pos = ST_o.....lanjutkan ke langkah 15
12. Bila ∑(P-PE)pos < ST_o, tanah tidak akan pernah mengalami keadaan jenuh. Pada akhir musim basah, kandungan lengas tanah berada dalam tingkat maksimum (kemudian diberi tanda ST' dimana ST' < ST_o), sementara pada akhir musim kering diberi tanda ST". Karena adanya musim basah, maka terjadilah pengisian lengas dalam daerah perakaran, sehingga kandungan lengas tanah meningkat dari ST " menjadi ST'. Dalam hal ini kita dapat menentukan dua nilai APWL yang

berhubungan dengan kedua nilai ST itu, yakni berturut-turut APWL' dan APWL" untuk ST" dan ST", sehingga:

APWL' – APWL" = $\sum$(P-PE)neg

ST' – ST " = $\sum$(P-PE)pos

Pada akhir musim basah, perhitungan dimulai dengan nilai APWL' dan ST demikian seterusnya. Sampai setelah bulan kering ke-n:

$$APWL = APWL' - \sum_{1}^{n}(P - PE)neg$$

Setelah nilai (P-PE) positif dicapai perhitungan tersebut di atas berhenti. Perhitungan dimulai lagi bila bulan kering tiba kembali.

13. Dari nilai APWL yang diperoleh dapat dihitung ST sesuai dengan langkah nomor (5) dan seterusnya.
14. Bila $\sum$(P-PE)pos > ST_o, tanah akan mengalami keadaan jenuh, sehingga pada akhir musim basah akan tercapai ST_o. Untuk ini perhitungan dapat dilakukan sebagaimana langkah omor (4) dan seterusnya.
15. Bila $\sum$(P-PE)pos = ST_o, keadaan jenuh mungkin tercapai atau mungkin tidak terjadi. Dengan usaha coba-coba kita dapat menemukan pemecahannya (dengan berpedoman bahwa $\sum \Delta ST = 0$)
16. Kadang-kadang pada musim kering terjadi juga bulan-bulan basah, di mana P-PE >0. Nilai positif ini ditambahkan pada ST:
    a. bila ST_o tercapai, terjadilah surplus .....lanjutkan ke langkah (17)
    b. bila ST_o tidak tercapai, tidak terjadi surplus.....lanjutkan ke langkah (18)

17. Bila ST_o tercapai pada selingan bulan-bulan basah, maka APWL pada bulan kering berikutnya dapat dihitung berdasarkan langkah nomor (4) dan seterusnya.
18. Apabila ST_o tidak tercapai pada selingan bulan basah tersebut, tetapi mencapai $ST^* < ST_o$, maka dapat dihitung APWL *, dan gunakan nilai itu untuk menghitung seri yang selanjutnya. Setelah bulan-bulan kering berakhir, mulaiperhitungan dengan :

$$APWL = APWL^* - \sum_{1}^{n} (P - PE)neg$$

2.3. Neraca air Metode F.J. Mock.

2.3.1. Konsep Dasar.

Metode ini menganggap bahwa hujan yang jatuh pada *catchment area* sebagian akan hilang sebagai evapotranspirasi, sebagian akan langsung menjadi *direct run off* dan sebagian lagi akan masuk ke dalam tanah (*infiltrasi*). Infiltrasi ini pertama-tama akan menjenuhkan *top-soil* dulu baru kemudian menjadi perkolasi ke tampungan air tanah yang nantinya akan keluar ke sungai sebagai *base flow*. Dalam hal ini harus ada keseimbangan antara hujan yang jatuh dengan evapotranspirasi, *direct run off* dan infiltrasi sebagai *soil moisture* dan *ground water discharge*. Aliran dalam sungai adalah jumlah aliran yang langsung dipermukaan tanah (*direct run off*) dan *base flow*.

Metode Mock mempunyai dua prinsip pendekatan perhitungan aliran permukaan yang terjadi di sungai, yaitu neraca air di atas permukaan tanah dan neraca air bawah tanah yang semua berdasarkan hujan, iklim dan kondisi tanah.

Dr. F.J. Mock (1973) dalam Lily (2009) memperkenalkan model sederhana simulasi keseimbangan air bulanan untuk aliran yang meliputi data hujan, evaporasi dan karakteristik hidrologi daerah pengaliran. Kriteria perhitungan dan asumsi yang digunakan dalam analisis ini adalah sebagai berikut :

1. Evapotranspirasi Aktual (Ea) / Evapotranspirasi Terbatas (Et)

Evapotranspirasi aktual dihitung dari Evaporasi potensial metode Penman (ETo). Hubungan antara Evaporasi potensial dengan Evapotranspirasi aktual dihitung dengan rumus :

$Ea = ETo - \Delta E \rightarrow (Ea = Et)$.....(2.5)

$\Delta E = ETo \times (m/20) \times (18 - n) \rightarrow (E = \Delta E)$.....(2.6)

dengan :

Ea = Evapotranspirasi aktual (mm/hari)

Et = Evapotranspirasi terbatas (mm/hari) M = prosentase lahan yang tidak tertutup tanaman, ditaksir dari peta tata guna lahan

m = 0 untuk lahan dengan hutan lebat

m = 0 untuk lahan dengan hutan sekunder pada akhir musim hujan dan bertambah 10 % setiap bulan kering berikutnya.

m = 10 – 40 % untuk lahan yang tererosi

m = 30 – 50 % untuk lahan pertanian yang diolah (misal : sawah, ladang)

n = jumlah hari hujan dalam sebulan

2. Keseimbangan Air di Permukaan Tanah

a. Air hujan yang mencapai permukaan tanah dapat dirumuskan sbb.:

$$Ds = P - Et \quad \text{.....(2.7)}$$

dengan

Ds = Air hujan yang mencapai permukaan tanah (mm/hari)

P = Curah hujan (mm/hari)

Et = evapotranspirasi terbatas (mm/hari)

Bila harga Ds positif (P > Et) maka air akan masuk ke dalam tanah bila kapasitas kelembaban tanah belum terpenuhi, dan sebaliknya akan melimpas bila kondisi tanah jenuh. Bila harga Ds negatif (P < Et), sebagian air tanah akan keluar dan terjadi kekurangan (*defisit*). P = curah hujan.

b. Perubahan kandungan air tanah (*soil storage*) tergantung dari harga Ds. Bila harga Ds negatif maka kapasitas kelembaban tanah akan berkurang dan bila Ds positif akan menambah kekurangan kapasitas kelembaban tanah bulan sebelumnya.

c. Kapasitas Kelembaban tanah (*Soil Moisture Capacity*)
Perkiraan kapasitas kelembaban tanah awal diperlukan pada saat dimulainya simulasi dan besarnya tergantung dari kondisi porositas lapisan tanah atas dari daerah pengaliran. Biasanya diambil 50 s/d 250 mm, yaitu kapasitas kandungan air dalam tanah per m^3. Jika porositas tanah lapisan atas tersebut makin besar, maka kapasitas kelembaban tanah akan makin besar pula.

Jika pemakaian model dimulai bulan Januari, yaitu pertengahan musim hujan, maka tanah dapat dianggap berada pada kapasitas lapangan (*field capacity*). Sedangkan jika model dimulai dalam musim kemarau, akan terdapat kekurangan, dan kelembaban tanah awal yang mestinya di bawah kapasitas lapangan.

3. Limpasan dan Penyimpanan Air Tanah (*Run Off & Groundwater Storage*)

a. Koefisien Infiltrasi (i)

Koefisien infiltrasi ditaksir berdasarkan kondisi porositas tanah dan kemiringan daerah pengaliran. Lahan yang porous misalnya pasir halus mempunyai infiltrasi lebih tinggi dibandingkan tanah lempung berat. Lahan yang terjal di mana air tidak sempat infiltrasi kedalam tanah maka koefisien infiltrasi akan kecil. Batasan koefisien infiltrasi adalah 0 – 1.0.

b. Penyimpanan Air Tanah (*Groundwater Storage*)

Pada permulaan simulasi harus ditentukan penyimpanan awal (*initial storage*) yang besarnya tergantung dari kondisi geologi setempat dan waktu. Sebagai contoh: dalam daerah pengaliran kecil yang mana kondisi geologi lapisan bawah adalah tidak tembus air dan mungkin tidak ada air di sungai pada musim kemarau, maka penyimpanan air tanah menjadi nol.

Rumus-rumus yang digunakan :

$$Vn = k \cdot V_{n-1} + \tfrac{1}{2}(1 + k) \cdot In \qquad (2.8)$$

$$DVn = Vn - V_{n-1} \qquad (2.9)$$

dengan :

Vn = volume air tanah bukan ke n

V_{n-1} = volume air tanah ulan ke (n - 1)

k = qt/qo = faktor resesi aliran air tanah (*catchment area recession factor*)

In = Infiltasi bulan ke n

DV_{n-1} = perubahan volume aliran air tanah

Faktor resesi air tanah (k) adalah 0 – 1.0. Harga k yang tinggi akan memberikan resesi yang lambat seperti pada kondisi geologi lapisan bawah yang sangat lulus air (*permeable*).

c. Limpasan (*Run Off*)

Aliran dasar : Infiltrasi dikurangi perubahan volume aliran air dalam tanah

Limpasan langsung : kelebihan air (water surplus) – infiltrasi

Limpasan : aliran dasar + limpasan langsung

Debit andalan : aliran sungai dinyatakan dalam m^3/bulan.

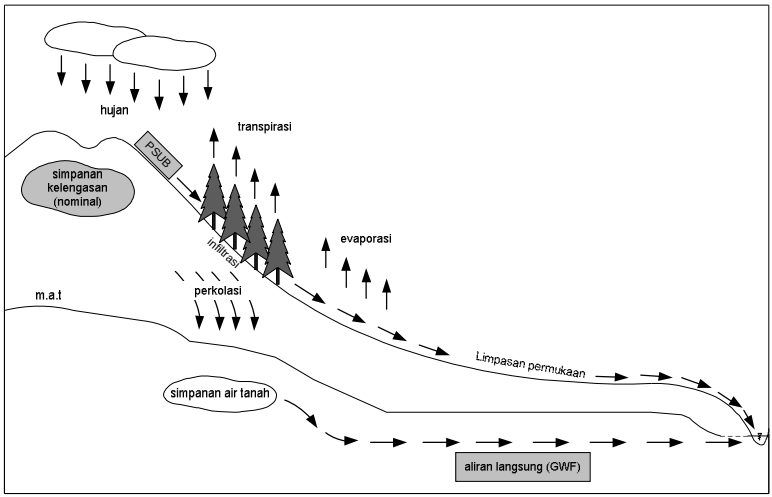
2.4. Metode NRECA.

2.4.1. Konsep Dasar.

Model NRECA dikembangkan oleh Crowford (USA) yang merupakan penyederhanaan dari Stanford Watershed Model IV yang memiliki 34 parameter. Persamaan keseimbangan air yang terjadi pada suatu daerah pengaliran yang digunakan sebagai prinsip dasar metode NRECA ini adalah sebagai berikut :

Hujan – Evapotranspirasi aktual + Perubahan tampungan = Limpasan.

Konsep model disajikan pada Gambar 2. Model NRECA membagi aliran menjadi dua, yaitu limpasan langsung (limpasan permukaan dan bawah permukaan) dan aliran dasar. Tampungan juga dibagi dua yaitu tampungan kelengasan *(moisture storage)* dan tampungan air tanah *(ground water storage)*.



Gambar 2.2. Struktur model NRECA

Perubahan tampungan diperhitungkan sebagai selisih dari tampungan akhir dan awal. Simpanan kelengasan ditentukan oleh hujan, evapotranspirasi dan lengas lebih yang selanjutnya menjadi aliran langsung dan imbuhan ke air tanah. Debit total merupakan jumlah dari aliran langsung ditambah aliran air tanah.

2.4.2. Parameter Karakteristik DAS.

Pada model NRECA ada tiga parameter yang menggambarkan karakteristik DPS yang besar pengaruhnya terhadap keluaran sistem, yaitu :

NOMINAL = indeks kapasitas kelengasan tanah (mm), dapat didekati dengan persamaan : $100 + C.R_a$

$C = 0,2$

R_a = hujan tahunan (mm)

PSUB = prosentase dari limpasan yang bergerak keluar dari DAS melalui limpasan permukaan. PSUB merupakan parameter karakteristik lapisan tanah

pada kedalaman 0 - 2m. Nilai PSUB berkisar 0,3 – 0.9 tergantung pada sifat lulus air tanah.

PSUB = 0.3 bila bersifat kedap air

PSUB = 0.9 bila bersifat lulus air.

GWF = prosentase dari tampungan air tanah yang mengalir ke sungai sebagai aliran dasar. GWF merupakan parameter karakteristik lapisan tanah pada kedalaman 2 – 10m.

GWF = 0.2 bila bersifat lulus air

GWF = 0.8 bila bersifat kedap air.

Disamping tiga parameter tersebut, ada dua parameter lagi yang pengaruhnya kecil terhadap keluaran sistem *(low effect parameter)*, yaitu :

SM stor = simpanan kelengasan tanah *(soil moisture storage).*

GW stor = simpanan air tanah *(ground water storage).*

2.4.3. Simpanan kelengasan tanah *(soil moisture storage/SM store)*

Simpanan kelengasan tanah adalah cadangan air yang besarnya ditentukan oleh selisih dari tampungan akhir dan tampungan awal.

Besarnya tampungan ini ditentukan oleh hujan, evapotranspirasi dan kelebihan kelengasan yang menjadi limpasan langsung dan imbuhan air tanah. Simpanan kelengasan tanah bulanan selanjutnya ditentukan dengan persamaan :

$$SM_i = SM_{i-1} + \Delta Stor_{i-1} \quad \text{.....(2.10)}$$

dimana :

Sm_i = simpanan kelengasan tanah bulan ke-$_i$

Sm_{i-1} = simpanan kelengasan tanah bulan ke-$_{i-1}$

i = 1,2,3,.....

SMo = simpanan kelengasan awal, yang ditentukan dengan coba-coba.

$\Delta Stor_{i-1}$ = perubahan simpanan kelengasan bulan ke-$_{i-1}$

2.4.4. Simpanan air tanah (*ground water storage* / GWStor)

Kelebihan kelengasan tanah yang masuk ke dalam tanah dan mengalami perkolasi akan masuk ke dalam tampungan air tanah, yang biasa disebut akuifer.

Akibat proses hidrologi sebelumnya, akuifer ini biasanya tidak kosong. Simpanan air tanah dalam akuifer akibat proses hidrologi sebelumnya disebut sebagai tampungan awal air tanah *(begin storage groungwater)*. Sementara itu tampungan yang telah mendapat tambahan air perkolasi disebut sebagai tampungan akhir air tanah *(end storage groundwater)*. Pada bulan selanjutnya tampungan akhir ini akan menjadi tampungan awal, proses ini berlanjut terus-menerus sebagai fungsi waktu. Selanjutnya tampungan akhir inilah yang akan menjadi aliran tanah bila kondisi tampungan memungkinkan. Dalam model ini tampungan awal ditentukan dengan cara coba-coba. Sementara itu tampungan awal bulan selanjutnya ditentukan dengan persamaan :

$$BSG_{i+1} = ESG_i - GWFlow_i$$

dimana

BSG_{i+1} = tampungan awal bulan ke $_{i+1}$

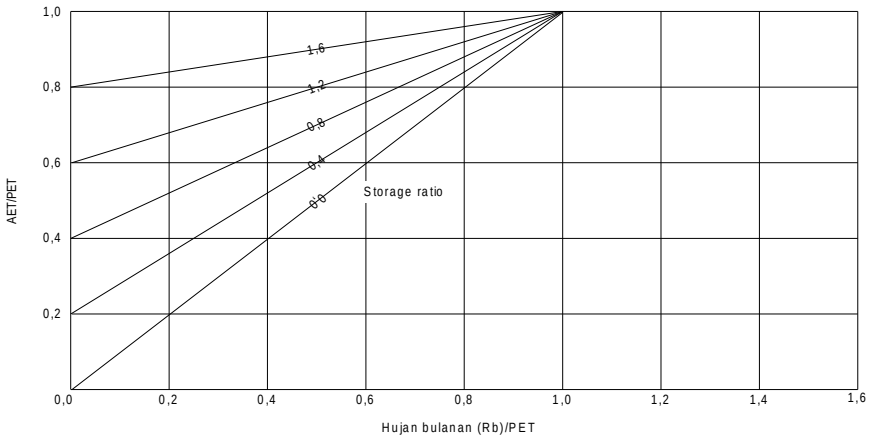
ESG_i = tampungan akhir bulan ke-i

$GWFlow_i$ = aliran air tanah bulan ke-$_i$

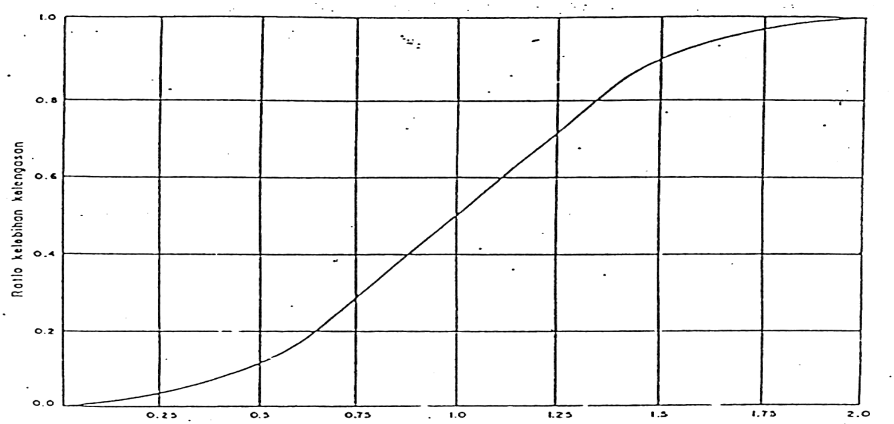
Dalam model ini tampungan akhir dihitung dengan persamaan sebagai berikut : $ESG_i = BSG_i + RECH_i$

dimana

$RECH_i$ = kelebihan kelengasan tanah yang masuk ke dalam tanah pada bulan ke-i



Gambar 2.3. Rasio AET/PET



Gambar 2.4. Rasio Tampungan Kelengasan Tanah.

BAB III

FAKTOR-FAKTOR YANG MEMPENGARUHI NERACA AIR DAS

3.1. Curah Hujan

Seperti kita ketahui bersama pola curah hujan di Indonesia lebih banyak dipengaruhi oleh letak geografis. Hal ini menyebabkan rata-rata curah hujan di Indonesia untuk setiap wilayah setiap tahunnya tidak sama. Namun demikian secara umum rata-rata curah hujan di Indonesia masih tergolong cukup banyak, yaitu berkisar antara 2000-3000 mm/tahun.

Menurut BMKG berdasarkan distribusi data rata-rata curah hujan bulanan, umumnya wilayah Indonesia dibagi menjadi 3 (tiga) pola hujan, yaitu :

1. *Pola hujan monsun*, yang wilayahnya memiliki perbedaan yang jelas antara periode musim hujan dan periode musim kemarau kemudian dikelompokan dalam Zona Musim (ZOM), tipe curah hujan yang bersifat unimodial (satu puncak musim hujan,DJF musim hujan,JJA musim kemarau).
2. *Pola hujan equatorial*, yang wilayahnya memiliki distribusi hujan bulanan bimodial dengan dua puncak musim hujan maksimum dan hampir sepanjang tahun masuk dalam kreteria musim hujan. Pola ekuatorial dicirikan oleh tipe

curah hujan dengan bentuk bimodial (dua puncak hujan) yang biasanya terjadi sekitar bulan Maret dan Oktober atau pada saat terjadi ekinoks.

3. *Pola hujan lokal*, yang wilayahnya memiliki distribusi hujan bulanan kebalikan dengan pola monsun. Pola lokal dicirikan oleh bentuk pola hujan unimodial (satu puncak hujan), tetapi bentuknya berlawanan dengan tipe hujan monsun.

Pada kondisi normal, daerah yang bertipe hujan monsun akan mendapatkan jumlah curah hujan yang berlebih pada saat monsun barat dibanding saat monsun timur. Hal ini dikarenakan adanya pengaruh monsun di daerah yang memiliki pola curah hujan ekuator kurang tegas akibat pengaruh insolasi pada saat terjadi ekinoks, demikian juga pada daerah yang memiliki pola curah hujan lokal yang lebih dipengaruhi oleh efek geografi.

Mengingat hujan sangat bervariasi terhadap tempat, maka untuk kawasan yang luas, satu alat penakar hujan belum dapat menggambarkan hujan wilayah tersebut. Dalam hal ini diperlukan hujan kawasan yang diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa stasiun penakar hujan yang ada didalam atau di sekitar kawasan tersebut. Ada tiga macam cara yang umum dipakai dalam menghitung hujan rata-rata kawasan[5] :

a) Metode rata-rata hitung (rata-rata aljabar)

Merupakan metode yang paling sederhana dalam perhitungan hujan kawasan karena di dasarkan pada asumsi bahwa semua penakar hujan mempunyai pengaruh yang setara. Cara ini cocok untuk kawasan dengan topografi rata atau datar.

[5] Suripin (2004 : 26)

Alat penakar tersebar merata atau hampir merata, dan nilai curah hujan masing-masing stasiun tidak terlalu jauh dari harga rata-ratanya. Curah hujan rerata daerah diperoleh dari persamaan :

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + ... + P_n}{n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i}{n} \qquad (3.1)$$

dimana $P_1 + P_2 + P_3 + ... + P$ merupakan curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan 1, 2, 3, ..., n dan n adalah banyaknya pos penakar hujan.

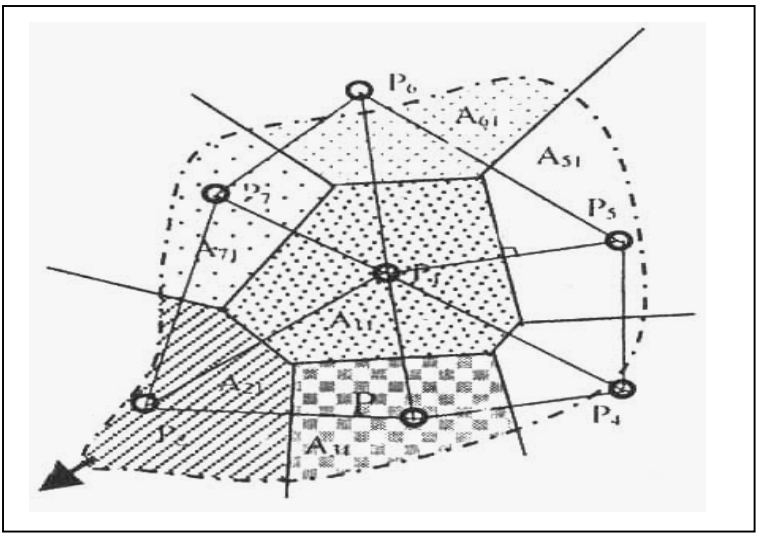
b) Metode Poligon Thiessen

Metode ini dikenal sebagai metode rata-rata timbang *(weighted mean)*. Cara ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh pos penakar hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak sehingga hasil **Metode Poligon Thiessen** ini lebih akurat dibandingkan dengan **Metode Rata-rata Hitung**. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antar dua pos penakar hujan terdekat. Diasumsikan bahwa variasi hujan antara pos yang satu dengan yang lainnya adalah linier dan bahwa sebaran pos dianggap mewakili kawasan terdekat.

Curah hujan rerata DAS dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$P = \frac{P_1 A_1 + P_2 A_2 + ... + P_n A_n}{A_1 + A_2 + ... + A_n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Pi.Ai}{\sum_{i=1}^{n} Ai} \qquad (3.2)$$

dimana $P_1 + P_2 + P_3 + ... + P$ merupakan curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan. $1,2,\ldots,A_1,A_2,\ldots,A_n$ adalah luas areal poligon. $1,2,\ldots,n$ adalah banyaknya pos penakar hujan.



Gambar 3.1. Poligon *Thiessen* (Sumber : Suripin, 2004 : 28)

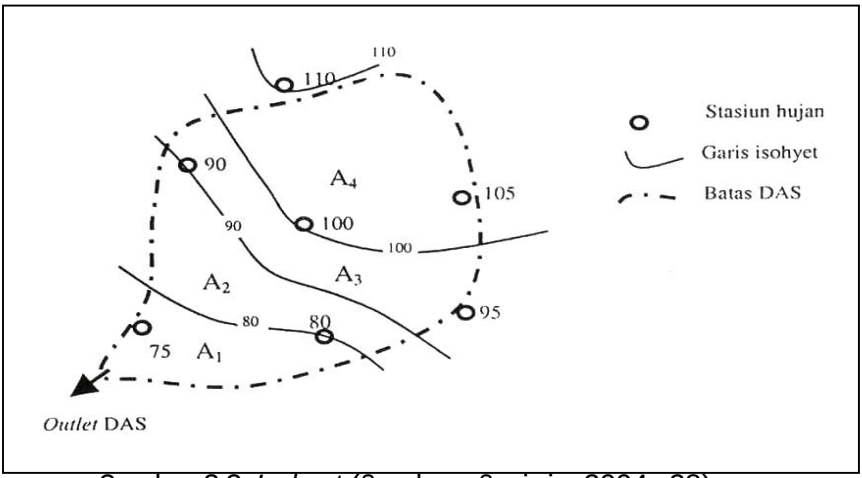
c) Metode Isohyet

Metode Isohyet adalah kontur yang menghubungkan titik-titik dengan ketebalan hujan yang sama dimana dua garis isohyet tidak pernah saling berpotongan. Metode ini merupakan metode yang paling akurat untuk menentukan curah hujan rerata daerah, namun diperlukan keahlian dan pengalaman. Pada metode ini dapat mengkoreksi asumsi Metode Poligon Thiessen dimana tiap-tiap pos penakar mencatat kedalaman yang sama untuk daerah sekitarnya. Hal itu disebabkan pada metode ini memperhitungkan secara aktual pengaruh tiap-tiap pos penakar hujan.

Hitung curah hujan rerata DAS dengan persamaan sebagai berikut :

$$P = \frac{A_1 \left(\frac{P_1 + P_2}{2} \right) + A_2 \left(\frac{P_2 + P_3}{2} \right) + \ldots + A_{n\,1} \left(\frac{P_{n1} + P_n}{2} \right)}{A_1 + A_2 + \ldots + A_{n-1}} \quad (3.3)$$

dimana $P_1 + P_2 + P_3 + \ldots + P$ merupakan curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan. $1,2,\ldots, A_1, A_2, \ldots, A_{n-1}$ adalah luas areal poligon. $1,2,\ldots, n$ adalah banyaknya pos penakar hujan.



Gambar 3.2. *Isohyet* (Sumber : Suripin, 2004 : 28)

Terlepas dari kelebihan dan kekurangan ketiga metode tersebut, kita dapat memilih metode yang sesuai dan cocok dipakai dalam perhitungan curah hujan rerata berdasarkan kondisi daerahnya. Selain itu kita juga dapat menggunakan metode perhitungan curah hujan dengan mempertimbangkan beberapa faktor berikut ini :

a. Jaring-jaring pos penakar hujan

Tabel 3.1. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Jumlah Pos Penakar Hujan.

Jumlah Pos Penakar Hujan	Metode
Cukup	Isohyet, poligon Thiessen, atau Rata-rata Hitung
Terbatas	Rata-rata Hitung atau poligon Thiessen
Tunggal	Hujan Titik

(Sumber : Suripin, 2004 : 31).

b. Luas DAS

Tabel 3.2. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Luas DAS

Luas DAS	Metode
DAS besar (> 5000 km^2)	Isohyet
DAS sedang (500 s/d 5000 km^2)	Poligon Thiessen
DAS kecil (< 500 km^2)	Rata-rata hitung

(Sumber : Suripin, 2004 : 31).

c. Topografi DAS

Tabel 3.3. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Topografi

Topografi	Metode
Pegunungan	Rata-rata hitung
Dataran	Poligon Thiessen
Berbukit dan tidak beraturan	Isohyet

(Sumber : Suripin 2004 : 32).

Dengan melihat kondisi yang ada di lapanganan dan mengacu pada beberapa pertimbangan di atas, bahwa terdapat jumlah stasiun hujan yang cukup, ukuran DAS antara 500 – 5.000 km^2, dan mayoritas topografi DAS adalah dataran maka dapat digunakan metode Poligon Thiessen untuk menentukan curah hujan rata-rata pada DAS tersebut.

3.2. Evaporasi

Evaporasi adalah berubahnya air menjadi uap dan bergerak dari permukaan air ke udara. Evaporasi merupakan faktor yang penting dalam studi tentang pengembangan sumber-sumber daya air. Evaporasi sangat mempengaruhi debit sungai, besarnya kapasitas waduk, besarnya kapasitas pompa untuk irigasi, penggunaan komsumtip (*consumptive use*) untuk tanaman dan lain-lain.

Air akan menguap dari tanah, baik tanah gundul atau yang tertutup oleh tanaman atau pepohonan, pada permukaan yang tidak tembus air seperti atap dan jalan raya, air bebas mengalir. Laju evaporasi atau penguapan akan berubah-ubah menurut warna dan sifat pemantulan permukaan (*albedo*) dan hal lain juga akan berbeda untuk permukaan yang langsung tersinari oleh matahari dan yang terlindungi dari sinar matahari.

Besarnya faktor meteorologi yang mempengaruhi besarnya evaporasi adalah sebagai berikut[6] :

1. Radiasi matahari

[6] Soemarto (1986 : 43)

Evaporasi berjalan terus hampir tanpa berhenti di siang hari dan kerap kali juga dimalam hari. Perubahan dari keadaan cair menjadi gas ini memerlukan energi berupa panas *latent* untuk evaporasi. Proses evaporasi akan sangat aktif jika ada penyinaran matahari langsung.

2. Angin

   Jika air menguap ke atmosfer maka lapisan di atas antara permukaan tanah dan udara menjadi jenuh oleh uap air sehingga proses penguapan berhenti. Agar proses tersebut berjalan terus lapisan jenuh harus diganti dengan udara kering. Pergantian itu hanya mungkin kalau angin yang menggeser komponen uap air. Jadi, kecepatan angin memegang peranan penting dalam proses evaporasi.

3. Kelembaban (*humiditas*) relatif

   Faktor lain yang mempengaruhi evaporasi adalah kelembaban relatif udara. Jika kelembaban relatif naik, maka kemampuan udara untuk menyerap air akan berkurang sehingga laju evaporasinya menurun. Penggantian lapisan udara pada batas tanah dan udara dengan udara yang sama kelembaban relatifnya tidak akan menolong dalam memperbesar laju evaporasinya.

4. Suhu (temperatur)

   Energi sangat diperlukan agar evaporasi berjalan terus. Jika suhu udara dan tanah cukup tinggi, proses evaporasi berjalan lebih cepat dibandingkan dengan jika suhu udara dan tanah rendah dengan adanya energi panas yang tersedia.

3.3. Transpirasi

Semua jenis tanaman memerlukan air untuk kelangsungan hidupnya, dan masing-masing jenis tanaman berbeda-beda kebutuhannya. Hanya sebagian kecil air yang tinggal di dalam tubuh tumbuh-tumbuhan, sebagian besar dari padanya setelah diserap lewat akar-akar dan dahan-dahan akan ditranspirasikan lewat bagian tumbuh-tumbuhan yang berdaun Transpirasi adalah suatu proses air di dalam tumbuan dilimpahkan ke dalam atmosfer sebagai uap air[7].

Dalam kondisi lapanganan tidaklah mungkin untuk membedakan antara evaporasi dan transpirasi jika tanahnya tertutup tumbuh-tumbuhan. Kedua proses tersebut (evaporasi dan transpirasi) saling berkaitan sehingga dinamakan evapotranspirasi. Proses transpirasi berjalan terus hampir sepanjang hari di bawah pengaruh sinar matahari[8] .

3.4. Evapotranspirasi

Evapotranspirasi adalah gabungan dari proses penguapan air bebas (evaporasi) dan penguapan air melalui tanaman (transpirasi). Evapotranspirasi merupakan faktor dasar untuk menentukan kebutuhan air dalam rencana irigasi dan merupakan proses yang penting dalam siklus hidrologi.

Jumlah kadar air yang hilang oleh evapotranspirasi tergantung pada :

1. Adanya persediaan air yang cukup (hujan dan lain-lain)
2. Faktor-faktor iklim seperti suhu, kelembaban

[7] Subarkah (1980 : 39)
[8] Soemarto (1986 : 44)

3. Tipe dan cara *kultivasi* tumbuh-tumbuhan

Data-data yang diperoleh dari stasiun klimatologi adalah letak lintang, temperatur rata-rata (t), kecepatan angin rata-rata (U), kecerahan matahari (n/N) dan kelembaban relatif (Rh). Yang dapat dijelaskan sebagai berikut[9] :

1. Temperatur rata-rata (t)

   Rata – rata temperatur udara bulanan di Indonesia berkisar antara 24^0 – 29^0 C dan tidak terlalu berbeda dari bulan yang satu dengan bulan yang lain.

2. Kecepatan angin rata-rata (U)

   Data kecepatan angin diukur berdasarkan tiupan angin pada ketinggian 200 m di atas permukaan tanah. Dari data pengukuran kecepatan angin di Indonesia menunjukkan bahwa besarnya kecepatan angin bulanan rata–rata berkisar antara 0,5 – 4,5 m/dt atau sekitar 2 – 15 km/jam.

3. Kecerahan matahari rata-rata (n/N)

   Kecerahan matahari adalah perbandingan antara n dengan N atau disebut rasio keawanan. Nilai n merupakan jumlah jam nyata matahari bersinar dalam sehari sedangkan nilai N merupakan jumlah jam potensial matahari yang bersinar dalam sehari. Untuk daerah khatulistiwa besarnya N adalah sekitar 12 jam setiap harinya, dan tidak jauh berbeda antara bulan yang satu dengan yang lainnya. Besar n berhubungan erat dengan keadaan awan, makin banyak awan makin kecil nilai n. Harga rata–rata bulanan kecerahan matahari (n/N) di beberapa daerah di Indonesia berkisar antara 30 – 88 %. Di

[9] Suhardjono (1994 : 30)

musim kemarau harga (n/N) lebih tinggi dibandingkan musim penghujan (Soemarto, 1987).

4. Kelembaban relatif rata-rata (Rh)

   Kelembaban relatif atau *relative humidity* (RH) yang dinyatakan dalam prosentase (%) merupakan perbandingan tekanan uap air dengan tekanan uap air jenuh. Data pengukuran di Indonesia menunjukkan besarnya kelembaban relatif rata–rata berkisar antara 65 – 84 %. Hal ini menunjukkan bahwa Indonesia memiliki daerah dengan kelembaban relatif yang tinggi. Pada musim penghujan (Oktober – Maret) kelembaban relatif lebih tinggi daripada musim kemarau (April – September).

Dalam menghitung besarnya evapotranspirasi kita bisa menggunakan beberapa rumus empiris seperti *Penmam-Monteith, Thornthwaite, Blaney- Criddle, Ture-Langbein-Wunt*.

Evapotranspirasi *Penmam-Monteith*

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \qquad (3.4)$$

dengan :

ET_0 : evapotranspirasi (mm/hari)

R_n : radiasi pada permukaan tanaman (MJ m^{-2}/hari)

G : *soil heat flux density* (MJ m^{-2}/hari)

T : temperaur udara pada ketinggian 2 m (^oC)

u_2 : kecepatan angin pada ketinggian 2 m (m/detik)

e_s : tekanan uap jenuh (kPa)

e_a : tekanan uap jenuk aktual (kPa)

$e_s - e_a$: deficit kelembaban (kPa)

Δ : kemiringan lengkung tekanan uap (kPa^{0}C^{-1})

γ : konstanta psichrometer (kPa^{0}C^{-1})

Untuk menghitung evapotranspinrasi dapat dilakukan dengan bantuan program *CROPWAT.*

3.5. Parameter Tanah

1. Lengas Tanah

Lengas tanah adalah air yang terikat oleh berbagai gaya, misalnya gaya ikat matrik, osmosis dan kapiler. Gaya ikat matrik berasal dari tarikan antar partikel tanah dan meningkat sesuai dengan peningkatan permukaan jenis partikel tanah dan kerapatan muatan elektrostatik partikel tanah. Gaya osmosis dipengaruhi oleh zat terlarut dalam air maka akan meningkat dengan semakin pekatnya larutan, sedang gaya kapiler dibangkitkan oleh pori-pori tanah berkaitan dengan tegangan permukaan. Jumlah ketiga gaya tersebut disebut potensial lengas tanah atau tegangan lengas tanah. Tegangan ini menjadi ukuran kemampuan tanah melawan gaya grafitasi. Ukuran lengas tanah adalah cm Hg, bar dan $pF 1 bar = 0{,}9869 atm = 105 Pascal = 75{,}007 cmHg$. Satuan cm air dibagi 1000 menjadi satuan bar,

$pF = \log 10\, cm\, H_2 0$.

2. Klasifikasi Lengas Tanah

1. Kapasitas menahan air maksimum

   Jumlah air yang dikandung tanah dalam keadaan jenuh, semua pori terisi penuh air. Tegangan lengas tanah = 0 cm H2O, 0 bar atau pF 0

2. Kapasitas lapangan

   Jumlah air yang terkandung tanah setelah air grafitasi hilang. Tegangan lengas = 346 cm H2O ; 0,3 bar atau pF 2,54

3. Titik layu tetap

   Tingkat kelengasan tanah yang menyebabkan tumbuhan mulai memperlihatkan gejala layu. Tegangan lengas tanah = 15,849 cm H2O ; 15 bar ; pF 4,17.

Lengas tanah merupakan gambaran kapasitas simpanan yang dapat digunakan tanah untuk menyimpan air dan juga air maksimum yang tersedia untuk tanaman. Selisih antara kadar lengas pada kapasitas lapangan dan pada titik layu disebut lengas yang tersedia (*available moisture*).

3. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Simpanan Lengas Tanah

1. Sifat fisik tanah

   Sifat fisik tanah sangat berpengaruh terhadap pertumbuhan dan produksi tanaman. Adapun perkembangan akar, pergerakan air dan udara serta kemampuan tanah untuk menyimpan air dan unsur hara sangat ditentukan oleh sifat fisik tanah seperti tekstur, struktur, porositas dan konsistensi tanah.

Adapun jenis-jenis sifat fisik tanah meliputi :

- Tekstur tanah

  Adalah perbandingan relatif tiga golongan besar partikel tanah dalam suatu massa tanah, terutama perbandingan antara fraksi-fraksi lempung, debu dan pasir.

- Berat isi tanah

  Rendahnya kandungan berat isi tanah menunjukkan tanah tersebut gembur sehingga akan meningkatkan prosentase pori makro dan menurunkan pori mikro, sehingga akan menyebabkan kandungan air dalam tanah juga besar.

- Pori tanah

  Hardjowigeno (1993) mendefinisikan pori-pori tanah adalah bagian tanah yang tidak berisi bahan padat tanah. Pori-pori tanah dapat dibedakan menjadi pori-pori kasar (*makro pore*) dan pori-pori halus (*mikro pore*). Pori-pori kasar berisi udara dan air gravitasi (air yang mudah hilang karena gravitasi), sedangkan pori halus berisi air kapiler dan udara.

- Struktur tanah

  Di dalam tanah butir- butir pasir dan debu diselimuti oleh liat dan humus dan bahan organik yang membentuk suatu kelompok. Di dalam pengelompokam ini kadang-kadang disertai pula dengan kandungan besi. Kelompok-kelompok tersebut kemudian saling bergabung membentuk kelompok-kelompok tertentu yang lebih besar, baik bentuk maupun ukurannya. Kelompok-kelompok atau gumpal-gumpal kecil tanah dengan bentuk tertentu dan di batasi oleh bidang-bidang ini disebut agregat tanah atau struktur tanah

2. Sifat kimia tanah

   Bahan organik tanah merupakan penimbunan dari sisa tumbuhan dan binatang yang sebagian telah mengalami pelapukan dan pembentukan kembali. Tingginya kandungan bahan organik tanah dapat mempertahankan kualitas sifat fisik tanah sehingga membantu perkembangan akar tanaman dan kelancaran siklus air tanah antara lain melalui pembentukan pori tanah dan kemantapan agregat tanah. Bahan organik yang tinggi akan mampu menahan air yang lebih tinggi.

3. Kedalaman dan pelapisan tanah

   Tanah yang dalam akan mempunyai air tersedia yang lebih banyak dibandingkan dengan tanah dangkal. Pelapisan tanah akan mempengaruhi air yang tersedia dan pergerakannya dalam tanah. Lapisan kedap air akan sangat memperlambat gerakan air dan mempengaruhi daya tembus dan penyebaran akar.

4. Keadaan iklim

   Iklim adalah faktor pembentuk tanah yang penting karena mempengaruhi kandungan bahan organik, reaksi tanah dan kejenuhan basa. Iklim juga mempunyai pengaruh yang nyata terhadap kedalaman profil tanah, tekstur tanah dan salah satu factor yang mempengaruhi pembentukan mineral liat.

5. Macam dan Jenis Tanaman

   Kandungan bahan organik tanah ditentukan oleh kecepatan dan macam penghancuran sisa-sisa tanaman. Sisa tanaman diurai menjadi bentukanorganik selama proses dekomposisi, yaitu proses mineralisasi, sampai menjadi bentuk yang siap untuk diambil oleh akar tanaman. Pada saat tanaman

menembus tanah, akar tersebut mengikat dan menyatukan partikel tanah dan kemudian menghasilkan agregat untuk membentuk struktur tanah.

4. Pengaruh Penutupan Lahan Terhadap Simpanan Lengas Tanah

Tanaman dengan sistem perakaran luas akan mampu mengikat tanah. Selain itu juga dapat meningkatkan laju infiltrasi dan melepas bahan organik yang berfungsi dalam pemantapan agregat ke dalam tanah. Perakaran tanaman juga dapat berperan sebagai pemantap agregat dan memperbesar porositas tanah. Oleh karena itu banyaknya perakaran dalam tanah akan menentukan jumlah air yang terserap dalam tanah. Pada tanah yang padat akan terjadi penurunan infiltrasi tanah sehingga menyebabkan air yang meresap ke dalam tanah akan berkurang dan menyebabkan aliran permukaan menjadi besar.

5. Kapasitas Penyimpanan Air (*Water Holding Capacity*)

Simpanan air tanah merupakan banyaknya air yang dapat disimpan tanah dalam mintakat perakaran tanaman. Tekstur dan kedalaman perakaran tanaman sangat menentukan simpanan air tanah. Hubungan kemampuan tanaman untuk mengisap air dapat juga menggunakan kapasitas peyimpanan air maksimum (*Water Holding Capacity*). Kapasitas penyimpanan air maksimum adalah jumlah air maksimum yang dapat disimpan oleh suatu tanah. adaan ini dapat dicapai jika kita memberi air pada tanah sampai terjadi kelebihan air. Jadi pada keadaan ini semua pori terisi air[10].

[10] (Wani Hadi Utomo,1985:126)

6. Limpasan

Aliran limpasan merupakan bagian air hujan di atas permukaan tanah menuju ke sistem sungai. Aliran limpasan besarnya bervariasi dan sangat tergantung dari besarnya parameter DAS, seperti landai, anjang, dan tata guna lahan[11]

7. Debit Sungai

menyatakan bahwa air yang terukur di sungai terdiri dari 3 unsur yaitu aliran yang berasal dari limpasan (*surface runoff*), aliran yang berasal dari aliran antara (*subsurface flow, interflow*), dan aliran yang berasal dari air tanah (*groundwater flow, base flow*)[12]

3.6. **Tataguna Lahan**

Pada beberapa tahun belakangan ini, sering terjadi banjir di kota-kota besar yang ada di Indonesia. Hal ini disebabkan oleh adanya perubahan tata guna lahan di sekitar DAS. Dampak dari alih fungsi lahan ini akan mengakibatkan terjadinya perubahan siklus hidrologi, terutama pada terjadinya peningkatan aliran permukaan serta menurunnya volume resapan air ke dalam tanah. Hal ini menyebabkan terjadinya erosi dan menurunnya muka air tanah di daerah hulu serta menyebabkan banjir dan genangan wilayah di hilir.

Perubahan tata guna lahan dari hutan campuran menjadi lahan pertanian

[11] (Sri Harto, 1993:225)
[12] (Sri Harto, 1993:227)

akan mempengaruhi keseimbangan tata air di suatu DAS, yaitu terjadinya erosi, sedimentasi, dan banjir. Oleh karena itu optimasi pengelolaan suatu DAS merupakan hal yang sangat penting dalam prinsip konservasi sumber daya air.

3.7. Faktor Pengolahan Tanaman

Faktor pengolahan tanaman (Faktor C) merupakan keseluruhan pengaruh dari vegetasi, seresah, kondisi permukaan tanah dan pengelolaan lahan terhadap besarnya tanah yang hilang akibat erosi. Oleh karenanya, besarnya angka C tidak selalu sama dalam kurun waktu satu tahun. Meskipun kedudukan C dalam persamaan USLE ditentukan sebagai faktor independen, nilai sebenarnya dari faktor C ini kemungkinan besar tergantung pada faktor-faktor lain yang termasuk dalam persamaan USLE.

Faktor C yang merupakan salah satu parameter dalam rumus USLE saat ini telah dimodifikasi untuk dapat dimanfaatkan untuk menentukan besarnya erosi di daerah berhutan atau lahan dengan dominasi vegetasi berkayu. Sembilan parameter telah ditentukan sebagai faktor yang berpengaruh dalam menentukan besarnya erosi di daerah bervegetasi kayu tersebut. Kesembilan unsur tersebut adalah konsolidasi tanah, sisa-sisa tanaman, tajuk vegetasi, sistem perakaran, efek sisa perakaran dari kegiatan pengelolaan lahan, faktor kontur, kekasaran permukaan tanah, gulma dan rumput-rumputan.

Vegetasi yang tumbuh pada suatu lahan dapat bervariasi sesuai dengan pola tata tanam dan masa pertumbuhan tanaman, sehingga SWAT merubah CUSLE dengan persamaan sebagai berikut :

$$C_{USLE} = \exp\left(\left[\ln(0.8) - \ln\left(C_{USLE,mn}\right)\right].\exp\left[-0.00115.rsd_{surf}\right] + \ln\left[\left(C_{USLE,mn}\right)\right]\right) \quad (3.5)$$

dimana :

$C_{USLE,mn}$: nilai minimum faktor pengelolaan tanaman.

rsd_{surf} : jumlah residue (mulsa, sisa-sisa tanaman) di permukaan tanah (kg/ha).

Nilai minimum faktor pengelolaan tanaman dapat dihitung dari nilai rata-rata tahunan faktor C dengan menggunakan persamaan (Arnold and Williams, 1995) :

$$C_{USLE,mn} = 1.463 \cdot \ln\left[C_{USLE,aa}\right] + 0.1034 \quad (3.6)$$

dimana :

$C_{USLE,aa}$: nilai rata-rata tahunan faktor C

Pada Tabel di bawah ini ditunjukkan beberapa angka C yang diperoleh dari hasil penelitian Pusat Penelitian Tanah, Bogor di beberapa daerah di Jawa. Pada penelitian tersebut, pengelolaan tanaman, pemilihan bibit, pengolahan tanah, waktu tanam, dan pemeliharaan semuanya sesuai dengan anjuran Dinas Pertanian.

Tabel 3.4. Nilai C Untuk Berbagai Jenis Tanaman dan Pengolahan Tanaman

Jenis tanaman/tataguna lahan	Nilai *C*
Tanaman rumput (*Brachiaria sp.*)	0,290
Tanaman kacang jogo	0,161
Tanaman Gandum	0,242
Tanaman ubi kayu	0,363
Tanaman kedelai	0,399
Tanaman serai wangi	0,434
Tanaman padi lahan kering	0,560
Tanaman padi lahan basah	0,010
Tanaman jagung	0,637

Jenis tanaman/tataguna lahan	Nilai *C*
Tanaman jahe, cabe	0,900
Tanaman kentang ditanam searah lereng	1,000
Tanaman kentang ditanam searah kontur	0,350
Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami (6ton/ha/th)	0,079 0,347
Pola tanam berurutan + mulsa sisa tanaman	0,398
Pola tanam berurutan	0,357
Pola tanam tumpang gilir + mulsa sisa tanaman	0,200
Kebun campuran	0,400
Ladang berpindah	1,000
Tanah kosong diolah	0,950
Tanah kosong tidak diolah	0,001
Hutan tidak terganggu	0,010
Semak tidak terganggu	0,020
Alang-alang permanen	0,700
Alang-alang dibakar	0,012
Sengon disertai semak	1,000
Sengon tidak disertai semak dan tanpa seresah	0,320
Pohon tanpa semak	

BAB IV
MODEL LINIER

4.1. Pengertian Model Linier

Saat ini statistika telah digunakan secara luas dalam penelitian-penelitian di semua disiplin ilmu pengetahuan. Hal ini terutama terjadi setelah berkembang metode statistika inferensial yang merupakan perkembangan dari teori peluang (*probability theory*). Salah satu metode statistika inferensial yang berkembang saat ini adalah model linear. Model linier merupakan pemodelan khusus dengan ciri linear dalam parameter. Model ini merupakan bentuk umum dari model Regresi, model Anova, model Loglinier dan lain-lain. Istilah linier dalam model statistik linier adalah menunjukkan hubungan linier parameter β terhadap variabel respon (*Y*). Masalah utama yang dibahas dalam model statistik linier adalah penaksiran parameter β dan σ^2.

Perkembangan model linier dimulai dengan perkembangan analisis regresi pada abad 19 oleh Pearson. Teori regresi ini yang menjadi dasar perkembangan teori model linier. Perkembangan model linier tidak bisa dilepaskan dengan perkembangan teori matriks atau aljabar linier. Melalui teori matriks (determinan,

invers, perkalian matriks) pembahasan model linier dapat didekati secara umum.

Terdapat banyak metode yang dapat digunakan untuk melakukan pendugaan parameter, tiga diantaranya yang sering digunakan peneliti untuk melakukan pendugaan dalam model statistik linier yaitu metode kuadrat terkecil (*least square method*), metode maksimum likelihood (*maximum likelihood method*) dan metode general linier model (*generalized linear models)*. Dalam metode *least square*, parameter yang dipendugaan adalah garis regresi dari model yang mewakili populasi. Pendugaan ini diperoleh berdasarkan informasi atau sebaran sampel yang dimiliki. Teknik pendugaan *least square* yang hanya menggunakan informasi sampel disebut juga dengan *ordinary least square* (OLS) atau *unrestricted least square*. Sedangkan jika dalam proses pendugaan memasukan non sampel dua informasi yang berasal dari teori ke dalam model, maka disebut dengan *restricted least square*.

General linier model (GLM) merupakan prosedur perluasan dari model OLS dengan pengukuran berulang dan berguna untuk riset eksperimental yang digunakan pada riset-riset ilmiah. Dengan menggunakan analisis komponen varians, yang merupakan prosedur sederhana untuk membuat suatu model yang hanya didasarkan pada varians dan mampu untuk memprediksi apakah model yang kita buat benar atau salah. Selain itu jika dalam data mengandung unsur kovarians maka model GLM dapat dipakai dengan cara membuat model gabungan *generalized linear mixed models* (GLMM). GLMM merupakan perluasan dari GLM yang mempunyai fleksibilitas tinggi dalam

persyaratan prosedur sehingga memudahkan pengguna untuk mengaplikasikan data yang hanya berupa varians dan kovarians saja. Prosedur ini merupakan prosedur langka karena hampir semua prosedur memerlukan data observasi sebenarnya. Selain itu GLM merupakan prosedur yang tidak mengikuti asumsi normalitas sehingga memudahkan pengguna untuk melakukan analisis saat data tidak berdistribusi normal. Prosedur ini mampu memprediksi nilai variabel tergantung berskala interval dengan menggunakan variabel kategoris yang berskala nominal.

4.2. Penaksir Parameter Model Linear

Sebelum kita membahas lebih jauh tentang penaksir parameter model linear, maka perlu kita ketahui terlebih dahulu struktur data dari model linear univariat dengan satu variabel respon (*Y*) dan variabel prediktor $X_1, X_2, \cdots, X_p$ yang disajikan pada berikut ini :

Tabel 4.1. Struktur data model linear univariat

Pengamatan	Y_1	X_1	X_2	...	X_k	...	X_p
1	Y_{11}	X_{11}	X_{21}	...	X_{k1}	...	X_{p1}
2	Y_{12}	X_{12}	X_{22}	...	X_{k2}	...	X_{p2}
⋮	⋮	⋮	⋮		⋮		⋮
j	Y_{1j}	X_{1j}	X_{2j}	...	X_{kj}	...	X_{pj}
⋮	⋮	⋮	⋮		⋮		⋮
n	Y_{1n}	X_{1n}	X_{2n}	...	X_{kn}	...	X_{pn}

dimana :

$X_1, X_2, \cdots, X_p$: variabel prediktor

X_{kj} adalah pengamatan ke-*j* pada variabel *X* ke-*k*

$j = 1,2,...,n$ adalah indek pengamatan variabel respon dan prediktor

$k = 1,2,...,p$ adalah indek variabel prediktor

Dari tabel di atas, menurut Christensen (1991), selanjutnya dapat dibuat model matematis dari model linier univariat sebagai berikut :

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{1i} + ... + \beta_p X_{pi} + \varepsilon_i \qquad (4.1)$$

Atau dengan menggunakan pendekatan matriks kita dapat merubah persamaan (4.1) menjadi persamaan sebagai berikut :

$$\underset{\sim}{Y} = \mathbf{X}\underset{\sim}{\beta} + \underset{\sim}{\varepsilon} \qquad (4.2)$$

dimana :

$\underset{\sim}{X_i} = \begin{bmatrix} 1 & X_{1i} & X_{2i} & \dots & X_{pi} \end{bmatrix}^T$

$\underset{\sim}{\beta} = \begin{bmatrix} \beta_0 & \beta_1 & \beta_2 & \dots & \beta_p \end{bmatrix}^T$ adalah vektor parameter berukuran $(p+1)\times 1$

dan ε_j adalah *error* yang diasumsikan identik, independen dan berdistribusi normal dengan $E(\varepsilon) = 0$ dan $Var(\varepsilon) = \sigma^2$.

Pada model linear univariat *error* ε dari persamaan (4.1) merupakan vektor acak dan berdistribusi normal yang diasumsikan $E(\varepsilon) = 0$, $Var(\varepsilon) = \sigma^2$ dan $\varepsilon \sim N(0, \sigma^2)$. Dengan asumsi yang digunakan pada model linier adalah *error* berdistribusi normal dengan *mean* nol dan varians konstan.

Pendekatan yang digunakan dalam penaksir parameter $\underset{\sim}{\beta}$ dan σ^2 dengan *Maximum Likelihood Estimator* (MLE).

Langkah awal dalam menaksir parameter $\underset{\sim}{\beta}$ dan σ^2 tersebut adalah dengan membentuk fungsi kepadatan bersama dari $Y_1, Y_2, ..., Y_n$:

$$f\left(Y_1, Y_2, ..., Y_n\right) = f\left(Y_1 \mid \underset{\sim}{\beta}, \sigma^2\right) ... f\left(Y_n \mid \underset{\sim}{\beta}, \sigma^2\right) = \prod_{i=1}^{n} f\left(Y_i \mid \underset{\sim}{\beta}, \sigma^2\right)$$

$$= \prod_{i=1}^{n} \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \left(Y_i - \left(\beta_0 + \sum_{k=1}^{p} \beta_k X_{ki} \right) \right)^2 \right) \right)$$

$$= \left(2\pi\right)^{-n/2} \left(\sigma^2\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^{n} \left(Y_i - \left(\beta_0 + \sum_{k=1}^{p} \beta_k X_{ki} \right) \right)^2 \right)$$

(4.3)

Setelah didapatkan fungsi kepadatan bersama dari $Y_1, Y_2, ..., Y_n$, maka untuk menaksir parameter parameter $\underset{\sim}{\beta}$ dan σ^2 dengan membuat fungsi likelihood :

$$L\left(\underset{\sim}{\beta}, \sigma^2 \mid \underset{\sim}{Y}\right) = \left(2\pi\right)^{-n/2} \left(\sigma^2\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^{n} \left(Y_i - \left(\beta_0 + \sum_{k=1}^{p} \beta_k X_{ki} \right) \right)^2 \right)$$

(4.4)

Setelah diperoleh bentuk fungsi *likelihood* (*L*) pada persamaan (4.4), kemudian dilakukan operasi logaritma natural pada model tersebut untuk memudahkan operasi matematik sehingga diperoleh penaksir parameternya adalah :

$$\ln L\left(\underset{\sim}{\beta},\sigma^2 \mid \underset{\sim}{Y}\right)=\ln\left(\left(2\pi\right)^{-n/2}\left(\sigma^2\right)^{-n/2}\exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2}\sum_{i=1}^{n}\left(\left(Y_i-\left(\underset{\sim}{\beta}_0+\sum_{k=1}^{p}\underset{\sim}{\beta}_k X_{ki}\right)\right)^2\right)\right)\right)$$

$$=-\frac{n}{2}\ln(2\pi)-\frac{n}{2}\ln\left(\sigma^2\right)-\frac{1}{2\sigma^2}\sum_{i=1}^{n}\left(\left(Y_i-\left(\underset{\sim}{\beta}_0+\sum_{k=1}^{p}\underset{\sim}{\beta}_k X_{ki}\right)\right)^2\right) \qquad (4.5)$$

Penaksir parameter $\underset{\sim}{\beta}$ dan σ^2 diperoleh dengan memaksimalkan bentuk $\ln L$ yaitu men*differensial*kan persamaan (4.5) terhadap setiap parameter $\underset{\sim}{\beta}^T$ dengan penjabaran sebagai berikut :

$$\frac{\partial\left(\ln L\left(\underset{\sim}{\beta}\hat{\sigma}^2 \mid \underset{\sim}{Y}\right)\right)}{\partial\left(\underset{\sim}{\beta}\right)^T}=\frac{\partial\left(\sum_{i=1}^{n}\left(\left(Y_i-\left(\underset{\sim}{\beta}_0+\sum_{k=1}^{p}\underset{\sim}{\beta}_k X_{ki}\right)\right)^2\right)\right)}{\partial\left(\underset{\sim}{\beta}\right)^T}$$

$$=\frac{\partial\left(\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right)}{\partial\left(\underset{\sim}{\beta}\right)^T} \qquad (4.6)$$

$$=\frac{\partial\left(\underset{\sim}{Y}^T\underset{\sim}{Y}-2\left(\underset{\sim}{\beta}\right)^T\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}+\underset{\sim}{\beta}^T\mathbf{X}^T\mathbf{X}\underset{\sim}{\hat{\beta}}\right)}{\partial\left(\underset{\sim}{\beta}\right)^T}$$

$$=2\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}+2\,\mathbf{X}^T\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}$$

$$\mathbf{X}^T\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}=\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}$$

$$\underset{\sim}{\beta}=\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}$$

sehingga dari persamaan diatas diperoleh penaksir parameter $\underset{\sim}{\beta}$ adalah :

$$\underset{\sim}{\hat{\beta}}=\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y} \qquad (4.7)$$

Setelah diperoleh penaksir parameter $\underset{\sim}{\beta}$ selanjutnya akan ditunjukkan sifat tak bias dari penaksir $\underset{\sim}{\beta}$ dengan cara berikut :

$$\begin{aligned} E\left(\hat{\underset{\sim}{\beta}}\right) &= E\left(\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}\right) \\ &= \left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T E(\underset{\sim}{Y}) \\ &= \left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta} \\ &= \underset{\sim}{\beta} \end{aligned} \qquad (4.8)$$

Dari hasil di atas terbukti bahwa $\hat{\underset{\sim}{\beta}}$ merupakan penaksir tak bias $\underset{\sim}{\beta}$.

Penaksir parameter σ^2 diperoleh dengan men*differensial*kan persamaan (4.5) terhadap σ^2 dengan penjabaran sebagai berikut :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \ln L\left(\underset{\sim}{\beta},\sigma^2\right)}{\partial\sigma^2} &= \frac{\partial\left(-\frac{n}{2}\ln(2\pi)-\frac{n}{2}\ln\left(\sigma^2\right)-\frac{1}{2\sigma^2}\left(\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right)\right)}{\partial\sigma^2} \\ &= -\frac{\partial\left(\frac{n}{2}\ln\left(\sigma^2\right)\right)}{\partial\sigma^2}+\frac{\partial\left(\frac{1}{2\sigma^2}\left(\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right)\right)}{\partial\sigma^2} \\ &\quad -\frac{n}{2\sigma^2}+\frac{1}{2\sigma^4}\left(\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right)=0 \\ \sigma^2 &= \frac{1}{n}\left(\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y}-\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right) \end{aligned} \qquad (4.9)$$

Sehingga dari persamaan diatas diperoleh penaksir parameter σ^2 adalah :

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n}\left(\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\hat{\beta}}\right)^T \left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\hat{\beta}}\right)\right) \qquad (4.10)$$

Untuk mencari penaksir tak bias bagi σ^2, maka kita dapat mencari rata-rata sampel dari *n* sampel dan *p* parameter dengan cara sebagai berikut :

$$\begin{aligned}
E\left(s^2\right) &= \frac{1}{(n-p-1)} E\left(\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)^T \left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}\right)\right) \\
&= \frac{1}{(n-p-1)} E\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}\right)^T \left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\underset{\sim}{Y}\right) \\
&= \frac{1}{(n-p-1)} E\left(tr\left(\underset{\sim}{Y}^T\left(\mathbf{I} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\right)\underset{\sim}{Y}\right)\right) \\
&= \frac{1}{(n-p-1)} tr\left[\left(\mathbf{I} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\right)E\left(\underset{\sim}{Y}^T\underset{\sim}{Y}\right)\right] \\
&= \frac{1}{(n-p-1)} tr\left(\mathbf{I} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\right)\sigma^2 \\
&= \frac{1}{(n-p-1)} \sigma^2 (n-p-1) \\
E\left(s^2\right) &= \sigma^2
\end{aligned}$$

(4.11)

Sehingga kita dapatkan jumlah kuadrat *error* (SSE) dari model linier adalah :

$$SSE = \left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\hat{\beta}}\right)^T \left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\underset{\sim}{\hat{\beta}}\right) = \underset{\sim}{Y}^T \left(\mathbf{I} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\right)\underset{\sim}{Y} \qquad (4.12)$$

4.3. Pengujian Hipotesis Model Linier

Dalam statistika kita mengenal dua macam hipotesis, yaitu hipotesis nol (H_0) dan hipotesis alternatif (H_1). Hipotesis nol (H_0) merupakan suatu pengangan sementara, sehingga memungkinkan

kita untuk memutuskan apakah sesuatu yang kita uji masih menspesifikasikan menerima H_0 atau tidak. Hipotesis alternatif (H_1) di lain pihak merupakan alternatif dari H_0, yaitu keputusan apa yang harus kita tentukan bila apa yang kita uji tidak sebagaimana yang kita spesifikasikan oleh H_0.

Tujuan pengujian hipotesis adalah memilih salah satu dari dua hipotesis tersebut. Pengujian hipotesis berdasarkan sifat saling asing (*mutually exclusive*), artinya jika satu hipotesis ditolak maka hipotesis lainnya diterima.

Pengujian hipotesis pada model linier ini dilakukan dengan cara membandingkan uji kesesuaian dari koefisien parameter secara serentak dari model regresi linier. Bentuk hipotesis dari pengujian ini adalah sebagai berikut :

$$H_0 : \beta_1 = \beta_2 = ... = \beta_p = 0,\ k = 0,1,..., p$$

(tidak ada perbedaan yang signifikan pada model regresi linier)

H_1: paling tidak ada satu $\beta_k \neq 0$

Setelah didapatkan bentuk hipotesis dari model linier ini, selanjut kita dapat mencari himpunan parameter dibawah H_0 dan himpunan parameter dibawah populasi dari model regresi linier. Penentuan statistik uji dapat kita gunakan metode *Likelihood Ratio Test* (LRT). Sedangkan untuk mendapatkan penaksir himpunan parameter dibawah H_0 kita dapat menggunakan MLE dari fungsi *likelihood* $L(\omega)$ dengan cara sebagai berikut :

$$L(\omega) = L\left(\beta_0, \sigma_\omega^2\right)$$

$$= \left(2\pi\right)^{-n/2} \left(\sigma_\omega^2\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} \left(Y_i - \left(\beta_0\right)\right)^2 \right)$$

$$= \left(2\pi\right)^{-n/2} \left(\sigma_\omega^2\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \left(\left(\sum_{i=1}^{n} Y_i^2 - 2\sum_{i=1}^{n} Y_i \left(\beta_0\right) + n\left(\beta_0\right)^2 \right) \right) \right)$$

(4.13)

$$= \left(2\pi\right)^{-n/2} \left(\sigma_\omega^2\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} \left(Y_i - \left(\beta_0\left(u_j, v_j\right)\right)\right)^2 \right)$$

dari fungsi likelihood di atas selanjutnya kita *ln*-kan sebagai berikut :

$$\ln L\left(\beta_0, \sigma_\omega^2\right) = -\frac{n}{2}\ln\left(2\pi\right) - \frac{n}{2}\ln\left(\sigma_\omega^2\right) - \left(\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \left(\sum_{i=1}^{n} Y_i^2 - 2\sum_{i=1}^{n} Y_i \beta_0 + \sum_{i=1}^{n} \beta_o^2 \right) \right)$$

(4.14)

dan kita cari turunan persamaan (4.14) terhadap β_0 dan σ_ω^2 dengan cara sebagai berikut :

$$\frac{\partial \ln L\left(\beta_0, \sigma_\omega^2\right)}{\partial \beta_0} = -\frac{n}{2}\ln\left(2\pi\right) - \frac{n}{2}\ln\left(\sigma_\omega^2\right) - \left(\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \left(\sum_{i=1}^{n} Y_i^2 - 2\sum_{i=1}^{n} Y_i \beta_0 + \sum_{i=1}^{n} \beta_o^2 \right) \right)$$

$$= \frac{\partial\left(\frac{1}{\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} Y_i \beta_0 \right)}{\partial \beta_0} - \frac{\partial\left(\frac{1}{2\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} \beta_o^2 \right)}{\partial \beta_0}$$

$$\frac{1}{\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} Y_i - \frac{1}{\sigma_\omega^2} \sum_{i=1}^{n} \beta_0 = 0$$

$$\beta_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Y_i}{n}$$

(4.14)

dari persamaan (4.14) kita dapatkan penaksir parameter dari β_0 adalah :

$$\hat{\beta}_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Y_i}{n}$$

dan penaksir parameter σ_ω^2 adalah :

$$\frac{\partial \ln L\left(\beta_0\left(u_i, v_i\right), \sigma_\omega^2\right)}{\partial \sigma_\omega^2} = -\frac{\partial\left(\frac{n}{2}\ln\left(\sigma_\omega^2\right)\right)}{\partial \sigma_\omega^2} - \frac{\partial\left(\frac{1}{2\sigma_\omega^2}\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \left(\beta_0\right)\right)^2\right)}{\partial \sigma_\omega^2}$$

$$= -\frac{n}{2\sigma_\omega^2} + \frac{1}{2\sigma_\omega^2}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \left(\beta_0\right)\right)^2\right)$$

$$\sigma_\omega^2 = \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \left(\beta_0\right)\right)^2\right)$$

$$\hat{\sigma}_\omega^2 = \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \left(\hat{\beta}_0\right)\right)^2\right)$$

(4.15)

Untuk mencari penaksir tak bias bagi σ_ω^2, maka kita dapat mencari rata-rata dari *n* sampel dengan cara sebagai berikut :

$$E\left(s^2\right) = \frac{1}{\left(n-1\right)}\left(\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \left(\hat{\beta}_0\right)\right)^2\right)$$

(4.16)

Yang merupakan jumlah kuadrat total $\left(SST\right)$ dari model linier yang mengikuti distribusi khi kuadrat dengan derajat bebas $\left(n-1\right)$.

Penentuan himpunan parameter dibawah populasi $L(\Omega)$ dari model linier dapat didekati dengan cara sebagai berikut :

$$L(\hat{\Omega}) = L\left(\hat{\underset{\sim}{\beta}}, \hat{\sigma}^2_{\Omega}\right) = (2\pi)^{-n/2}\left(\hat{\sigma}^2_{\Omega}\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{1}{2\hat{\sigma}^2_{\Omega}}\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\hat{\underset{\sim}{\beta}}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\hat{\underset{\sim}{\beta}}\right)\right)$$

$$= (2\pi)^{-n/2}\left(\hat{\sigma}^2_{\Omega}\right)^{-n/2} \exp\left(-\frac{n}{2}\right) \qquad (4.17)$$

dengan :

$$\hat{\sigma}^2_{\Omega} = \frac{1}{n-p-1}\left(\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\hat{\underset{\sim}{\beta}}\right)^T\left(\underset{\sim}{Y} - \mathbf{X}\hat{\underset{\sim}{\beta}}\right)\right) = \frac{SSE}{n-p-1} \qquad (4.18)$$

dimana $\left(\mathbf{I} - \mathbf{X}\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\mathbf{X}^T\right)$ adalah matriks idempoten dan $\underset{\sim}{Y} \sim N\left(\mathbf{X}\underset{\sim}{\beta}, \sigma^2\mathbf{I}\right)$, sehingga didapatkan distribusi $\frac{(n-p-1)s^2}{\sigma^2} = \frac{SSE}{\sigma^2}$ akan mengikuti distribusi khi kuadrat dengan derajat bebas $(n-p-1)$.

Setelah didapatkan himpunan parameter di bawah H_0 dan dibawah populasi, selanjutnya kita dapat mencari statistik uji dari model linier dengan cara membuat ratio likelihood dari $L(\hat{\omega})$ dengan $L(\hat{\Omega})$. Model ini biasa disebut dengan statistik uji rasio *likelihood* (*Wilk's lamda statistic*). Uji rasio *likelihood* pada model linier ini didasarkan pada uji *F* sebagai berikut :

$$F^* = \frac{SST - SSE}{SSE} = \frac{SSR}{SSE} \qquad (4.19)$$

dengan tingkat signifikansi (α), maka keputusan yang diambil akan menolak H_0 jika nilai $F^* > F_{\alpha(p,(n-p-1))}$ atau $P_{value} < \alpha$.

Setelah kita dapatkan pengujian serentak dari model linier, selanjutnya kita cari uji parsial dari model linier ini. Pengujian ini bertujuan untuk mengetahui parameter mana saja yang signifikan mempengaruhi variabel responnya. Bentuk hipotesisnya adalah sebagai berikut :

$H_0 : \beta_k = 0$
$H_1 : \beta_k \neq 0$

dilakukan untuk $k = 1, 2, ..., p$ dan *i=1,2,...,n*

Pengujian parsial pada model linier dengan cara mencari penaksir β_k yang berdistribusi normal dengan rata-rata β_k dan $\left(\mathbf{X}^T\mathbf{X}\right)^{-1}\hat{\sigma}^2$ sebagai berikut :

$$\frac{\hat{\beta}_k(u_i, v_i) - \beta_k(u_i, v_i)}{SE\left(\hat{\beta}_k(u_i, v_i)\right)} \sim N(0,1) \qquad (4.20)$$

dengan $SE\left(\hat{\beta}_k(u_i, v_i)\right) = \sqrt{g_{kk}}$ dan g_{kk} adalah elemen diagonal ke-*k+1* dari matriks $\left(\mathbf{X}^T\mathbf{W}\mathbf{X}\right)^{-1}\hat{\sigma}_h^2$.

Dari persamaan (3.20) di atas kita dapat menggunakan statistik uji *t*, dibawah H_0 untuk $\beta_k = 0$ adalah :

$$t = \frac{\hat{\beta}_k(u_i, v_i)}{SE\left(\hat{\beta}_k(u_i, v_i)\right)} \qquad (4.21)$$

dibawah H_0 t akan mengikuti distribusi *t* dengan derajat bebas $(n-1)$.

Dengan level keyakinan sebesar α, maka keputusan yang diambil akan menolak H_0 jika nilai $|t| > t_{\left(\frac{\alpha}{2};(n-1)\right)}$ atau $P_{value} < \alpha$.

4.4. Penentuan Model Terbaik

Untuk mengetahui keakuratan model linear terbaik, kita dapat menggunakan *Akaike Information Criterion* (AIC) dengan persamaan sebagai berikut :

$$AIC = \hat{\sigma}^2 + 2p\left\{\frac{n}{n-p-1}\right\}. \qquad (4.22)$$

Dimana $\hat{\sigma}^2$ merupakan penaksir varians *error*, p banyak parameter model dan n banyak data.

Suatu model dikatakan baik jika nilai AIC yang dihasilkan lebih kecil dari nilai AIC model lainnya. Atau dengan kata lain semakin kecil nilai AIC, maka semakin baik model tersebut (Fortheringham, Brunsdon dan Charlton, 2002).

BAB V

MODEL NERACA AIR DAERAH ALIRAN SUNGAI

5.1. Dasar Pemikiran

Limpasan air suatu DAS dipengaruhi oleh beberapa faktor dengan masing-masing komponennya melalui proses hidrologi yang sangat komplek. Telah banyak pendugaan untuk menghitung jumlah limpasan pada suatu DAS yang dikembangkan oleh para ahli. Salah satu model yang terus dikembangkan adalah penyusunan model limpasan melalui pendekatan neraca air. Peranan tutupan lahan juga merupakan faktor yang sangat berpengaruh pada limpasan yang terjadi, dan faktor ini yang memungkinkan untuk direkayasa dibandingkan dengan faktor-faktor lain seperti iklim dan tanah yang relatif sulit diubah oleh tindakan manusia (Mulyantari:2003).

Pemikiran tersebut di atas mendasari untuk mencoba membuat suatu penataan kawasan sebagai rekayasa memperbaiki peranan tutupan lahan yang diharapkan dapat mempengaruhi kondisi DAS dengan meninjau debit air yang melimpas pada DAS.

Adapun pendugaan jumlah limpasan ini dilakukan dengan pendekatan konsep neraca air DAS.

5.2. Model Pendugaan Neraca Air

Pendugaan model empiris merupakan salah satu cara yang banyak digunakan dan dikembangkan untuk menduga besarnya limpasan permukaan di suatu DAS berdasarkan data hujan, dan iklim. Pendugaan limpasan pada DAS dengan pendekatan konsep neraca air DAS dapat dituliskan dalam persamaan:

$$Q = P - ET - \Delta S \quad \text{..... (5.1)}$$

Dengan:

Q = limpasan

P = presipitasi

ET = evapotranspirasi

ΔS = perubahan simpanan air dalam tanah

Merumuskan model diperoleh setelah semua faktor yang mempengaruhi debit air diketahui. Semua faktor yang mempengaruhi debit air DAS yang diperoleh dari hasil penelitian selanjutnya dirumuskan sebagai berikut :

Q= f (Xn)

Q = debit air

f(Xn) = Fungsi dari faktor-faktor yang mempengaruhi debit air

Faktor-faktor yang mempengaruhi debit air DAS yang diamati adalah curah hujan (CH) dengan satuan mm/detik, Evapotrans-pirasi (ET) dengan satuan mm/detik dan perubahan simpanan air dalam tanah yang nantinya diwakili oleh keadaan tanah (Tn) dengan satuan mm/detik.

Besarnya ET dapat diduga dengan memasukan faktor-faktor yang mempengaruhinya. Pada penelitian ini yang diamati ada 4 faktor

yaitu kelembaban udara (Rh), kecepatan angin (U), lama penyinaran matarari (n/N) dan temperatur udara (T). Sehingga ET = f(T,Rh,U,n/N) dengan satuan mm/detik. Hasil evapotranspirasi diperoleh dengan menggunakan rumus Penman Monteith.

Besarnya simpanan air dalam tanah f(Tn) diduga dengan faktor-faktor yaitu tekstur tanah, air yang tersedia dalam tanah (mm/m), zone perakaran (m) dan luas vegetasi (%). Adapun satuan smpanan air dalam tanah mempunyai satuan mm/detik.

Dengan melihat hubungan masing-masing faktor yang mempengaruhi, selanjutnya pendugaan model dibuat dengan rumusan sebagai berikut:

$Q(hutan) = a + b.P(h) + c.EA(h) + d.S(h) + e.WHC(h)$ ..... (5.2)

$Q(kebun) = a + b.P(k) + c.EA(k) + d.S(k) + e.WHC(k)$ .....(5.3)

$Q(mukim) = a + b.P(m) + c.EA(m) + d.S(m) + e.WHC(m)$ ..... (5.4)

$Q(sawah) = a + b.P(w) + c.EA(w) + d.S(w) + e.WHC(w)$ .....(5.5)

$WHC(h), WHC(k), WHC(m), WHC(w) = f.A$ .....(5.6)

Dengan:

Q	= debit air total dari DAS	(m^3/dt)
Q(hutan)	= debit air yang berasal dari hutan	(m^3/dt)
Q(kebun)	= debit air yang berasal dari kebun	(m^3/dt)
Q(mukim)	= debit air yang berasal dari ladang	(m^3/dt)
Q(sawah)	= debit air yang berasal dari sawah	(m^3/dt)
EA(h)	= evapotranspirasi aktual pada hutan	(mm/dt)
EA(k)	= evapotranspirasi aktual pada kebun	(mm/dt)
EA(m)	= evapotranspirasi aktual pada mukim	(mm/dt)
EA(w)	= evapotranspirasi aktual pada sawah	(mm/dt)
P(h), P(k), P(m), P(w)	= curah hujan rata-rata	(mm/dt)

S(h) = kelebihan air tanah pada hutan (mm/dt)

S(k) = kelebihan air tanah pada kebun (mm/dt)

S(m) = kelebihan air tanah pada pemukiman (mm/dt)

S(w) = kelebihan air tanah pada sawah (mm/dt)

WHC(h), WHC(k), WHC(m), WHC(w) = waterholding capacity

A = luas lahan (m2)

a,b,c,d, f = konstanta

Dalam melakukan perhitungan neraca air di Daerah Aliran Sungai (DAS) sebagai model atau DAS untuk penerapan model perlu dilakukan penghitungan tiap komponen yang mempengaruhi sistem yaitu : total curah hujan, evapotranspirasi aktual, luas tataguna lahan dan *water Holding* C*apacity*. Analisis yang digunakan adalah DAS dengan mempelajari kondisi hidrologi yang ada di dalamnya antara lain terjadinya penguapan total, atau umumnya disebut evapotranspirasi. Neraca air DAS bertujuan untuk menduga besarnya debit air yang mengalir pada DAS. Pada umumnya dilakukan berdasarkan beberapa tahun data pengamatan, hal ini dilakukan agar memperoleh hasil yang cukup baik. Neraca air dihitung pada masing-masing tataguna lahan dan pada masing-masing tahun pengamatan.

BAB VI

APLIKASI MINITAB PADA MODEL NERACA AIR DAS

6.1. Pemodelan Debit Daerah Aliran Sungai

Pada penulisan buku ini contoh kasus akan kita aplikasikan pada analisis model neraca air Daerah Aliran Sungai Cobanrondo adapun analisis statistiknya memakai bantuan minitab. Paket program Minitab merupakan salah satu software yang sangat besar kontribusinya sebagai media pengolahan data statistik. Software ini menyediakan berbagai jenis perintah yang memungkinkan proses pemasukan data, manipulasi data, pembuatan grafik dan berbagai analisis statistik. Minitab mempunyai dua layar primer, yaitu Worksheet (lembar kerja) untuk melihat dan mengedit lembar kerja, serta sesi Command yang merupakan layar untuk menampilkan hasil. Perintah-perintah Minitab dapat diakses melalui menu, kotak dialog maupun perintah interaktif.

6.2. Operasi Minitab

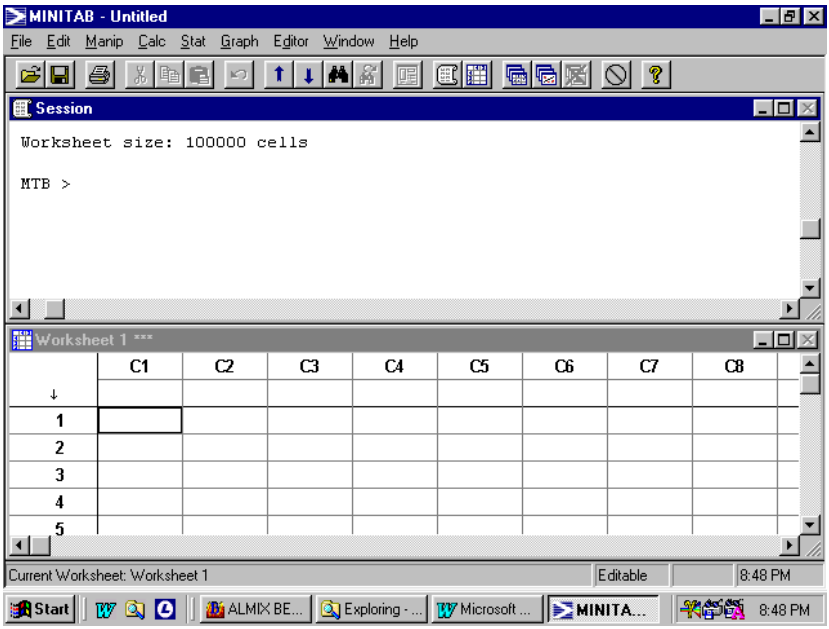
Untuk memulai Minitab for windows dapat dilakukan melalui langkah-langkah berikut

» Klik STAR

» Pindahkan pointer mouse ke Program kemudian geser ke grup Minitab.

» Klik icon Minitab

Setelah langkah-langkah di atas dilakukan maka anda akan berhadapan dengan layar Minitab, yaitu layar sesi command , layar worksheet dan baris menu. Tampilan tesebut dapat anda perhatikan pada gambar berikut :



PENGENALAN BARIS MENU

Sebelum memulai bekerja dengan minitab, terlebih dahulu harus dikenali menu menu yang tersedia dalam paket program ini. Berikut akan disampaikan beberapa penggunaan menu yang sering digunakan :

a. Menu File

New Project : Membuka project baru

New Worksheet : Membuka worksheet baru
Open Project : Membuka file project
Open Worksheet : Membuka file worksheet
Save Project : Menyimpan project
Save Worksheet : Menyimpan worksheet

b. Menu Edit

Undo : Membatalkan proses/perintah sebelumnya
Clear Cells : Menghapus isi cell tanpa merubah baris/kolom
Delete Cells : Menghapus isi cell
Copy Cells : Menggandakan isi cell
Cut Cells : Menghapus/memindah isi cell
Paste Cells : Menyisipkan isis cell

c. Menu Data

Sort : Mengurutkan data dalam satu kolom atau lebih
Rank : Menyimpan skor rangking dalam suatu kolom
Delete Rows : Menghapus baris-baris tertentu dari setiap kolom
Erase Variables : Menghapus variabel
Copy Columns : Menggandakan kolom
Stack : Menggabungkan beberapa kolom menjadi satu kolom
Unstack : Memecah satu kolom menjadi beberapa kolom
Concatenate : Menggabungkan beberapa kolom text dalam satu kolom
Code : Memberikan koding nilai pada suatu kolom

Change D. Type : merubah tipe kolom

Display Data : Menampilkan data dari worksheet ke sesi command.

d. Menu calc

Calculator : Operasi aritmatika

Column Statistic : Perhitungan statistik berdasarkan kolom

Row Statistics : Perhitungan statistik berdasarkan baris

Standardize : Pemusatan dan penskalaan data dalam suatu kolom

Extract from Date/Time to Numeric/Text : mengekstrak kolom yang bertipe date/time dan menyimpan dalam kolom dengan tipe merik/text Random Data : Pembangkitan bilangan random untuk distribusi tertentu

Prob. Distri. : Menghitung peluang, peluang kumulatif dan invers peluang kumulatif dari data kontonu.

Matrices : Perintah untuk operasi matriks.

e. Menu Stat

Basic Statistics : Perhitungan statistika dasar meliputi : deskripsi data, uji hipotesis, korelasi dan uji normalitas

Regression : Perhitungan/uji untuk analisis regresi

ANOVA : Perhitungan/uji untuk analisis variansi.

DOE : Perhitungan/uji untuk rancangan percobaan

Multivariate : Perhitungan/uji untuk analisis multivariabel.

Untuk menu-menu yang belum tertulis dalam buku ini, akan dikenali secara langsung setelah berhadapan dengan minitab.

6.3. Analisis Regresi Berganda Dengan Minitab

6.3.1. Asumsi yang harus dipenuhi untuk analisis regresi

Asumsi-asumsi yang harus dipenuhi untuk persamaan regresi, diuji dengan program minitab adalah:

1. Normalitas sebaran galat, dapat diuji dengan *Kolmogorov Smirnov Test.* Asumsi terpenuhi bila P-*value* $\geq$ 0.05
2. Tidak terjadi multikolinieritas dilihat dari *Variance Infation Factor* (VIF) pada setiap peubah penduga. Asumsi terpenuhi apabila VIF < 10
3. Tidak terjadi autokorelasi, dilihat dari *Durbin Watson Statistic (DW).* Asumsi terpenuhi

- jika DW < *dL* , maka **tolak** *H*0 , atau
- jika DW > 4 – *dL* , maka **tolak** *H*0 , atau
- jika *dU* < DW < 4 – *dU* , maka **terima** *H*0 , namun jika
- jika *dL* ≤ DW ≤ *dU* atau 4–*dU* ≤ DW ≤ 4–*dL* , maka tidak dapat disimpulkan apakah terjadi autokorelasi atau tidak.

Nilai *dL* dan *dU* dicari berdasarkan n dan k.

Keterangan:

DW = nilai statistik uji Durbin-Watson hasil perhitungan

dL = batas bawah tabel Durbin-Watson *bounds* pada suatu *n* dan *k* tertentu

dU = batas atas tabel Durbin-Watson *bounds* pada suatu *n* dan *k* tertentu

n = banyaknya pengamatan

k = banyaknya variabel bebas dalam model regresi

4. Homoskedasitas, dilihat dari diagram pencar *Residual versus the Fitted Values* (nilai sisaan dan nilai dugaan). Asumsi

terpenuhi bila diagram pencar tidak membentuk nilai tertentu yaitu corong, linier atau kuadratik.

5. Uji Model dengan uji T atau F

6.4. Contoh Penyelesaian Regresi Berganda Dengan Minitab

Diketahui DAS Cobanrondo mempunyai data curah hujan (P), Evapotranspirasi (EA), *Water Holding Capacity* (WHC), simpanan air dalam tanah (S) dan debit air (Q) seperti pada tabel di bawah. Buatlah model debit air DAS tersebut.

Tabel 6.1 Data- data untuk neraca air

Curah Hujan (mm)	Evapotranspirasi Aktual (mm)	S (mm)	WHC	Limpasan (Q)
401.00	107.30	293.7	67.081	0.241
429.73	131.75	297.3	37.814	0.136
192.20	135.47	56.7	100.533	0.141
172.92	153.76	19.2	66.996	0.070
537.33	105.71	431.6	67.260	0.291
133.33	138.88	147.0	66.996	0.053
263.46	109.76	153.7	67.260	0.254
198.12	135.47	62.6	37.814	0.161
247.86	107.26	172.9	100.533	0.178
178.57	133.61	0.0	66.996	0.058
266.94	120.90	146.0	67.260	0.208
228.08	119.70	108.4	37.814	0.112
25.94	88.30	146.3	100.533	0.080
260.15	113.10	218.3	66.996	0.103
275.25	113.70	161.6	67.260	0.191
205.40	143.70	0.0	37.814	0.008
393.41	120.00	11.6	100.533	0.146
114.88	145.00	0.0	66.996	0.001
415.65	133.61	282.0	37.814	0.090
270.57	124.31	140.6	100.533	0.190
394.69	122.76	204.7	67.260	0.113

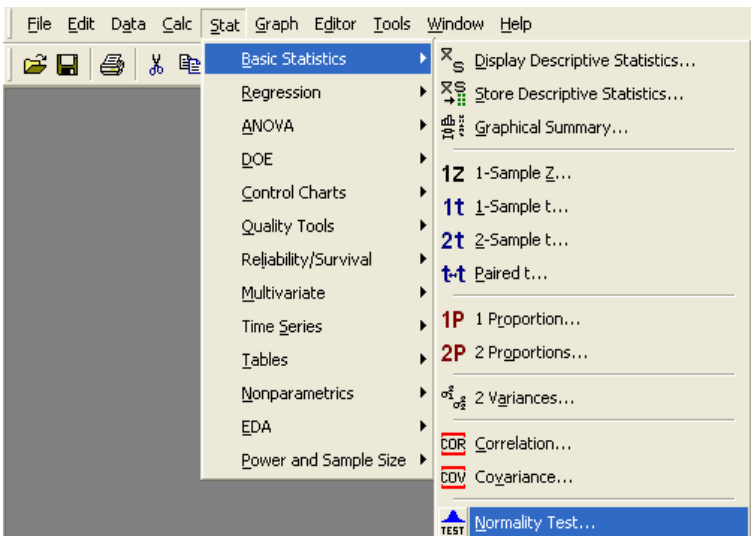
Langkah tata kerja pada minitab

1.Uji Normalitas

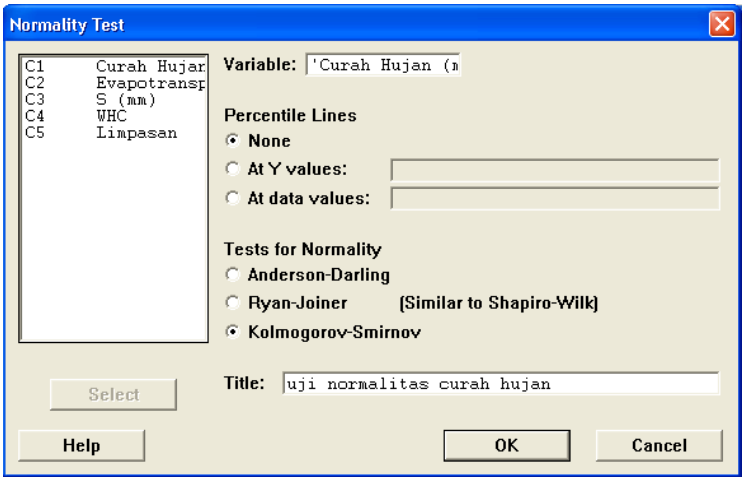
- Masukkan Data, yaitu curah hujan, evapotranspirasi, S, WHC dan debit/limpasan pada C1,C2,C3,C4 dan C5

C1	C2	C3	C4	C5
Curah Hujan (mm)	Evapotranspirasi Aktual (mm)	S (mm)	WHC	Limpasan
401.00	107.30	293.7	67.081	0.241
429.73	131.75	297.3	37.814	0.136
192.20	135.47	56.7	100.533	0.141
172.92	153.76	19.2	66.996	0.070
537.33	105.71	431.6	67.260	0.291
133.33	138.88	147.0	66.996	0.053
263.46	109.76	153.7	67.260	0.254
198.12	135.47	62.6	37.814	0.161
247.86	107.26	172.9	100.533	0.178
178.57	133.61	0.0	66.996	0.058
266.94	120.90	146.0	67.260	0.208
228.08	119.70	108.4	37.814	0.112
25.94	88.30	146.3	100.533	0.080
260.15	113.10	218.3	66.996	0.103
275.25	113.70	161.6	67.260	0.191
205.40	143.70	0.0	37.814	0.008
393.41	120.00	11.6	100.533	0.146
114.88	145.00	0.0	66.996	0.001
415.65	133.61	282.0	37.814	0.090
270.57	124.31	140.6	100.533	0.190
394.69	122.76	204.7	67.260	0.113

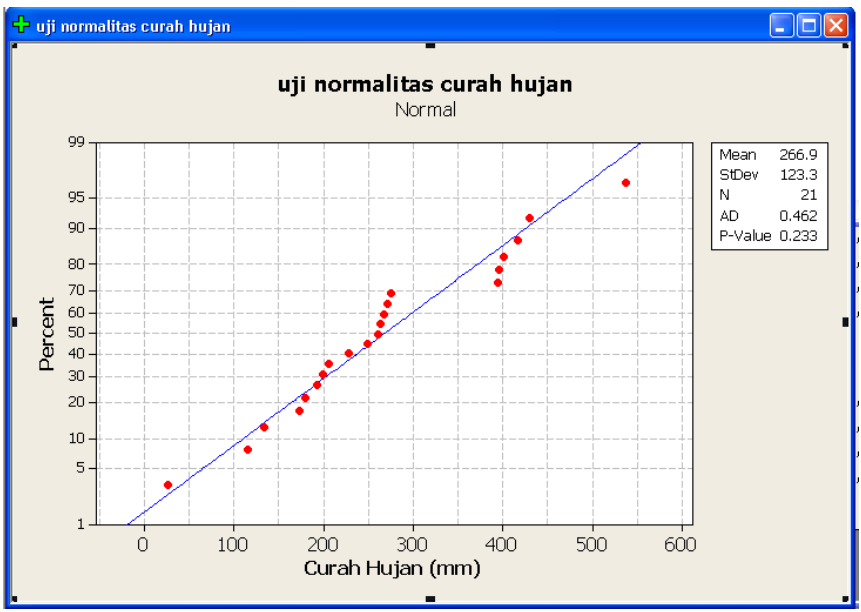
- Klik ***Stat***
- Pilihlah ***Basic Statistics***
- Klik ***Normality Test***



- Isikan C1 pada kotak ***Variable***
- Pilih Metode yang di pakai (misal : Kolmogorov-Smirnov)
- Isikan ***Title*** (misal : Uji Normalitas Curah Hujan)
- Klik OK



Contoh hasilnya sebagai berikut:
Nilai p-value 0.233 > 0.05
Berarti data terdistribusi normal



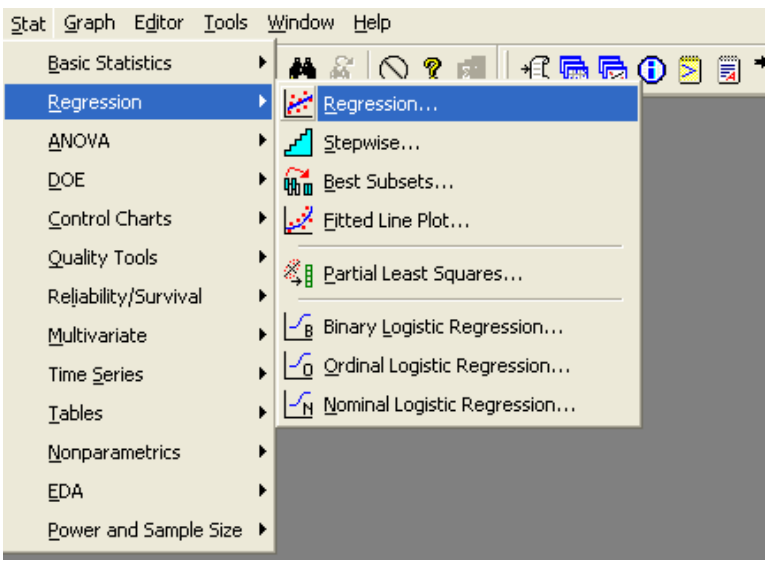
2.Analisis Regresi

- Masukkan Data, berikut contoh pada minitab

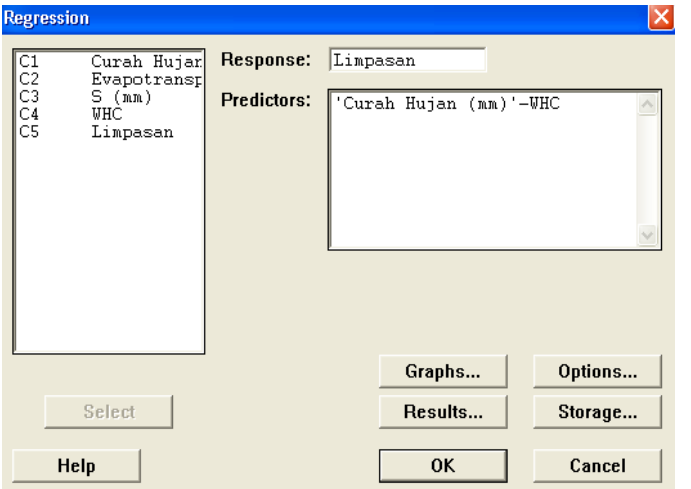
C1	C2	C3	C4	C5
Curah Hujan (mm)	Evapotranspirasi Aktual (mm)	S (mm)	WHC	Limpasan
401.00	107.30	293.7	67.081	0.241
429.73	131.75	297.3	37.814	0.136
192.20	135.47	56.7	100.533	0.141
172.92	153.76	19.2	66.996	0.070
537.33	105.71	431.6	67.260	0.291
133.33	138.88	147.0	66.996	0.053
263.46	109.76	153.7	67.260	0.254
198.12	135.47	62.6	37.814	0.161
247.86	107.26	172.9	100.533	0.178
178.57	133.61	0.0	66.996	0.058
266.94	120.90	146.0	67.260	0.208
228.08	119.70	108.4	37.814	0.112
25.94	88.30	146.3	100.533	0.080
260.15	113.10	218.3	66.996	0.103
275.25	113.70	161.6	67.260	0.191
205.40	143.70	0.0	37.814	0.008
393.41	120.00	11.6	100.533	0.146
114.88	145.00	0.0	66.996	0.001
415.65	133.61	282.0	37.814	0.090
270.57	124.31	140.6	100.533	0.190
394.69	122.76	204.7	67.260	0.113

- Klik ***Stat***
- Pilihlah ***Regression***

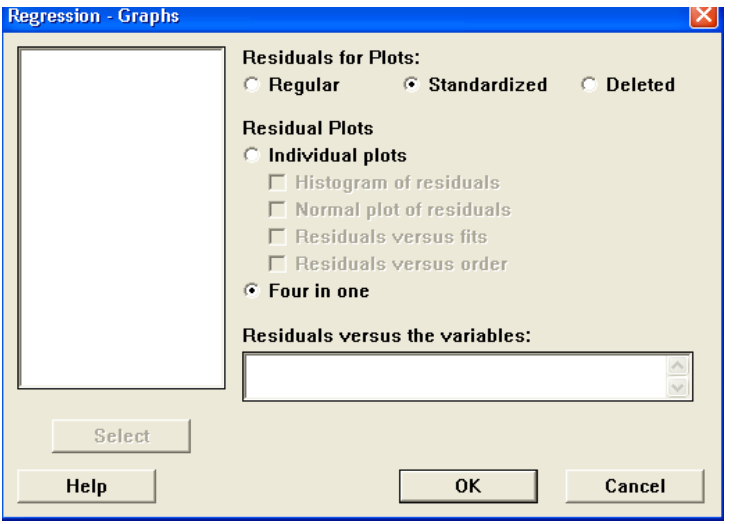
(Seperti gambar di bawah)



Kemudian akan muncul kotak seperti di bawah ini

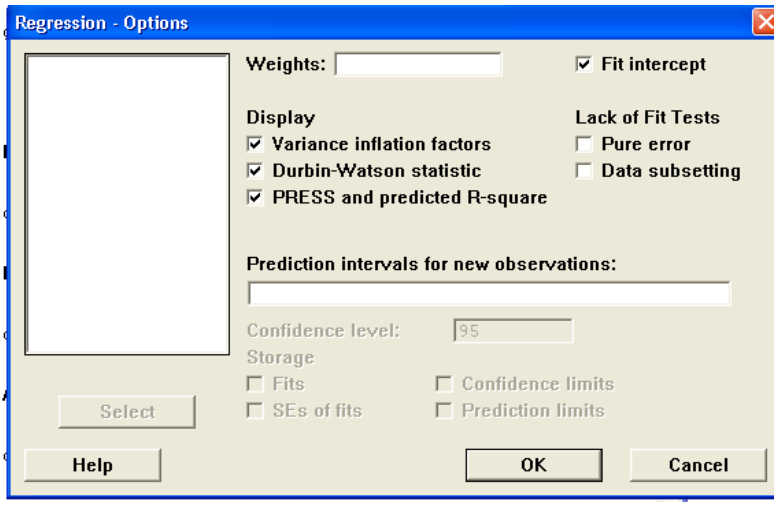


- Pada kotak ***Response*** pilihlah data yang akan digunakan sebagai acuan regresi
- Pada kotak ***Predictore*** memilih data yang menjadi faktor data acuan(data response)



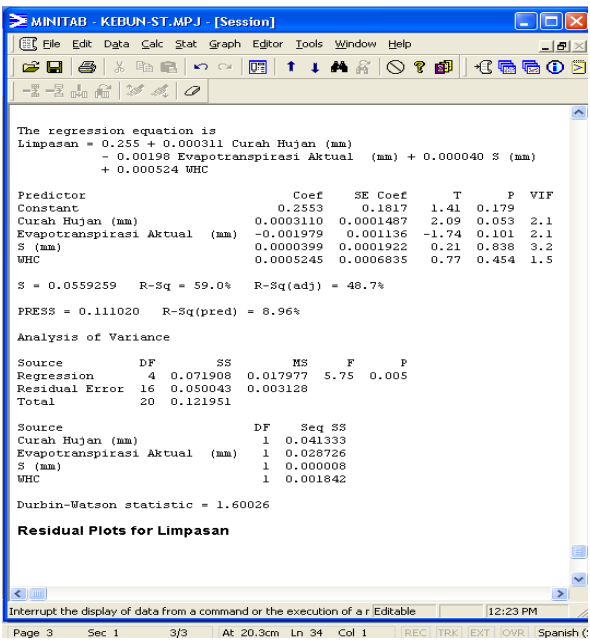
- Pada ***Graph*** terdapat
  1. ***Residuals for Plot***, pilihlah yang plot yang akan anda gunakan, misal yang dipilih ***standardized***
  2.***Residual Plot***, pilihlah cara diagaram ditampilkan misal pada ***four in one*** keempat diagram yang ada akan dijadikan

dalam satu gambar, selain itu juga terdapat ***individual plots*** yang akan menampilkan satu diagram menjadi satu gambar utuh.



- Pada options, dapat menentukan lebar tabel pada kotak Weight, juga terdapat pilihan data yang inginkan ditampilkan, misalkan data yang ingin ditampilkan adalah Durbin-Watson statistic

- Klik ***ok*** Maka akan muncul pada layar hasil regresinya beserta nilai determinasi, uji-T,uji-F dan nilai VIF



- Dari layar dapat dianalisis bahwa nilai determinasimodel (R^2)= 59 % atau nilai korelasi (R) = 0.76 yang berari variabel bebas mempunyai hubungan yang positip terhadap limpasan.

- Nilai VIF < 10 berarti tidak terjadi multikolinier

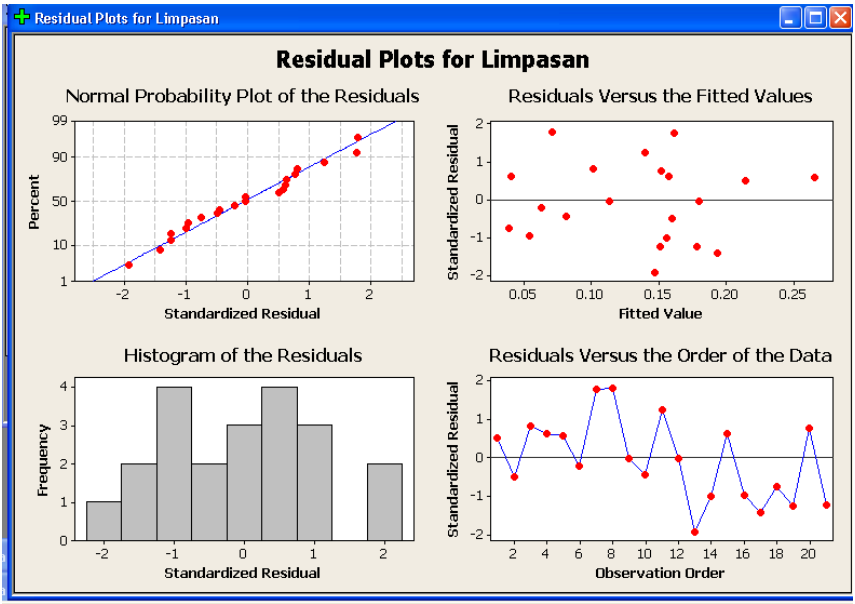
- Dari grafik residuals vs fitted value terlihat menyebar sehingga tidak terjadi heteroskedastisitas
- Nilai uji *Durbin-watson* sebesar 1.60026
- selanjutnya dilihat apakah sesuai dengan persyaratan yaitu $dU < DW < 4 - dU$.

  Pada taraf nyata 1%, n =21 dan k = 4 diketahui 1,55 < DW < 2.45. Sehingga dapat disimpulkan bahwa data tidak terjadi otokorelasi
- Uji hipotesis dapat dilakukan dengan Uji T atau uji F yaitu dengan membandingkan nilai T-tabel dan T- hitung dan F-tabel dengan F-hitung. Apabila T-hitung < T-tabel maka model dikatakan signifikansi dan apabila nilaiF-hitung > F-tabel dapat disimpulkan bahwa variabel curah hujan, evapotranspirasi,WHC dan S bersama-sama mempenga-ruhi nilai limpasan/debit.

Persamaannya regresi diketahui yakni:

Limpasan = 0.255 + 0.000311 Curah Hujan (mm) - 0.00198 Evapotranspirasi Aktual (mm) + 0.000040 S (mm) + 0.000524 WHC

Grafiknya dapat dilihat sebagai berikut:



6.5. Uji Debit Neraca Air

Uji Debit Neraca Air dilakukan dengan menguji nilai debit air dan Interval Konfidensi untuk rerata Dua Kelompok Data Sampel dan dilakukan dengan Uji-T Untuk keperluan ini Minitab tidak menyediakan statistik uji z.

Hipotesis yang diuji dapat berbentuk sebagai berikut :

1) H0 : μA = μo vs H1 : μA ≠ μo

2) H0 : μA ≤ μo vs H1 : μA > μo

3) H0 : μA ≥ μo vs H1 : μA < μo

Dalam Minitab ada dua pilihan untuk keperluan uji ini, yaitu data ditulis dalam satu

kolom atau data ditulis dalam dua kolom. Perhatikan contoh pemasukan data

berikut :

C1	C2	atau	C1	C2	
10	13		1		10
12	16		1		12
15	20		1		15
		2		13	
		2		16	

Contoh:

Peneliti ingin melihat apakah debit pada suatu sungai secara teoritis sudah sesuai dengan debit sungai pengamatan/ pengukuran yang ada di lapangan. Sebagai contoh adalah data debit sungai berikut:

Tabel 6.2 Data debit teoritis dan debit pengamatan

Q teoritis (m^3/dt)	Qpengamatan (m^3/dt)
0.926020	0.8500
0.144715	0.4800
0.296176	0.4800
0.054661	0.3200
0.061360	0.2900
0.080495	0.2900
0.060586	0.2400
0.701000	0.5900
0.433102	0.4889
0.390014	0.4139
0.463969	0.5083
0.296316	0.5674
0.083324	0.0581
0.185129	0.0633
0.391967	0.1726
0.519128	0.8000
0.837645	0.6300
0.135690	0.1300
0.087224	0.1200
0.958077	0.7406
0.583801	0.6168
0.441997	0.6742
0.435064	0.6133
0.448472	0.6323
0.460426	0.5787

Jika diasumsikan variansi-variansi populasi sama, populasi-populasi saling independen dan berdistribusi normal, Bagaimana kesimpulan penelitian tersebut?

$\alpha = 5\%$

Tahapan kerja dengan menggunakan Minitab adalah sebagai berikut :

Cara 1 : Data ditulis dalam 2 kolom

» Masukan nilai dari debit Teoritis pada C1 dan beri nama "debit Teoritis"

» Masukan nilai dari debit Pengamatan pada C2 dan beri nama "debit Pengamatan"

» Klik ***Stat***

» Pilihlah ***Basic Statistics***

» Klik ***2-Sample t***

» Klik ***Samples in different columns***

» Isilah ***First*** dengan peubah C1

» Isilah ***Second*** dengan peubah C2

» Klik ***Options***

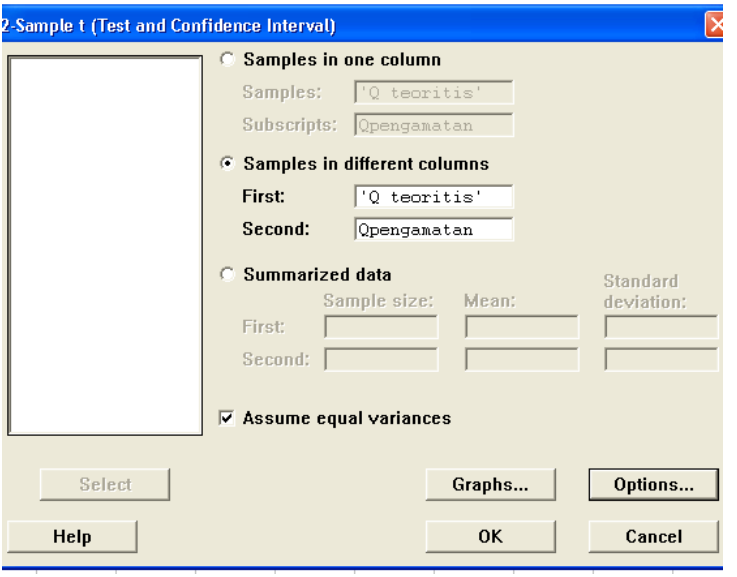
» Isilah ***confidence level*** yaitu $(1 - \alpha)$.

» Isilah ***Test Difference*** dengan 0, karena memang tidak menyebut pembedanya.

» Isilah ***Alternative*** dengan memilih hipotesis alternatif yang diinginkan (dalam

soal : greater than)

» Klik OK



Two-Sample T-Test and CI: Q teoritis, Qpengamatan

Two-sample T for Q teoritis vs Qpengamatan

	N	Mean	StDev	SE Mean
Q teoritis	25	0.379	0.272	0.054
Qpengamatan	25	0.454	0.233	0.047

Difference = mu (Q teoritis) - mu (Qpengamatan)
Estimate for difference: -0.074882
95% lower bound for difference: -0.195000
T-Test of difference = 0 (vs >): T-Value = -1.05 P-Value = 0.850
DF = 46

Nilai T hitung < T- tabel berarti Ho diterima (tidak terdapat perbedaan yang nyata pada kedua nilai rerata)

DAFTAR PUSTAKA

Asdak, Chay, 2002. *Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai*, Gajah Mada University Press, Yogyakarta.

Anonimus, 2003. *Krisis Sumber Daya Air Pulau Jawa. Direktorat Pengairan dan Irigasi.*http:www//air.bappenas.go.id

Anonimus. 2004. *Dampak Pola Iklim Terhadap Sumber Daya Air Di Indonesia.* Harian Umum *Suara Pembaharuan*, 15 Oktober 2004.

Alim Z., 2007. *Pengaruh Pengurangan Luas Hutan dan Curah Hujan Terhadap Alran Dasar (Studi Kasus: Sub DAS Sengguruh)*. Program Pasca Sarjana Universitas Brawijaya. Malang

Amnonious, 2008. *Crop Evapotraspiration Guidelines For Coputing Crop Water Requirements.*Natural Resources Management and Environment Department. FAO.

Budianto, Eko. 2002. Sistem Informasi Goegrafis Menggunakan ArcView GIS. ANDI Yogyakarta.

Clarke,D. 1998. *CropWat for Windows: User Guide. Institute of Irrigation and Development Studies (IIDS).* Southampon University. Southampton. UK.

Di Luzio M, Srinivasan R, Arnold J.G, Neitsch S.L., 2002. *ArcView Interface for SWAT 2000 . User's Guide*, Grassland, *Soil and Water Research Laboratory. USDA Agricultural Research Service.* Temple, Texas. Blackland Research and Extension Centre. Texas Agricultural Experiment Station. Temple, Texas. Published 2002 by Texas Water Resources Institute, College Station, Texas.

ftp.brc.tamus.edu/pub/swat.http://www.brc.tamus.edu/swat/.

Gujarati,Damodar.2003.*Basic Econometrics*. Mc graw Hill Singapore

Kaimuddin, 2000. *Dampak Perubahan Iklim dan Tataguna Lahan Terhadap Keseimbangan Air Wilayah Sulawesi Selatan*. Program Pasca Sarjana ITB. Bogor

Mulyantari,F. dan W. Adidarma, (2003). *Penentuan Parameter Hubungan HUjan Limpasan Model NRECA Dengan Optimasi.* Jurnal Penelitian dan Pengembangan Pengairan. Vol. 17 No. 51 Juni 2003. ISSN 0215-1111.pp.32-44. Pusat Penelitian dan Pengembangan Sumber Daya Air. Bandung.

Mehta, Vishal K . 2006*. A Simple Water Balance*. Arghyan/Cornell University

Montarcih, L ily. 2010. *Hidrologi Praktis.*Lubuk Agung . Bandung.

Prahasta, E., 2002. *Sistem Informasi Geografis : Tutorial ArcView*. Bandung: Informatika.

Prahasta, E., 2002. *Konsep-konsep Dasar Sistem Informasi Geografis*. Bandung : Informatika.

Rajiman, 1998*. Funsi Penutupan Lahan Untuk Mengendalikan Hasil Air Di DAS Konto. Publikasi Ilmiah*. Program Pasca Sarjana Universitas Brawijaya. Malang

Runtunuwu; Eleonora, 2007. *Impact Of Land Changes On Actual Evapotraspiration*, jurnal Ilmu-Ilmu Pertanian Indonesia. **9** (1): 12-19

Subarkah,Imam,1980.*Hidrologi Untuk Perencanaan Bangunan Air*. Idie Dharma. Bandung.

Sri Harto, Br. 1993. *Analisis Hidrologi.* PAU Ilmu Teknik Universitas Gajah Mada.Yogyakarta.

Suhardjono, 1994. *Kebutuhan Air Tanaman*. Malang: Institut Teknologi Nasional

Suhardjono; Soemarno; L., Montarcih; Noerhayati, 2010 *Economics and Engineering*. Progress Publishing CO. 3:38-41Soemarto, CD, 1995. *Hidrologi Teknik*. Jakarta : Erlangga.

Suwarno,1995. *Hidrologi Aplikasi Metode Statistik Untuk Analisis Data*. Bandung: Nova

Sosrodarsono, Suyono dan Kensaku T. 1977. *Hidrologi Untuk Pengairan*. Jakarta. Pradya Paramita.

Soemarno, 2006. *Perencanaan Pengelolaan Lahan Di DAS Kali Konto*. Malang: Penerbit Agritek YPN

Suripin, 2002. *Pelestarian Sumberdaya Tanah dan Air*. Yokyakarta. Penerbit Andi

Soepardi, G, 1993. *Sifat dan Ciri Tanah.* Fakultas Pertanian IPB. Bogor

Supangat, Andi, 2007. *Statistika Dalam Kajian Deskriptif, Inferensi, dan Non Parametrik.* Kencana Prenada Media Group. Jakarta.

Harto, Sri,1993. *Analisis Hidrologi.*Gramedia Pustaka Utama. Jakarta.

Hardjowigeno, Sarwono. 2003. *Ilmu Tanah*. Jakarta : CV Akademika Pressindo.

Utomo, Wani hadi 1985. *Fisika Tanah.* Jurusan Tanah. Fakultas Pertanian. Universitas Brawijaya. Malang.

Yupi, M.H. 2006. *Studi Model WEPP (Water Erotion Prediction Project) Dalam Upaya Pengaturan Fungsi Kawasan Pada Sub DAS Lesti Berbasis Sistem Informasi Geofis*. Program Pasca Sarjana Universitas Brawijaya. Malang.

INDEKS

Aliran, 2, 6, 7, 19, 20, 21, 22, 32, 36, 58, 81, 82, 99
Angin, 48
Banjir, 21
Debit, 36, 37, 58, 82, 95, 102
Durasi, 102
Evaporasi, 6, 26, 33, 47, 48, 102
Evapotranspirasi, 27, 28, 33, 36, 50, 52, 79, 87, 94
Hidrograf, 102
Hidrologi, 2, 3, 4, 6, 15, 22, 99, 100, 101
Hujan, 7, 8, 10, 36, 41, 46, 47, 87, 89, 94, 99
Iklim, 27, 56, 99, 100
Infiltrasi, 6, 17, 32, 35, 36, 102
Intensitas, 9, 10, 11
Intermitten, 21
Kecepatan, 51
Kecerahaan, 36, 37, 58, 82, 95, 102
Kelembaban, 34, 49, 52
Konsistensi, 102
Limpasan, 6, 7, 11, 14, 26, 33, 35, 36, 47, 48, 58, 78, 87, 94, 100, 102
Log Normal, 27, 28, 33, 36, 50, 52, 79, 87, 94
Penman, 33, 80
Perenial, 102
Perkolasi, 6, 102
Presipitasi, 26, 102
Radiasi, 48
Siklus, 3, 4, 7
Suhu, 49
Tampungan, 37, 41
Thiessen, 43, 45, 46, 47

GLOSARIUM

Debit	: Volume air per-satuan waktu
Deterministik	: Sesuatu hal yang pasti
Durasi	: Lama waktu curah hujan turun
Evaporasi	: Penguapan air bebas
Evapotraranspirasi	: Gabungan evaporasi dan transpirasi
Hidrograf	: Hubungan waktu dan debit
Hidromerti	: Ada hubungan dengan pengukuran air
Infiltrasi	: Masuknya air hujan kedalam tanah (ke daerah yang tidak jenuh)
Isohyet	: Garis yang menghubungkan tempat-tempat yang mempunyai tinggi hujan Yang sama
Perkolasi	: Gearakan air kebawah tanah dari daerah tidak jenuh kedaerah jenuh
Presipitasi	: Air yang terdapat didalam atmosfer
Recharge	: Pengisian kembali
Stokasti	: Sesuatu hal yang setengah pasti tapi ada unsur peluang
Transpirasi	: Penguapan Air lewat tumbuh-tumbuhan