

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Siklus Hidrologi

Sebagian besar bumi terdiri dari air. Jumlah air di bumi ini dari waktu ke waktu relatif tetap. Air di bumi mengalami siklus melalui serangkaian peristiwa yang berlangsung secara terus-menerus. Air dari atmosfer ke bumi dan kembali ke atmosfer melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi dan transpirasi. Sirkulasi air yang tidak pernah berhenti inilah yang dinamakan siklus hidrologi.

Menurut Sosrodarsono (1976) pemanasan air oleh sinar matahari merupakan kunci proses siklus hidrologi tersebut dapat berjalan secara terus menerus. Air laut, air permukaan tanah dan tanaman akan menguap (evaporasi dan transpirasi), hasil dari penguapan ini pada ketinggian tertentu akan membentuk awan. Awan bergerak oleh angin dan sebagainya akan berkondensasi, kemudian jatuh sebagai presipitasi dalam bentuk hujan, salju, hujan batu, hujan es dan salju (*sleet*), hujan gerimis atau kabut ke permukaan darat atau laut. Sebelum ke permukaan bumi sebagian menguap ke udara dan sebagian tiba ke permukaan bumi. Tidak semua air hujan yang jatuh mencapai permukaan tanah, namun sebagian tertahan oleh bangunan, tertahan

oleh tanaman (intersepsi) dan sebagainya, sebagian lagi menguap dan sebagian lagi akan jatuh atau mengalir melalui ke permukaan tanah. Sebagian air hujan yang tiba ke permukaan tanah akan masuk ke dalam tanah (infiltrasi). Bagian lain yang merupakan kelebihan akan mengisi lekuk-lekuk permukaan tanah, kemudian mengalir ke tempat yang lebih rendah, masuk ke sungai dan akhirnya ke laut. Tidak semua butir air yang mengalir akan tiba ke laut. Dalam perjalanan ke laut sebagian air akan menguap dan kembali ke udara. Bagian lain akan masuk ke dalam tanah dan keluar lagi menuju ke sungai-sungai (disebut aliran intra = *interflow*). Tetapi sebagian besar akan tersimpan menjadi air tanah (*groundwater*) yang akan keluar sedikit demi sedikit dalam waktu yang cukup lama ke permukaan tanah di daerah-daerah yang rendah (limpasan air tanah = *groundwater runoff*).

Dari siklus hidrologi diatas, terdapat komponen penting yaitu: 1) penguapan (*evaporation*) adalah peristiwa naiknya air atau es menjadi uap ke udara oleh adanya sinar matahari yang berlangsung terus menerus dari permukaan tanah, permukaan air, padang rumput, sawah, hutan dan lain-lain; 2) transpirasi merupakan peristiwa menguapnya air oleh panas matahari yang berasal dari permukaan tanaman dan makhluk hidup lainnya; 3) proses hujan (*presipitation*) adalah uap yang mengkondensasi dan jatuh ke permukaan tanah / air dalam rangkaian proses hidrologi; 4) infiltrasi dan perkolasi, infiltrasi adalah gerakan menurunnya air melalui permukaan tanah, kecepatannya dinyatakan dalam satuan-satuan yang sama seperti presipitasi (mm/jam). Faktor-faktor yang memengaruhi infiltrasi yaitu lokasi dan musim sifat fisik tanah. Perkolasi adalah gerakan menurunnya air melalui permukaan

tanah, dan turun lagi sampai pada permukaan air tanah; 5) air limpasan atau air permukaan adalah air yang mengalir atau berada di atas permukaan bumi, seperti sungai, danau, dan rawa. 6) air tanah adalah air yang tersimpan di dalam lapisan tanah. Aliran ini berupa air tanah yang bergerak dalam tanah dan terdapat dalam ruang-ruang antara butir-butir tanah yang membentuk itu dan di dalam retak-retak batuan. Air tanah (air yang berada dalam tanah dan merupakan hasil perkolasi dan infiltrasi).

Sirkulasi hidrologi terjadi secara tidak merata, karena perbedaan curah hujan dari waktu ke waktu, dan perbedaan curah hujan dari daerah-daerah yang sangat dipengaruhi oleh kondisi meteorologi (kelembaban, tekanan gas, angin, temperatur dan lain-lain) dan kondisi topografi daerah yang bersangkutan. Kebutuhan air untuk kehidupan, sebagian besar berasal dari air permukaan dan air tanah yang terdapat dalam siklus hidrologi, maka perlu menjaga keseimbangan agar siklus hidrologi ini dapat berjalan secara baik, melalui menjaga alam sebagaimana mestinya, agar ketersediaan air dapat terus tersedia di muka bumi ini.

B. Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan, dan mengalirkan 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. Sub DAS adalah bagian dari DAS yang menerima air hujan dan mengalirkannya melalui anak sungai ke sungai utama. Setiap DAS terbagi habis ke dalam Sub DAS-Sub DAS (Undang-undang NO. 7 Tahun 2004 tentang SDA DAS).

Menurut Rachman (2004) Daerah Aliran Sungai (DAS) didefinisikan sebagai suatu wilayah daratan yang merupakan kesatuan ekosistem dengan sungai dan anak-anak sungainya, dibatasi topografis, berfungsi menampung air hujan dan sumber air lainnya untuk dialirkan melalui sungai utama yang bermuara ke laut atau danau secara alami. Pengelolaan DAS adalah upaya manusia mengendalikan hubungan timbal balik antara sumberdaya alam dengan manusia dalam suatu DAS dengan segala aktifitasnya, bertujuan membina kelestarian dan keserasian ekosistem serta meningkatkan manfaat sumberdaya alam bagi manusia secara berkelanjutan. Permasalahan aktual dalam DAS dewasa ini adalah: (a) degradasi hutan dan lahan, banjir, kekeringan, erosi, dan sedimentasi; (b) pencemaran air dan tanah; (c) keterpaduan dan koordinasi antar sektor, antar instansi dan antar daerah; (d) kebijakan tumpang tindih dan konflik antar kepentingan; (e) kelembagaan yang belum mantap; dan (f) kesadaran serta partisipasi masyarakat belum optimal.

Daerah aliran sungai (DAS) dibatasi oleh punggung-punggung, gunung/pegunungan, bukit/perbukitan. DAS juga dinamakan sungai yang mempunyai fungsi utama mengumpulkan curah hujan dalam suatu daerah tertentu dan mengalirkannya ke laut, disamping itu untuk berbagai keperluan

lain seperti pelayaran, pariwisata, pembangkit listrik dan sebagai penunjang kehidupan makhluk hidup didalamnya.

DAS merupakan suatu kesatuan tata air. Unsur-unsur utama dalam DAS yaitu sumber daya tanah, air, vegetasi dan manusia sebagai komponen yang memanfaatkan DAS. DAS dipengaruhi kondisi bagian hulu khususnya kondisi biofisik sebagai daerah tangkapan (*catchment area*) dan daerah resapan air yang sangat rawan terhadap ancaman gangguan manusia, bagian tengah DAS sebagai daerah penyalur dan pengatur air, sedangkan bagian hilir merupakan pemakai air yang kesemuanya saling berinteraksi sebagai satu kesatuan hidrologis. Sehingga perlu adanya pengelolaan untuk menjaga kelestarian dan keberlanjutan daerah sekitar wilayah DAS. Masalah DAS secara garis besar meliputi kualitas dan kuantitas air. Pengelolaan DAS antara lain bertujuan untuk konservasi tanah dan air, memelihara ketersediaan air, menjaga keseimbangan ekologi, meningkatkan pendapatan masyarakat serta mencegah terjadinya erosi. Dalam hal ini ada beberapa aspek yang perlu diperhatikan untuk mendukung tujuan tersebut, yaitu:

- 1) Aspek fisik teknis, yaitu dengan mengusahakan dan menerapkan teknik yang tepat sehingga pengelolaan DAS memberikan manfaat optimal dan kelestarian lingkungan tercapai;
- 2) Aspek manusia, yaitu mengembangkan pengertian, kesadaran sikap dan perilaku pemanfaat sumber daya di DAS dalam mendukung tujuan dan usaha pengelolaan DAS;

- 3) Aspek institusi, yaitu menggerakkan aparatur, sehingga struktur dan prosedur dapat mewadahi penyelenggaraan pengelolaan DAS yang lebih efektif;
- 4) Aspek hukum, yaitu adanya peraturan perundangan yang mengatur pengelolaan DAS, tidak hanya mengatur tentang DAS untuk aliran permukaan namun juga mengenai konservasi air secara berkelanjutan.

Dalam DAS ini air atau sungai sangat memegang peranan yang sangat penting sebagai penunjang kehidupan makhluk di bumi. Terlepas dari fungsinya terkadang DAS atau sungai justru membawa bencana seperti penyebab banjir, karena kapasitas daya tampung sungai yang tidak memadai, sumber pencemaran limbah dan lain sebagainya.

Mengetahui karakteristik sungai dan DAS penting dalam perencanaan dan perancangan mengenai keairan, karena didalamnya terdapat masalah yang kompleks dan detail yang keadaannya bisa terus berubah setiap waktu. Pengukuran dan perhitungan terhadap jumlah air hujan yang jatuh diatas suatu DAS dapat dihitung diantaranya dengan metode Poligon Thiessen dan metode Isohyet.

Kelestarian DAS ditentukan oleh pola perilaku, keadaan sosial-ekonomi dan tingkat pengelolaan yang sangat erat kaitannya dengan pengaturan kelembagaan (*institutional arrangement*) dan hukum. Untuk itu perlu adanya adanya keterpaduan antar sektor dan antar wilayah baik pemerintah pusat maupun daerah dalam pengelolaan sumberdaya alam dan lingkungan DAS dengan memegang prinsip keberlanjutan.

C. Hujan/Presipitasi

Persipitasi adalah peristiwa turunnya uap air dari atmosfer ke permukaan bumi, yang bisa berupa hujan, hujan salju, kabut, embun, dan hujan es. Ketika akan hujan udara semakin jenuh dan secara bersamaan terjadi proses pendinginan udara (*sublimasi*) atau penambahan uap air ke udara. Presipitasi terbentuk melalui benturan antara butir air atau es dengan awan. Jumlah hujan dipengaruhi oleh faktor klimatologi seperti temperatur, tekanan atmosfer dan angin. Ada dua syarat penting terjadinya hujan yaitu massa udara harus mengandung cukup uap air, dan massa udara harus naik ke udara sedemikian sehingga menjadi dingin. Jumlah air hujan yang jatuh dapat diukur dengan menggunakan alat penakar hujan di beberapa lokasi pada daerah yang ditinjau (Triatmodjo, 2008).

Hujan merupakan komponen masukan yang paling penting dalam proses hidrologi, karena jumlah kedalaman hujan (*rainfall depth*) akan dialihragamkan menjadi aliran di sungai, baik melalui limpasan permukaan (*surface runoff*), aliran antara (*interflow, sub surface flow*) maupun sebagai aliran air tanah (*groundwater*). Ada beberapa sifat hujan yang penting untuk diperhatikan dalam proses pengalihragaman hujan menjadi aliran, antara lain adalah intensitas curah hujan, lama waktu hujan, kedalaman hujan, frekuensi dan luas daerah pengaruh hujan (Harto, 1993).

Komponen hujan dengan sifat-sifatnya ini dapat dianalisis berupa hujan titik maupun hujan rata-rata yang meliputi luas daerah tangkapan (*chactment*) yang kecil sampai yang besar. Hujan yang lebat dapat memicu terjadinya

bencana banjir, longsor, erosi dan sebagainya. Sebaliknya tidak ada hujan dalam jangka lama dapat menyebabkan kekeringan, mengecilnya aliran sungai dan turunnya air waduk atau danau.

1. Tipe Hujan

Hujan terjadi karena udara basah yang naik ke atmosfer mengalami pendinginan sehingga terjadi kondensasi. Menurut Triatmodjo (2008) berdasarkan cara naiknya udara ke atas, hujan dibedakan menjadi beberapa tipe hujan, yaitu:

a. Hujan Konvektif

Hujan konvektif berasal dari awan konvektif seperti kumulonimbus atau kumululus kongestus. Hujan konvektif disebabkan oleh naiknya udara panas ke tempat yang lebih dingin. Hujan ini jatuh deras dengan intensitas yang tinggi dan cepat berubah. Hujan konvektif jatuh di suatu daerah dalam waktu yang singkat, karena awan konvektif memiliki bentangan horizontal terbatas.

b. Hujan Orografis

Hujan orografis terjadi di sisi atas angin pegunungan dan disebabkan oleh gerakan udara lembab yang tertiup angin berskala besar ke atas melintasi pegunungan, mengakibatkan pendinginan dan kondensasi, sehingga terbentuk awan dan hujan. Daerah berpegunungan yang dilintasi oleh angin tersebut biasanya banyak mendapatkan hujan dan disebut lereng hujan, sedang daerah belakangnya yang dilintasi udara

kering (uap air telah menjadi hujan di lereng hujan) disebut lereng bayangan hujan.

c. Hujan Siklonik

Hujan siklonik terjadi jika massa udara panas yang relatif ringan bertemu dengan massa udara dingin yang relatif berat, maka udara panas tersebut akan bergerak di atas udara dingin. Hujan siklonik adalah sumber dari curah hujan yang sangat deras. Meski hujan siklonik dapat mengakibatkan kematian dan kerusakan yang besar, namun penting dalam penguasaan hujan atas suatu daerah, karena siklon dapat membawa hujan yang sangat dibutuhkan di wilayah kering. Wilayah di sepanjang jalurnya dapat menerima jatah hujan setahun penuh melalui satu kali peristiwa siklon tropis.

2. Pengukuran Hujan

Pengukuran curah hujan dilakukan dengan menggunakan alat ukur curah hujan, ada 2 macam alat yang digunakan untuk pengamatan, yaitu jenis biasa (standar) dan jenis otomatis.

a. Pengukur Biasa (standar)

Alat ukur biasa di tempatkan di tempat yang terbuka yang tidak dipengaruhi oleh pohon-pohon dan gedung-gedung yang ada disekitarnya. Bagian atas alat ini dipasang 20 cm lebih tinggi dari permukaan tanah yang sekelilingnya ditanami rumput. Ketelitian pembacaan adalah sampai 1/10 mm. pembacaan harus diadakan 1 kali

sehari. Alat ini hanya dapat memberikan keterangan mengenai kedalaman hujan saja, sedangkan untuk intensitas dan durasi hujan belum dapat diketahui.

Alat ukur yang baku harus memperhatikan beberapa hal sebagai berikut:

- 1) Corong harus dibuat sedemikian rupa, sehingga dapat menghindari terjadinya percikan keluar corong atau sebaliknya;
- 2) Corong harus mempunyai lubang sekecil mungkin untuk mencegah terjadinya radiasi dan penguapan.

b. Pengukur otomatis

Alat otomatis ini dapat memberikan keterangan mengenai kedalaman, intensitas hujan dan durasi hujan secara kontinu. Dengan alat ini, hujan tidak perlu dicatat setiap hari karena alat ini sudah dilengkapi dengan pencatat akumulasi hujan terhadap waktu dalam bentuk grafik. Ada beberapa macam alat penakar hujan otomatis yaitu alat penakar hujan jenis pelampung, alat penakar hujan jenis timba jungkit, dan alat penakar hujan jenis timbangan.

D. Analisis Hujan

1. Hujan Rerata Daerah Aliran Sungai

Stasiun penakar hujan hanya memberikan keterangan data hujan pada satu tempat atau titik saja (*point rainfall*). Satu stasiun penakar hujan belum dapat menggambarkan hujan wilayah yang bersangkutan.

sehingga untuk daerah yang lebih luas harus diperkirakan dengan harga rata-rata curah hujan dari beberapa stasiun penakar hujan yang ada. Hal ini disebabkan hujan sangat bervariasi terhadap tempat dan masing-masing stasiun mempunyai data yang berbeda. Dalam analisis hidrologi diperlukan metode untuk menentukan hujan rerata pada suatu daerah, dapat dilakukan dengan metode Rata-rata Aljabar, metode Poligon Thiessen, dan metode Isohyet.

a) Metode Rata-rata Aljabar

Metode ini adalah metode yang paling sederhana dalam perhitungan hujan suatu daerah. Metode rata-rata aljabar ini, curah hujan didapatkan dengan mengambil rata-rata hitung (*arithmetic mean*) dari penakaran pada penakar hujan daerah tersebut. Stasiun penakar hujan yang digunakan biasanya yang berada di dalam DAS, stasiun diluar DAS yang berdekatan juga bisa diperhitungkan.

Metode ini digunakan apabila :

1. daerah tersebut berada pada daerah yang datar;
2. penempatan alat ukur tersebar merata;
3. variasi curah hujan sedikit dari harga tengahnya.

Persamaan yang digunakan untuk menghitung metode rata-rata aljabar menurut Sosrodarsono (1976), yaitu:

$$\bar{R} = \frac{R_1 + R_2 + \dots + R_n}{n} \quad (2.1)$$

Dimana :

\bar{R} = curah hujan maksimum rata-rata (mm)

n = jumlah stasiun pengamatan

R_1 = curah hujan pada stasiun pengamatan satu (mm)

R_2 = curah hujan pada stasiun pengamatan dua (mm)

R_n = curah hujan pada stasiun pengamatan n (mm)

b) Metode Poligon Thiessen

Metode ini dikenal dengan metode rata-rata timbang (*weighted mean*).

Cara ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh stasiun penakar hujan untuk mengakomodasikan ketidakseragaman jarak. Pada suatu luasan di dalam DAS, dianggap bahwa hujan adalah sama yang terjadi pada stasiun terdekat, sehingga hujan yang tercatat mewakili luasan tersebut. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua pos penakar hujan terdekat. Metode ini digunakan untuk daerah yang tidak merata.

Prosedur pembentukan Poligon Thiessen adalah sebagai berikut:

1. penggambaran stasiun penakar hujan pada peta DAS, baik stasiun hujan di dalam DAS, maupun stasiun hujan di luar DAS yang letaknya berdekatan. Antar stasiun dibuat garis lurus penghubung;
2. buat garis tegak lurus di tengah antar stasiun, sehingga persis membentuk poligon. Luasan masing-masing stasiun diwakili oleh poligon yang terbentuk;
3. luasan daerah pada tiap poligon dapat diukur kemudian dikalikan dengan kedalaman hujan pada masing-masing stasiun dalam

poligon dan selanjutnya dibagi dengan luas total DAS diperoleh dengan menjumlahkan semua luasan poligon.

Menurut Harto (1993), persamaan metode Poligon Thiessen untuk menghitung hujan rata-rata DAS, yaitu:

$$\bar{R} = \frac{A_1R_1 + A_2R_2 + \dots + A_nR_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.2)$$

$$\bar{R} = R_1W_1 + R_2W_2 + \dots + R_nW_n \quad (2.3)$$

Dimana :

\bar{R} = Curah hujan maksimum rata-rata (mm)

R_1, R_2, \dots, R_n = Curah hujan pada stasiun 1, 2, ..., n (mm)

A_1, A_2, \dots, A_n = Luas daerah pada poligon 1, 2, ..., n (km²)

W_1, W_2, \dots, W_n = bobot luas bagian DAS yang terpengaruh di tiap titik pengamatan (Sta. Hujan).

n = Banyaknya pos penakar hujan

c) Metode Isohyet

Isohyet adalah garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah tangkapan hujan tidak merata. Dengan cara ini, kita harus menggambar kontur berdasarkan tinggi hujan yang sama, metode ini bisa digunakan di daerah datar maupun di daerah bukit dan pegunungan dengan stasiun lebih dari tiga.

Prosedur pembentukan metode ini:

1) penggambaran stasiun penakar hujan pada peta DAS;

- 2) membuat interpolasi dari nilai kedalaman hujan di stasiun hujan yang berdekatan;
- 3) dibuat kurva yang menghubungkan titik-titik interpolasi;
- 4) mengukur luas daerah antara dua Isohyet yang berurutan dan kemudian dikalikan dengan nilai rerata kedua garis Isohyet;
- 5) jumlah dari hitungan untuk seluruh garis Isohyet dibagi dengan luas daerah yang ditinjau menghasilkan kedalaman hujan rerata daerah tersebut.

Persamaan Isohyet menurut Harto (1993), yaitu:

$$\bar{R} = \frac{\sum_i^n \frac{A_i (R_i + R_{i+1})}{2}}{\sum_i^n A_i} \quad (2.4)$$

Dimana:

\bar{R} = curah hujan rata-rata (mm)

R_1, R_2, \dots, R_n = curah hujan stasiun 1, 2, ..., n (mm)

A_1, A_2, \dots, A_n = luas area antara 2 (dua) Isohyet (km²)

2. Pemilihan Metode Pendekatan Hujan Rerata Daerah Aliran Sungai

Menurut Suripin (2004) Pemilihan metode pendekatan hujan rerata Daerah Aliran Sungai (DAS) dapat ditentukan dengan mempertimbangkan tiga faktor berikut:

a. Jaring-jaring pos penakar hujan dalam DAS, yaitu:

- 1) jika jumlah pos penakar hujan cukup, maka dapat dipakai metode Isohyet, Poligon Thiessen atau Rata-rata Aljabar;

- 2) jika pos penakar hujan terbatas, maka dapat dipakai metode Rata-rata Aljabar dan Poligon Thiessen;
 - 3) jika hanya terdapat pos penakar hujan tunggal, maka yang dapat dipakai metode hujan titik.
- b. Luas DAS
- 1) DAS besar ($> 5000 \text{ km}^2$), dengan Metode Isohyet;
 - 2) DAS sedang ($500 - 5000 \text{ km}^2$), dengan Metode Poligon Thiessen;
 - 3) DAS kecil, ($< 500 \text{ km}^2$), dengan Metode Rata-Rata Aljabar.
- c. Topografi DAS
- 1) daerah pegunungan, dengan Metode Rata-Rata Aljabar;
 - 2) daerah dataran, dengan Metode Poligon Thiessen;
 - 3) daerah berbukit dan tidak beraturan, dengan Metode Isohyet.

E. Analisis Hidrologi

Hidrologi adalah ilmu yang mempelajari tentang distribusi air secara alami di bumi. Analisis hidrologi sangat penting dalam perencanaan dan perancangan mengenai keairan. Data hidrologi adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi seperti besarnya : curah hujan, temperatur, penguapan, lamanya penyinaran matahari, kecepatan aliran, konsentrasi sedimen sungai akan selalu berubah terhadap waktu (Soewarno, 1995).

Analisis hidrologi merupakan satu bagian analisis awal dalam perencanaan dan perancangan bangunan-bangunan hidraulik, maksudnya adalah informasi dan besaran-besaran yang diperoleh dalam analisis hidrologi merupakan

masukannya penting dan akan berpengaruh dalam analisis selanjutnya. Analisis hidrologi merupakan bidang yang rumit dan kompleks. Hal ini disebabkan oleh ketidakpastian dalam hidrologi, keterbatasan teori dan rekaman data, dan keterbatasan ekonomi (Suripin, 2004).

Adapun langkah-langkah yang dilakukan dalam analisis hidrologi kaitannya dengan penelitian yang dilakukan adalah sebagai berikut:

1. Menentukan Daerah Aliran Sungai (DAS) beserta luasnya;
2. Menentukan Luas pengaruh daerah stasiun-stasiun penakar hujan Sungai;
3. Menentukan curah hujan rata-rata maksimum DAS tahunan;
4. Menganalisis curah hujan rancangan dengan periode ulang T tahun;

F. Analisis Data Curah Hujan yang Hilang

Untuk melengkapi data yang hilang atau rusak diperlukan data dari stasiun lain yang memiliki data yang lengkap dan diusahakan letak stasiunnya paling dekat dengan stasiun yang hilang datanya. Menghadapi keadaan kurangnya data hujan yang diperoleh di lapangan, terdapat langkah-langkah yang dapat dilakukan, yaitu 1) membiarkan saja data hujan yang hilang tersebut, karena dengan cara apapun data tersebut tidak akan dapat diketahui dengan tepat; 2) jika dipertimbangkan bahwa data tersebut mutlak diperlukan, maka sebelum perhitungan dilakukan terlebih dahulu melengkapi data hujan yang hilang tersebut.

1. Pengisian Data Hujan yang Hilang

Untuk perhitungan data curah hujan yang hilang digunakan antara lain metode rasio normal (*normal ratio method*), metode resiprocal (*reciprocal method*) dan metode rata-rata aljabar.

a) Metode Rasio Normal (*Normal ratio method*)

Metode rasio normal (*normal ratio method*) adalah cara mengisi atau memperbaiki data hujan suatu pos berdasarkan data hujan beberapa pos terdekat disekitarnya dalam durasi waktu yang sama. Pada metode *ratio normal*, syarat untuk menggunakan metode ini adalah rata-rata curah hujan tahunan stasiun yang datanya hilang harus diketahui, disamping dibantu dengan data curah hujan rata-rata tahunan dan data pada stasiun pengamatan sekitarnya.

Rumus metode rasio normal menurut Triatmodjo (2008), yaitu:

$$\frac{P_x}{N_x} = \frac{1}{n} \left[\frac{P_1}{N_1} + \frac{P_2}{N_2} + \frac{P_3}{N_3} \dots \frac{P_x}{N_n} \right] \quad (2.5)$$

Dimana :

P_x = hujan yang hilang di stasiun x

P_1, P_2, P_x = data hujan di stasiun sekitarnya pada periode yang sama

N_x = hujan di stasiun x

N_1, N_2, \dots, N_n = hujan tahunan di stasiun sekitar x

n = jumlah stasiun hujan di sekitar x

b) Metode Resiprocal (*reciprocal method*)

Metode Resiprocal atau kebalikan kuadrat jarak adalah metode perbandingan hasil kali data hujan dan jarak antar stasiun hujan

terhadap seper-kuadrat jarak antara stasiun hujan referensi dan stasiun hujan uji. Pada metode Reciprocal, persamaan ini menggunakan data curah hujan referensi dengan mempertimbangkan jarak stasiun yang dilengkapi datanya dengan referensi tersebut.

Rumus metode Reciprocal menurut Triatmodjo (2008), yaitu:

$$P_x = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{P_i}{L_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{L_i^2}} \quad (2.6)$$

Dimana,

P_x = hujan yang hilang di stasiun x

P_i = data hujan di stasiun sekitarnya

L_i = Jarak antar stasiun

n = jumlah stasiun hujan di sekitar x

c) Metode Rata-Rata Aljabar

Pada metode rata-rata aljabar, persamaan ini digunakan apabila perbedaan curah hujan tahunan normal di stasiun pengamat terdekat <10% dari stasiun yang kehilangan data tersebut.

$$P_x = \frac{1}{n}(P_A + P_B + P_C) \quad (2.7)$$

Dimana :

P_x = curah hujan stasiun x (yang hilang)

P_A, P_B, P_C = curah hujan tahunan normal pada stasiun A,B,C (yaitu hujan pada saat yang sama dengan hujan yang hilang)

n = jumlah stasiun hujan yang diamati

2. Uji Konsistensi Data

Uji konsistensi bertujuan untuk menguji kebenaran data yang diperoleh, karena data hasil dari pengukuran curah hujan tidak sepenuhnya benar. Kesalahan data disebabkan karena perubahan lokasi stasiun hujan, perubahan sistem lingkungan atau perubahan prosedur pengamatan yang sangat berpengaruh terhadap pengukuran curah hujan yang ada. Hasil dari pengukuran tersebut bisa saja tidak sesuai dan tidak konsisten sehingga menyebabkan penyimpangan terhadap hasil perhitungan.

Data hujan disebut konsisten jika data yang terukur dan dihitung adalah teliti dan benar serta sesuai dengan fenomena saat hujan itu terjadi. Konsistensi data dari suatu stasiun pengamatan dapat dilakukan dengan metode kurva massa ganda (*double mass curve*). Metode kurva massa ganda digunakan untuk data curah hujan tahunan dengan jangka waktu pengamatan yang panjang. Metode ini membandingkan hujan kumulatif dari stasiun hujan yang diteliti dengan harga-harga kumulatif curah hujan rata-rata dari beberapa stasiun hujan yang berdekatan. Nilai kumulatif tersebut digambarkan pada sistem koordinat kartesian x-y, kurva tersebut diperiksa untuk melihat kemiringan (*trend*). Jika garis berbentuk lurus, berarti data konsisten. Jika kemiringan patah/berubah, berarti data tidak konsisten perlu dikoreksi dengan mengalikan data setelah kurva berubah dengan perbandingan kemiringan setelah dan sebelum kurva patah.

G. Analisis Frekuensi dan Probabilitas

Menurut Martha dan Adidarma (1982) analisis frekuensi adalah analisis tentang pengulangan suatu kejadian. Analisis frekuensi merupakan prakiraan (*forecasting*), dalam arti probabilitas untuk terjadinya suatu peristiwa hidrologi dalam bentuk hujan rancangan yang berfungsi sebagai dasar perhitungan perencanaan hidrologi untuk antisipasi setiap kemungkinan yang akan terjadi. Analisis frekuensi ini dilakukan dengan menggunakan sebaran kemungkinan teori distribusi probabilitas (*probability distribution*). Teori probabilitas membahas tentang ukuran atau derajat ketidakpastian suatu kejadian, teori ini sangat diperlukan karena kebenaran dari kesimpulan tidak dapat dipastikan secara absolut, mengingat kesimpulan ditarik dari sampel yang dianggap cukup representatif terhadap populasi.

Sistem hidrologi terkadang dipengaruhi oleh suatu kejadian yang tidak biasanya, bahkan luar biasa (ekstrim). Kejadian itu seperti banjir, kekeringan dan hujan lebat. Besaran peristiwa ekstrim berbanding terbalik dengan frekuensi kejadiannya, peristiwa yang luar biasa ekstrim kejadiannya sangat langka. Tujuan analisis frekuensi data hidrologi adalah berkaitan dengan besarnya peristiwa-peristiwa ekstrim yang berkaitan dengan frekuensi kejadiannya melalui penerapan distribusi kemungkinan (Suripin, 2004).

Frekuensi hujan adalah besarnya kemungkinan suatu besaran hujan disamai atau dilampaui, sebaliknya kala ulang hujan (*return period*) adalah waktu hipotetik dimana hujan dengan suatu besaran tertentu akan disamai atau dilampaui. Analisis frekuensi diperlukan data hujan yang diperoleh dari

stasiun penakar hujan, berdasarkan pada sifat statistik data kejadian yang telah lalu untuk memperoleh besaran hujan di masa yang akan datang (Suripin, 2004).

Menurut Suripin (2004), ada dua macam seri data yang dipergunakan dalam analisis frekuensi, yaitu:

1) Data maksimum tahunan (*maximum annual series*)

Tiap tahun diambil hanya satu besaran maksimum yang dianggap berpengaruh pada analisis selanjutnya. Jumlah data dalam seri akan sama dengan panjang data yang tersedia. Besaran data maksimum kedua dalam suatu tahun yang mungkin lebih besar dari besaran data maksimum dalam tahun yang lain tidak diperhitungkan pengaruhnya dalam analisis. Perhitungan dengan cara ini dianggap kurang realistis, karena perhitungan permulaan tahun hidrologi tidak selalu seragam, ada yang berdasarkan musim ada pula yang mengikuti kalender akademi.

2) Seri parsial

Menetapkan suatu besaran tertentu sebagai batas bawah, selanjutnya semua besaran data yang lebih besar dari batas bawah tersebut diambil dan dijadikan bagian seri data untuk kemudian dianalisis seperti biasa. Pengambilan batas bawah dilakukan dengan sistem peringkat, dari data terbesar ke terkecil dan diambil dari besaran data yang paling besar. Kemungkinan bisa saja dalam satu tahun diambil lebih dari satu data, namun di tahun yang lain tidak diambil datanya.

Dalam analisis frekuensi, hasil yang diperoleh tergantung pada kualitas dan panjang data. Makin pendek data yang diperoleh, maka makin besar penyimpangan hasilnya. Beberapa parameter statistik yang berkaitan dengan analisis data, yaitu rata-rata, simpangan baku, koefisien variasi, dan koefisien *skewness* (kemencengan). Parameter statistik menurut Suripin (2004) dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Parameter Statistik

Parameter	Sampel
Rata-Rata	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$
Simpangan Baku	$S = \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2}$
Koefisiensi Variasi	$CV = \frac{S}{\bar{x}}$
Koefisien Skewness	$G = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1) \times (n-2) \times S^3}$

Sumber : Suripin (2004), *Sistem Drainase Perkotaan yang Berkelanjutan*

Langkah yang dilakukan dalam analisis frekuensi untuk menentukan hujan rancangan adalah melalui:

1. Pengukuran Dispersi

Suatu kenyataan bahwa tidak semua nilai dari suatu parameter hidrologi terletak atau sama dengan nilai rata-ratanya, tetapi kemungkinan ada nilai yang lebih besar atau lebih kecil dari nilai rata-ratanya. Besarnya parameter dapat dilakukan melalui perhitungan parameter untuk $(X_i - \bar{X})$, $(X_i - \bar{X})^2$, $(X_i - \bar{X})^3$, $(X_i - \bar{X})^4$ terlebih dahulu (Soewarno, 1995).

Dimana :

X_i = Besarnya curah hujan daerah (mm)

\bar{X} = Rata-rata curah hujan maksimum daerah (mm)

Pengukuran dispersi menurut Soewarno (1995) yang digunakan dalam analisis data antara lain sebagai berikut:

a. Deviasi Standard (S)

Deviasi Standard adalah ukuran penyebaran data atau rata-rata jarak penyimpangan titik-titik data diukur dari nilai rata-rata data tersebut.

Persamaan Deviasi Standard menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (2.8)$$

Dimana:

S = Deviasi standard

X_i = Nilai varian ke i

\bar{X} = Nilai rata-rata varian

n = Jumlah data

b. Koefisien *skewness* (Cs)

Kemencengan (Skewness) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidak simetrisan dari suatu bentuk distribusi. Persamaan Koefisien *Skewness* (CS) menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$Cs = \frac{n}{(n-1)(n-2)S^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (2.9)$$

Dimana:

Cs = Koefisien Skewness

X_i = Nilai varian ke i

\bar{X} = Nilai rata-rata varian

n = Jumlah data

S = Deviasi Standar

sehingga setiap data hidrologi harus diuji kesesuaiannya dengan sifat statistik masing-masing sebaran tersebut. Pemilihan sebaran yang tidak benar dapat mengundang kesalahan perkiraan yang cukup besar.

Menurut Suripin (2004) untuk memilih jenis sebaran, ada beberapa macam distribusi yang banyak digunakan dalam bidang hidrologi, yaitu :

a . Distribusi Normal

Distribusi Normal atau kurva normal disebut juga distribusi *Gauss*. Fungsi density peluang normal (PDF = *Probability Density Function*) yang paling dikenal adalah bentuk bell dan dikenal sebagai Distribusi Normal. Persamaan Distribusi Normal menurut Suripin (2004), yaitu:

$$X_T = \bar{X} + K_T \cdot S \quad (2.12)$$

Dimana:

$$K_T = \frac{X_T - \bar{X}}{S} \quad (2.13)$$

X_T = perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang T tahunan

\bar{X} = nilai rata-rata hitung variat curah hujan

S = deviasi standar nilai variat (simpangan baku)

K_T = faktor frekuensi

b . Metode Log Normal

Distribusi Log Normal digunakan jika variabel random/acak $Y = \log X$ terdistribusi secara normal, maka X dikatakan mengikuti Distribusi Log Normal. Persamaan Distribusi Log Normal menurut Suripin (2004), yaitu:

$$Y_T = \bar{Y} + K_T \cdot S \quad (2.14)$$

Dimana:

$$K_T = \frac{Y_T - \bar{Y}}{S} \quad (2.15)$$

Y_T = perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang T tahunan

\bar{Y} = nilai rata-rata hitung variat curah hujan

S = deviasi standar nilai variat (simpangan baku)

K_T = faktor frekuensi

c . Distribusi Gumbel

Distribusi gumbel menggunakan harga ekstrim atau maksimum.

Persamaan distribusi gumbel menurut Suripin (2004), yaitu:

$$X_T = \bar{X} + \frac{Y_T - Y_n}{S_n} S \quad (2.16)$$

Dimana :

X_T = Curah hujan dengan periode ulang T tahun (mm)

\bar{X} = Harga rata-rata curah hujan (mm)

S = Standar Deviasi (simpangan baku)

Y_T = Nilai reduksi variat (*reduced variate*), yang dapat dihitung

dengan persamaan:

$$Y_T = \ln \left[-\ln \frac{T-1}{T} \right]; \text{ untuk } T \geq 20, \text{ maka } Y_T = \ln T \quad (2.17)$$

Y_n = Nilai rata-rata dari reduksi variat (*mean of reduce variate*)

nilainya tergantung dari jumlah data (n)

S = Deviasi standar dari reduksi variat (*mean of reduced variate*)

nilainya tergantung dari jumlah data (n)

d. Metode Log Person Tipe III

Parameter penting dalam Log Person Tipe III, yaitu 1) harga rata-rata; 2) simpangan baku; 3) koefisien kemencengan. Yang menarik, jika kemencengan sama dengan nol, distribusi kembali ke Distribusi Log Normal.

Langkah-langkah penggunaan Distribusi Log Person tipe III menurut Suripin (2004), yaitu:

- Hitung harga rata-rata, nilai \bar{Y} atau $\log \bar{X}$:

$$\text{Log } \bar{X} = \frac{\sum \log(X)}{n} \quad (2.18)$$

- Hitung harga simpangan baku (S):

$$S = \sqrt{\frac{\sum (\log(X) - \log(\bar{X}))^2}{n-1}} \quad (2.19)$$

- Hitung koefisien kemencengan:

$$\text{Nilai kemencengan } G = \frac{\sum_{i=1}^n (\log X_i - \log \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)(S)^3} \quad (2.20)$$

- Hitung logaritma

$$\log X_T = \log \bar{X} + K.S \quad (2.21)$$

Dimana :

$\log X_T$ = nilai logaritma S = deviasi standar

K = koefisien log Pearson III (fungsi dari koefisien kemencengan dan batas kepercayaan)

3. Pengujian Keselarasan Distribusi

a. Uji Chi-Kuadrat

Pengujian Chi-kuadrat dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sample data yang dianalisis.

Adapun prosedur pengujian Chi-kuadrat adalah sebagai berikut:

1. Urutkan data pengamatan dari yang terbesar ke yang terkecil atau sebaliknya.
2. Hitung jumlah kelas yang ada yaitu $N_c = 1 + 1,33 \ln (n)$.
3. Dalam pembagian kelas disarankan agar dalam masing-masing kelas terdapat minimal tiga buah data pengamatan.
4. Tentukan derajat kebebasan (DK) = $G-P-1$ (nilai $P = 2$ untuk Distribusi Normal dan binomial, untuk distribusi poisson dan Gumbel nilai $P = 1$)
5. Hitung n .
6. Nilai $E_f = \text{jumlah data } (n) / \text{Jumlah kelas}$.
7. Tentukan nilai O_f untuk masing-masing kelas.
8. Jumlah G Sub-group.

$$X^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(E_f - O_f)^2}{E_f} \quad (2.23)$$

Dimana :

X^2 = harga Chi-kuadrat

G = jumlah sub-kelompok

O_f = frekwensi yang terbaca pada kelas yang sama

E_f = frekwensi yang diharapkan sesuai pembagian kelasnya.

9. Didapat nilai X^2 , harus $< X^2 \text{ Critical}$

Adapun kriteria penilaian hasilnya adalah sebagai berikut :

1. Apabila peluang lebih besar dari 5% maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
2. Apabila peluang lebih kecil dari 1% maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
3. Apabila peluang antara 1% - 5%, maka tidak mungkin mengambil keputusan, maka perlu penambahan data.

b. Uji Sebaran Smirnov – Kolmogorov

Uji kecocokan smirnov – kolmogorov, sering juga dinamakan uji kecocokan non parametrik (*non parametric test*), karena pengujian tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu.

Pengujian kecocokan sebaran dengan cara ini dinilai lebih sederhana dibanding dengan pengujian dengan cara Chi-Kuadrat. Dengan membandingkan kemungkinan (*probability*) untuk setiap variat, dari distribusi empiris dan teoritisnya, akan didapat perbedaan (Δ) tertentu (Soewarno, 1995).

Apabila harga Δ max yang terbaca pada kertas probabilitas kurang dari Δ kritis untuk suatu derajat nyata dan banyaknya variat tertentu, maka dapat disimpulkan bahwa penyimpangan yang terjadi disebabkan oleh kesalahan-kesalahan yang terjadi secara kebetulan.

Prosedur uji kecocokan Smirnov-Kolmogorof adalah :

1. Urutkan data (dari besar ke kecil atau sebaliknya) dan tentukan besarnya nilai masing-masing data tersebut :

$$X_1 \rightarrow P(X_1)$$

$$X_2 \rightarrow P(X_2)$$

$$X_n \rightarrow P(X_n)$$

2. Tentukan nilai masing-masing peluang teoritis dari hasil penggambaran data (persamaan distribusinya) :

$$X_1 \rightarrow P'(X_1)$$

$$X_2 \rightarrow P'(X_2)$$

$$X_n \rightarrow P'(X_n)$$

3. Dari kedua nilai peluang tersebut, tentukan selisih terbesarnya antara peluang pengamatan dengan peluang teoritis.

$$D = \text{maksimum} [P(X_m) - P'(X_m)]$$

4. Berdasarkan tabel nilai kritis (*Smirnov – Kolmogorof test*), tentukan harga D_0 .

H. Hujan Rancangan

Hujan rancangan (*design rainfall*) merupakan suatu pola hujan yang digunakan dalam rancangan hidrologi. Hujan rancangan digunakan sebagai masukan (*input*) model hidrologi untuk menentukan debit rancangan dengan menggunakan model hujan aliran. Hujan rancangan ditetapkan dengan cara analisis frekuensi, melalui pendekatan parameter statistik hujan tahunan dengan menggunakan berbagai metode distribusi frekuensi yang sesuai dengan karakter dari DAS, seperti metode Gumbel, metode Log-Normal,

metode Log-Pearson Tipe III, dan metode Normal. Metode distribusi yang sesuai tersebut kemudian diuji dengan cara uji Chi-Kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorof untuk menentukan apakah distribusi frekuensi yang dipilih tepat dan dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Dalam memperkirakan metode distribusi frekuensi yang tepat /yang akan dipilih, terlebih dahulu dihitung sifat statistik data hujannya, kemudian dibandingkan dengan sifat khas distribusi frekuensi. Distribusi frekuensi yang dipakai adalah distribusi yang sifat statistiknya paling mendekati dengan sifat statistik data hujan, sehingga diperoleh nilai sifat statistik data hujan. Hasil dari pemilihan metode tersebut dipakai untuk perhitungan hujan rancangan periode ulang tertentu.

I. DAS Way Sekampung

Daerah Aliran Sungai (DAS) Way Sekampung merupakan salah satu sungai besar di Propinsi Lampung. Berdasarkan Perda Provinsi Lampung Nomor 3 tahun 2004 wilayah sungai Provinsi Lampung seluas $\pm 3.528.835$ ha terbagi dalam 10 (sepuluh) wilayah kabupaten/kota dan terbagi menjadi 2 (dua) kewenangan yaitu:

1. Pemerintah pusat untuk Wilayah Sungai Seputih Sekampung sebagai Wilayah Sungai Strategis Nasional dan Wilayah Sungai Mesuji Tulang Bawang sebagai Wilayah Sungai Lintas Provinsi; dan
2. Pemerintah Provinsi Lampung untuk Wilayah Sungai Semangka sebagai Wilayah Sungai Provinsi.

Berdasarkan Peraturan Menteri Pekerjaan Umum No. 11A/PRT/M/2006 tanggal 26 Juni 2006 Provinsi Lampung dibagi menjadi 3 (tiga) Wilayah sungai yaitu: 1) Wilayah Sungai Seputih Sekampung sebagai WS Strategis Nasional; 2) Wilayah Sungai Mesuji Tulang Bawang sebagai WS Lintas Provinsi; 3) Wilayah Sungai Semangka sebagai WS Lintas Kabupaten. Wilayah Sungai Seputih Sekampung terbagi menjadi 4 (empat) Daerah Aliran Sungai (DAS) yaitu: DAS Seputih, DAS Sekampung, DAS Jepara-Kambas dan DAS Bandar Lampung.

Daerah Aliran Sungai (DAS) Sekampung, meliputi Kabupaten Tanggamus, Lampung Barat, Lampung Selatan, Lampung Tengah, Lampung Timur, Kota Bandar Lampung, Pesawaran, Tulang Bawang dan Kota Metro. Panjang aliran sungai Way Sekampung seluruhnya 965 km dengan luas *river basin* 7,550 km² serta memiliki kepadatan pola aliran 0,13 dan frekuensi pola aliran 0,0021. Bagian hulu sungai Sekampung terletak di daerah pegunungan dan perbukitan. Panjang bagian hulu sungai adalah 40 Km sampai dengan Bendungan Batutegi dengan kemiringan hidraulik yang besar. Bagian tengah sungai dari Bendungan Batutegi sampai Bendung Argoguruh dengan panjang 90 Km dengan kemiringan sedang terletak di sebelah utara Kecamatan Kota Agung, Lampung Selatan dan bagian hilir sungai dari Bendung Argoguruh bermuara di Laut Jawa sepanjang 170 Km dengan penampang sungai yang lebar, dasar sungai datar serta dataran banjir dan rawa. Sepanjang 20 Km s/d 30 Km dari muara sungai dipengaruhi oleh pasang surut air laut. DAS Sekampung memiliki bentuk muara yang mengarah ke utara karena arah aliran sungainya bergerak dari arah selatan menuju ke utara. Sungai Way

Sekampung mengalir di daerah kabupaten Tanggamus, Pringsewu, Pesawaran dan Lampung Selatan.

J. Beberapa Penelitian Terdahulu

1. Analisis pengisian kekosongan data hujan di DAS babak, renggung dan dodokan (Fitri, I.D., 2009)

Penelitian ini menggunakan 2 metode yaitu : metode rasio normal dan metode reciprocal (*method reciprocal*). Metode rasio normal adalah cara mengisi atau memperbaiki data hujan suatu pos berdasarkan data hujan beberapa pos terdekat disekitarnya dalam durasi waktu yang sama. Sedangkan *method reciprocal* adalah metode perbandingan hasil kali data hujan dan jarak antar pos hujan terhadap seper-kuadrat jarak antara pos referensi dan pos uji. Uji konsistensi yang dilakukan terhadap data hujan tersebut menggunakan 2 metode, yaitu : uji RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*) dan DMC (*Double Mass Curve*).

2. Analisis trend data curah hujan di Kafanchan Nigeria (Abaje et al, 2010)

Penelitian ini mengenai anomali trend data hujan bulanan selama 35 tahun. Pengamatan yang dilakukannya menggunakan metode statistik (rerata, deviasi, koefisien skweness, koefisien kurtosis dan koefisien variasi). Hasilnya menyimpulkan bahwa deklinasi dan terjadi anomali pada bulan musim hujan, yaitu Juli sampai Oktober.

3. Kesalahan dalam analisis hidrologi di Indonesia (Harto, 2012)

analisis hidrologi adalah titik awal dari hampir semua karya sumber daya air. Data yang hilang dalam data curah hujan selalu ditemukan disebabkan oleh beberapa alasan. Ragu-ragu dalam memperkirakan metode yang digunakan juga berpengaruh pada akurasi yang dihasilkan. Mengabaikan stasiun dengan data yang hilang pada tanggal yang ditentukan menunjukkan akurasi yang lebih tinggi seperti yang telah dipelajari oleh Novi (2008). Dalam praktek pengujian konsistensi data, bahwa serangkaian data yang tidak konsisten tidak dapat dianggap sebagai salah satu seri data. Cara klasik pengujian dengan kurva massa ganda, masih meninggalkan pertanyaan tentang keandalannya.

Metode yang umum digunakan untuk memperkirakan curah hujan rata-rata wilayah adalah metode Rata-rata Aritmatik, Metode Poligon Thiessen dan metode Isohyet. Metode yang paling umum adalah Poligon Thiessen, yang mempertimbangkan daerah parsial dipengaruhi oleh setiap stasiun hujan. Metode ini cukup realistis, karena telah didapatkan korelasi curah hujan harian sangat rendah bahkan untuk jarak yang sangat pendek (Harto, 1985). Ini berarti bahwa curah hujan di salah satu stasiun pada kenyataannya hampir tidak dapat mewakili nilai rata-rata dari daerah tertentu di dalam poligon. Akibatnya, perkiraan nilai rata-rata curah hujan wilayah yang dihasilkan diragukan kebenarannya. Ini adalah kesalahan terbesar dalam memulai analisis hidrologi. Masalahnya adalah, sampai saat ini tidak ada metode yang lebih baik untuk melakukan hal ini kecuali

metode yang dikembangkan oleh Matheron (1965), Delhomme (1978) dikenal sebagai metode Kriging. Metode ini bekerja sangat baik di lingkungan Eropa, tapi hampir tidak dapat diterapkan di Indonesia karena variabilitas spasial curah hujan diduga sangat tinggi. Sekarang ini untuk memperkirakan curah hujan rata-rata wilayah metode Poligon Thiessen dirasa yang paling cocok untuk dapat diterapkan di Indonesia dan masih sedikit lebih unggul dari metode yang lain.

4. Menilai pengaruh kepadatan stasiun pengukur hujan dan distribusi pada kinerja model hidrologi pada daerah lembab di Cina (Hongliang dkk, 2013)

Air hujan merupakan salah satu input yang paling penting dalam simulasi dan peramalan model hidrologi. Akurasi model hidrologi dibatasi oleh banyak faktor, yang paling penting adalah kesalahan dalam input data. Pengaruh curah hujan stasiun hujan dan jaringan distribusi hasil pemodelan masih menjadi topik yang menantang di studi hidrologi. Penelitian ini menyelidiki karakteristik curah hujan areal rerata diperkirakan dengan kerapatan pengukur hujan yang berbeda dan pengaruhnya pada kinerja Model Xinanjiang di sungai Xiangjiang, Cina. Daerah penelitian ini memiliki pengukur jaringan kerapatan hujan dengan kualitas data yang panjang dan tinggi. Data hujan yang digunakan adalah data selama 13 tahun mulai tahun 1992 sampai 2005 pada daerah seluas 1 km² di lembah Sungai Xiangjiang dengan menggunakan 181 alat pengukur hujan dengan Metode Eksternal Drift Kriging (EDK). (Goovaerts, 1999,

2000) telah menemukan bahwa metode EDK lebih akurat dalam memprediksi distribusi spasial curah hujan. Metode EDK adalah metode geostatistik non-stasioner yang berfokus pada penggunaan informasi sekunder (informasi sekunder adalah "ketinggian") untuk mendapatkan prediksi yang lebih baik.

Struktur jaringan pengukur curah hujan tidak hanya tergantung pada kerapatan stasiun, lokasi stasiun juga memainkan peran penting dalam menentukan apakah informasi yang diperoleh benar. Tujuan utama dari penelitian ini adalah untuk mengetahui pengaruh yang berbeda dari kerapatan pengukur hujan, jaringan distribusi dan lokasi dari stasiun kalibrasi Model dan aplikasi. Hal ini dicapai dengan: (i) secara acak memilih persentase yang berbeda dan kombinasi pengukur hujan dari total 181 alat pengukur hujan dan membandingkan mereka berarti perkiraan curah hujan areal menggunakan indeks statistik, dan (ii) menyelidiki sensitivitas hasil simulasi konseptual Model curah hujan limpasan Xinanjiang. Pemodelan dilakukan dengan pemberian nomor yang berbeda dari alat pengukur hujan dan konfigurasi lokasi mereka.

Perubahan nilai curah hujan rata-rata areal dari jaringan pengukur hujan yang berbeda menunjukkan bahwa 100 kali seleksi acak untuk setiap jumlah alat pengukur hujan cukup untuk mewakili kasus variasi yang berbeda dari curah hujan areal. Hasil curah hujan rata-rata tahunan tidak stabil dan tidak konsisten dibandingkan dengan curah hujan rata-rata areal yang diamati dari semua pengukur tersedia hujan (MAR_181), kesalahan

relatif curah hujan rata-rata areal diperkirakan dari alat pengukur hujan yang lebih sedikit (MAR_Drg) meningkat karena jumlah alat pengukur hujan yang dipilih menurun. Kinerja model diterima dicapai bila jumlah pengukur hujan pengukur berkisar antara 93 dan 128 terlepas dari pengukuran konfigurasi. Namun, probabilitas untuk memperoleh kinerja model menurun ketika jumlah alat pengukur hujan turun di bawah 38., sedangkan kinerja model tertinggi dapat diperoleh dengan menggunakan 128 alat pengukur hujan. Apabila jumlah alat pengukur hujan lebih besar dari 93, tidak ada perubahan yang signifikan dalam kinerja model.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa berbagai kesalahan indeks dalam menganalisis curah hujan areal rerata dan simulasi penyempitan limpasan secara bertahap dengan meningkatnya jumlah alat pengukur hujan hingga beberapa lokasi, dan di luar yang kinerja model melakukan tidak menunjukkan perbaikan yang cukup. Metodologi dan hasil penelitian ini akan memberikan manfaat pedoman dan referensi berharga untuk mempelajari pengaruh curah hujan dalam pemodelan hidrologi.

5. Penggabungan geostatistik pengukur hujan dan data radar untuk resolusi temporal yang tinggi dan berbagai skenario kerapatan stasiun (Berndt, 2004)

Penelitian ini mengkaji kinerja penggabungan radar dan pengukur data hujan untuk resolusi temporal tinggi yang berbeda dan kerapatan jaringan pengukur hujan. Metode interpolasi geostatistik yang digunakan dalam

penelitian ini adalah: metode kriging dengan pergeseran eksternal (KED), kriging indikator dengan pergeseran eksternal (IKED) dan penggabungan bersyarat (MC) dibandingkan dan dievaluasi oleh lintas validasi. Kriging dianggap sebagai metode referensi tanpa menggunakan data radar. Daerah penelitian terletak di Lower Saxony, Jerman, dan mencakup rentang pengukuran dari stasiun radar Hanover. Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari seri data dari 90 alat pengukur hujan dan radar cuaca yang terletak dekat Hanover selama periode dari tahun 2008 sampai 2010. Teknik smoothing yang diterapkan pada data radar, yang kemudian digunakan dalam proses penggabungan. Tujuh resolusi temporal yang berbeda dari 10 menit untuk 6 jam dan lima skenario kerapatan jaringan pengukur hujan yang berbeda diselidiki mengenai interpolasi kinerja masing-masing metode.

Hasil dari penelitian ini menunjukkan bahwa dalam hal resolusi temporal per jam, smoothing meningkatkan rata-rata kinerja penggabungan. Metode temporal dianggap sebagai pendekatan terbaik untuk radar grid. Kinerja interpolasi membaik dengan smoothing kuat, tetapi pelestarian variansi observasi berkurang. Smoothing terlalu kuat tidak dianjurkan karena menyebabkan hilangnya informasi tentang struktur spasial curah hujan. Data Radar smoothing sangat disarankan untuk penggabungan radar dan pengukur hujan data dengan resolusi temporal yang tinggi. CM melebihi KED dan IKED untuk semua kombinasi skenario kerapatan stasiun dan resolusi temporal. CM lebih tepat untuk interpolasi data seri, karena ketidakstabilan angka numerik dalam penerapan KED dan IKED. CM dan

IKED tidak sensitif terhadap kualitas data KED. Rentang waktu dengan deviasi yang tinggi antara stasiun pengukur hujan dan nilai-nilai radar hujan memiliki dampak secara signifikan lebih tinggi pada interpolasi kinerja KED. Mengenai waktu komputasi, CM melakukan sedikit lebih baik dari KED. IKED membutuhkan lebih banyak waktu komputasi yang tergantung pada jumlah variabel indikator yang digunakan untuk interpolasi.

6. Pengaruh kerapatan stasiun pengukur hujan studi kasus Bangalore, India (Mishra, K., 2013)

Penelitian ini menganalisis efek kerapatan stasiun pengukur hujan pada suatu wilayah. Penelitian ini dilakukan di Bangaloro, India. Curah hujan yang terjadi sangat bervariasi baik dalam ruang dan waktu. Kerapatan pengukur hujan sangat penting dalam rangka menghitung jumlah curah hujan di atas wilayah. Tingkat akurasi curah hujan sangat tergantung pada kerapatan dan distribusi stasiun pengukur hujan di suatu wilayah. Organisasi Penelitian Antariksa India (ISRO) telah menginstal nomor dari Automatic Weather Station (AWS) alat pengukur hujan di atas wilayah India untuk mempelajari curah hujan.

Dalam penelitian ini, akumulasi curah hujan sebagai efek pengukuran hujan lebih dari sehari, dianalisis dengan menggunakan observasi ISRO AWS. Identifikasi dilakukan pada wilayah seluas $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ bagian selatan wilayah India (Bangalore) yang dianggap memiliki Kerapatan pengukur hujan dengan kepadatan yang baik. Pengukur hujan bervariasi

1-8 di 50 km untuk mempelajari variasi akumulasi harian curah hujan. Tingkat curah hujan dari stasiun tetangga juga dibandingkan dalam penelitian ini.

Perubahan curah hujan sebagai fungsi alat pengukur jarak dipelajari. Penggunaan satelit pengamatan pengukur dikalibrasi untuk mengisi nilai stasiun pengukur hujan. Dari penelitian ini koefisien korelasi (CC) turun dari 82% menjadi 21% sedangkan pengukur jarak meningkat dari 5 km sampai 40 km sementara *root mean square error* (RMSE) meningkat dari 8.29 mm sampai 51,27 mm dengan peningkatan jarak pengukur dari 5 km sampai 40 km. Mengingat 8 alat pengukur hujan sebagai wakil standar curah hujan selama wilayah, kesalahan meningkat absolut dari 15% menjadi 64% sebagai angka pengukur yang menurun dari 7 sampai 1. Kesalahan kecil adalah dilaporkan sementara mempertimbangkan 4 sampai 7 alat pengukur hujan untuk mewakili 50 km daerah. Namun, pengurangan sampai 3 atau kurang alat pengukur hujan mengakibatkan kesalahan yang signifikan. Hal ini juga mengamati bahwa penggunaan pengamatan satelit pengukur dikalibrasi secara signifikan meningkatkan estimasi curah hujan di kawasan ini dengan sangat sedikit pengamatan curah hujan. teknik kalibrasi dapat digunakan untuk memperkirakan curah hujan atas wilayah yang memiliki jumlah alat pengukur hujan terbatas. Distribusi homogen dan jumlah alat pengukur hujan yang mencukupi membentuk jaringan sempurna untuk memantau curah hujan secara akurat suatu daerah.

7. Pengembangan Hubungan Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF) curah Hujan Dua Wilayah di Arab Saudi (Elsebaie, I.H., 2012)

Intensitas-durasi-frekuensi (IDF) hubungan jumlah curah hujan adalah salah satu yang paling sering digunakan dalam rekayasa sumber daya air untuk perencanaan, desain dan operasional proyek sumber daya air. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk memperoleh hubungan IDF curah hujan di Najran dan Hafr Albatin daerah di Kerajaan Arab Saudi (KSA). Data hujan yang digunakan adalah data tahun 1967-2001. Hubungan ini berguna dalam desain drainase perkotaan, misalnya saluran air kotor, gorong-gorong dan struktur hidrolis lainnya.

Metode analisis frekuensi yang digunakan untuk mengembangkan hubungan IDF dari data curah hujan adalah metode Gumbel dan distribusi Log Pearson Type III (LPT III). Hasil yang diperoleh dengan menggunakan distribusi Gumbel sedikit lebih tinggi daripada hasil yang diperoleh dengan menggunakan distribusi LPT III. Intensitas curah hujan yang diperoleh dari kedua metode ini menunjukkan kesepakatan yang baik dengan hasil dari penelitian sebelumnya pada beberapa bagian dari daerah penelitian. Uji chi kuadrat digunakan untuk menentukan distribusi probabilitas yang paling cocok. Persamaan parameter IDF dan koefisien korelasi untuk periode ulang (2, 5, 10, 25, 50 dan 100) dihitung dengan menggunakan metode regresi berganda non-linear. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa di semua kasus koefisien korelasi sangat tinggi berarti rumus bagus untuk memperkirakan kurva IDF di wilayah tersebut.

8. Uji Validasi Dan Perbaikan Data Hujan Serta Korelasinya Terhadap Data Debit AWLR (Setiawan, E., 2010)

Analisis yang dilakukan dalam penelitian ini, adalah analisis uji validasi terhadap data hujan, perbaikan terhadap hasil uji, dan verifikasi/kontrol terhadap data debit AWLR (Automatic Water Level Recorder). Lokasi studi uji validasi dan perbaikan data hujan adalah Daerah Aliran Sungai (DAS) Dodokan, Pulau Lombok. Uji validasi dan perbaikan pada sekumpulan data hujan yang mengalami kerusakan/hilang bertujuan untuk mengurangi kesalahan dalam analisis dan supaya akurasi tetap tinggi. Metode yang digunakan untuk uji validasi mencakup uji konsistensi, Log Pearson III, trend, homogenitas dan persistensi. Sedangkan metode rantai Markov digunakan untuk mengisi/memperbaiki data. Uji validasi dan perbaikan dilakukan terhadap data hujan dengan interval waktu setengah bulanan pada pos ARR (Automatic Rainfall Recorder) Kuripan dan Kabul (terdapat di DAS Dodokan). Hasil yang diperoleh menyatakan, bahwa perbaikan data hujan yang dilakukan bervariasi mulai 0% (yang berarti data valid) sampai dengan 100% kesalahan (data invalid). Bobot perbaikan rerata data hujan pos Kuripan sebesar 18,33%, sedangkan untuk pos hujan Kabul sebesar 7,08%. Dari hasil analisis regresi dan korelasi, data hujan setelah diuji/diperbaiki tidak dapat memperbaiki/meningkatkan koefisien korelasi antar parameter hujan dan debit AWLR (Automatic Water Level Recorder). Hal ini diperlihatkan dengan tidak berubahnya nilai koefisien korelasi secara signifikan, bahkan ada kecenderungan nilai koefisien korelasinya menurun.