

## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA DAN LANDASAN TEORI

#### 2.1 Tinjauan Pustaka

Jordan, dkk (2017) dalam penelitiannya di DAS Comal Hulu Kabupaten Pemalang Propinsi Jawa Tengah mengatakan bahwa perubahan tata guna lahan salah satu faktor yang memengaruhi debit banjir pada Daerah Aliran Sungai (DAS). Perubahan debit tersebut terjadi dengan adanya kenaikan debit banjir pada DAS Comal Hulu yang terletak pada Kabupaten Pemalang Propinsi Jawa Tengah. Penelitiannya bertujuan untuk mengetahui perubahan Hidrograf DAS Comal Hulu beserta karakteristik DAS yang berkaitan dengan pengaruh perubahan tata guna lahan. Data yang diperlukan berupa data curah hujan, data tata guna lahan dan hidrograf aliran. Data curah hujan yang digunakan adalah data curah hujan harian yang tercatat di Stasiun Gunung Pati. Data hujan harian ini selanjutnya diolah menjadi data hujan jam-jaman menggunakan metode Mononobe. Kemudian dari parameter yang telah ditentukan dimasukkan kedalam *software* HEC-HMS. Hasil dari penelitian membuktikan bahwa perubahan tata guna lahan antara tahun 2014 hingga 2020 relatif besar pada daerah kebun, tegalan, sawah, dan pemukiman. Pada waktu terjadinya banjir 2 Februari 2014 debit puncak pada Bendungan Sukowati adalah  $140,8 \text{ m}^3/\text{s}$  dan pada 2 Februari 2020 debit banjir berubah menjadi  $230,4 \text{ m}^3/\text{s}$ , debit puncak pada hidrograf tersebut mengalami sebesar  $89,6 \text{ m}^3/\text{s}$  atau sebesar 63, 636%.

Hedy dan Arief (2017) dalam penelitiannya membahas permasalahan luapan di Jakarta yang rutin menggenangi beberapa kawasan di wilayah Jakarta. Hal tersebut tidak terlepas dari pengaruh perubahan tata guna lahan yang ada pada setiap masing-masing wilayah. Perubahan tata guna lahan pada Daerah Aliran Sungai (DAS) baik wilayah hulu atau hilir tersebut mengakibatkan meningkatnya debit banjir pada sungai yang mengelilingi suatu wilayah. Penelitiannya ini bertujuan untuk mengetahui besar curah hujan dan debit yang ada pada Daerah Aliran Sungai (DAS) hilir Kali Angke sesuai dengan periode ulang, debit banjir

*existing* pada daerah pengamatan, dan perubahan tata guna lahan yang terjadi pada daerah pengamatan dan debit banjir yang ada. Dalam kajiannya perencanaan pengendalian banjir menggunakan debit banjir rencana kala ulang 5 tahun ( $Q_5$ ) dan kala ulang ( $Q_{10}$ ). Untuk perhitungan curah hujan kawasan digunakan metode Aljabar dan Poligon Thiessen. Intensitas hujan dihitung dengan metode Mononobe. Terjadi perubahan debit banjir pada DAS Kali Angke dari periode 2009 sampai dengan 2015 untuk kala ulang 5 tahun adalah sebesar 42,83% sedangkan untuk kala ulang 10 tahun perubahan debit yang ada sebesar 42,82%. Pada daerah pengamatan debit maksimum pada daerah pengamatan yang mampu ditampung adalah sebesar 122,96 m<sup>3</sup>/dtk.

Nur Mohammad dan Devian (2015) dalam penelitiannya membahas tentang Pengaruh Perubahan Lahan Terhadap Debit Puncak Sub-DAS Opak Hulu tahun 2009 dan 2014. Perubahan penggunaan lahan diperoleh dari klasifikasi multispektral menggunakan citra Landsat 5 dan Landsat 8. Debit dihitung menggunakan metode Haspers. Analisis deskriptif dilakukan untuk mengetahui pengaruh perubahan penggunaan lahan terhadap debit sub-DAS Opak Hulu. Hasil penelitian menunjukkan lahan seluas 12,02 km<sup>2</sup> tahun 2009 menjadi lahan terbangun pada tahun 2014. Lahan terbuka di hulu sub-DAS pada tahun 2014 lebih luas 1,8 km<sup>2</sup> daripada tahun 2009. Perubahan penggunaan lahan menyebabkan perubahan koefisien limpasan sebesar 0,01. Koefisien limpasan berpengaruh terhadap debit, namun tidak signifikan.

Willy (2016) dalam penelitiannya membahas tentang Analisis Perubahan Penggunaan Lahan Terhadap Karakteristik Hidrologi di DAS Bulok. Dalam penelitiannya dikatakan bahwa penggunaan lahan merupakan salah satu faktor yang berpengaruh terhadap fungsi tata air suatu Daerah Aliran Sungai (DAS). Kondisi DAS Bulok saat ini telah mengalami degradasi. Dalam penelitian ini menganalisis curah hujan, debit sungai, perubahan penggunaan lahan, fluktuasi debit dan koefisien aliran permukaan. Analisis perubahan penggunaan lahan terhadap karakteristik hidrologi digunakan metode deskriptif dan tabulasi. Hasil penelitian menunjukkan telah terjadi perubahan penggunaan lahan DAS Bulok

meliputi penurunan luas hutan dan pertanian lahan kering bercampur semak, serta peningkatan luas pemukiman dan pertanian lahan kering. Hal tersebut berpengaruh terhadap debit sungai dan koefisien aliran permukaan. Fluktuasi debit Way Bulok tahun 2001 sebesar 12,45 tahun 2006 menjadi 51,27 dan tahun 2011 sebesar 129,96. Koefisien aliran permukaan DAS Bulok tahun 2001 sebesar 6% tahun 2006 menjadi 35% dan tahun 2011 sebesar 41%. Peningkatan fluktuasi debit sungai dan aliran permukaan tahun 2001-2011 menunjukkan DAS Bulok telah mengalami degradasi.

Sudarto (2009) telah melakukan penelitian tentang Pengaruh Perubahan Tata Guna Lahan Terhadap Peningkatan Jumlah Aliran Permukaan (Studi Kasus pada DAS Kali Gatak di Surakarta, Jawa Tengah). Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa di Daerah Aliran Sungai (DAS) Gatak telah mengalami perubahan tata guna lahan dari 2001 sampai 2007 sehingga telah terjadi penyusutan lahan resapan menjadi lahan kedap air mencapai 9,95% dari luas tangkapan yang ada sebesar 1152,97 ha. Perubahan tata guna lahan ini telah menyebabkan trend peningkatan nilai koefisien permukaan (C), yaitu dari 0,286 pada tahun 2001 menjadi 0,307 pada tahun 2007. Selanjutnya, perhitungan debit maksimum dengan Metode Rasional dan juga observasi dilapangan menunjukkan kecenderungan yang sama dimana kejadian curah hujan yang hampir sama menghasilkan debit sungai pada tahun 2007 lebih besar daripada tahun 2001. Peningkatan debit ini juga ditunjukkan dengan beberapa kejadian banjir pada beberapa tahun terakhir ini, dibandingkan dengan sekitar tahun 2000-an dimana banjir belum pernah terjadi pada saat itu.

## **2.2 Landasan Teori**

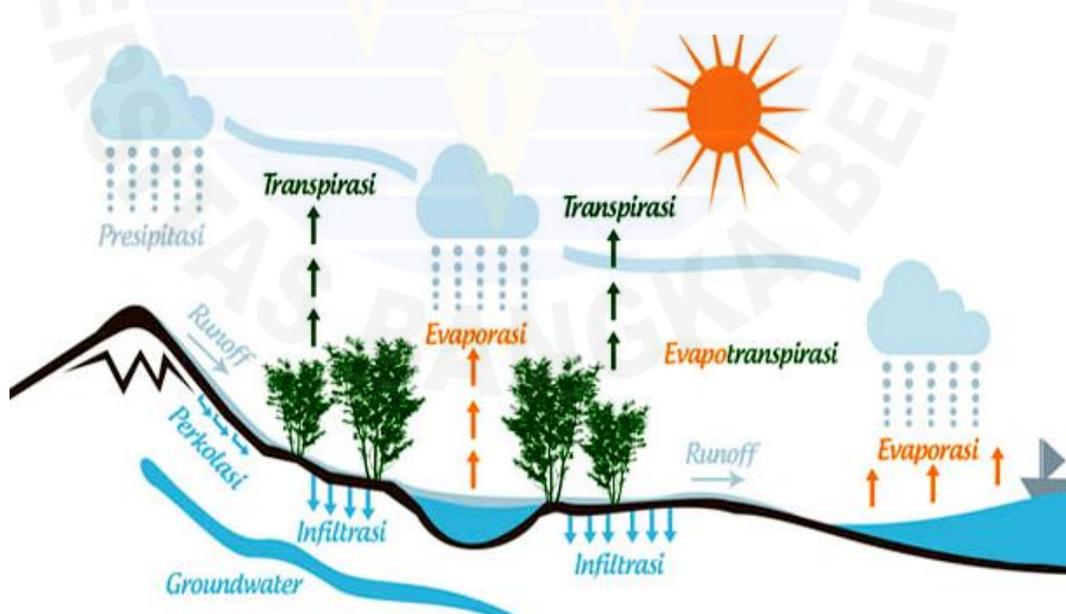
### **2.2.1 Siklus Hidrologi**

Siklus hidrologi secara alamiah dapat ditunjukkan seperti terlihat pada Gambar 2.1, yaitu menunjukkan gerakan air dipermukaan bumi. Selama berlangsungnya siklus hidrologi, yaitu perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian ke permukaan tanah dan kembali lagi ke laut yang tidak akan pernah berhenti tersebut, air tersebut akan tertahan (sementara) di sungai,

danau/waduk, dan dalam tanah sehingga dapat dimanfaatkan oleh manusia atau makhluk hidup lainnya.

Siklus hidrologi sebenarnya sangat kompleks dan mempunyai ruang lingkup yang luas sehingga untuk analisisnya diperlukan penyederhanaan untuk memperoleh model yang mewakili keadaan yang sebenarnya. Untuk mengetahui hubungan antara curah hujan, aliran dan penguapan hal ini dapat diterangkan melalui siklus hidrologi.

Siklus hidrologi adalah proses pergerakan air yang awal mulanya berasal dari penguapan air pada sumber-sumber air alami kemudian menguap ke atmosfer, di atmosfer uap air akan berkumpul menjadi awan yang kemudian awan tersebut akan mengalami kondensasi menjadi air hujan yang mengalir ke permukaan tanah, kemudian dari permukaan tanah akan mengalir ke cekungan-cekungan serta adapula yang langsung terinfiltrasi ke dalam tanah tergantung pada kemampuan tanah dan permukaan dalam mengalirkan air (permeabilitas permukaan) serta ada yang tertahan pada tumbuhan-tumbuhan, sebagian lagi akan langsung mengalir ke laut. Agar lebih menggambarkan mengenai siklus hidrologi, dapat dilihat pada Gambar 2.1 berikut dan sekaligus penjelasan dibawahnya:



Sumber: <http://www.ebiologi.net/2016/03/siklus-hidrologi-pengertian-proses.html>

Gambar 2.1 Siklus hidrologi

1. Matahari merupakan sumber energi panas yang dapat menimbulkan penguapan (evaporasi) pada permukaan laut, permukaan tanah, permukaan sungai, dan permukaan danau.
2. Energi panas matahari juga merupakan sumber tenaga untuk penguapan pada tumbuh-tumbuhan yang dikenal sebagai transpirasi.
3. Selanjutnya uap air pada ketinggian tertentu akan diubah menjadi awan.
4. Dengan proses meteorologi selanjutnya akan diubah menjadi hujan atau mendung.
5. Setelah mengalami proses kondensasi di atmosfer dan proses selanjutnya akan terjadilah hujan.
6. Sebagian hujan sebelum mencapai tanah ada yang diuapkan kembali.
7. Air hujan yang jatuh ke permukaan tanah sebagian mengalir sebagai aliran permukaan (*surface run off*).
8. Sedangkan sebagian lainnya meresap ke dalam tanah sebagai infiltrasi dan perkolasi.
9. Air tanah yang mengalami infiltrasi pada kondisi tanah yang memungkinkan mengalir secara horizontal sebagai *inter flow*.
10. Sebagian air tanah akan tinggal dalam masa tanah sebagai *soil moisture content* dan sisanya mengalir vertikal ke bawah secara perkolasi, hingga mencapai tanah.
11. Selanjutnya air tanah sebagian mengalir ke danau dan sungai (*effluenstream*) kemudian mengalir ke laut.

#### **2.2.1.1 Curah Hujan**

Air hujan yang jatuh diatas tanah dalam pergerakannya secara alami hanya ada dua yang dipahami secara berurutan, yang pertama meresap ke dalam tanah (*infiltrasi*) jika memungkinkan dan menjadi aliran bawah tanah, atau yang kedua bergerak di permukaan tanah menjadi aliran permukaan (*surface runoff*) menuju ke tempat yang lebih rendah secara gravitasi menuju sungai kemudian mengalir ke danau atau laut (Triatmodjo, 2008).

Hujan adalah turunnya air dari atmosfer ke permukaan bumi yang biasa

berupa hujan, hujan salju, kabut, embun, dan hujan es. Di daerah tropis, termasuk Indonesia, yang memberikan sumbangan paling besar adalah hujan, sehingga seringkali hujanlah yang dianggap sebagai presipitasi. Untuk selanjutnya digunakan istilah hujan untuk menggantikan presipitasi. Hujan berasal dari uap air atmosfer, sehingga bentuk dan jumlahnya dipengaruhi oleh faktor klimatologi seperti angin, temperatur, dan tekanan atmosfer. Uap air tersebut akan naik ke atmosfer sehingga mendingin dan terjadi kondensasi menjadi butir-butir air dan kristal-kristal es yang akhirnya jatuh sebagai hujan (Triatmodjo, 2008).

Atmosfer bumi mengundang uap air. Meskipun jumlah uap air di atmosfer sangat kecil dibanding gas-gas lain, tetapi merupakan sumber air tawar yang sangat penting bagi kehidupan di bumi. Air berada di udara dalam bentuk gas (uap air), zat cair (butir-butir air) dan kristal-kristal es. Kumpulan butir-butir air dan kristal-kristal es tersebut, yang mempunyai ukuran sangat halus (diameter 2-40 mikron), membentuk awan yang melayang di udara. Awan terbentuk sebagai hasil pendinginan (kondensasi atau sublimasi) dari udara basah (yang mengandung uap air) yang bergerak ke atas. Proses pendinginan terjadi karena menurunnya suhu udara tersebut secara adiabatik dengan bertambahnya ketinggian. Partikel debu, kristal garam dan kristal es yang melayang di udara dapat berfungsi sebagai inti kondensasi yang dapat mempercepat proses. Dengan demikian ada dua syarat penting terjadinya hujan yaitu massa udara harus mengandung cukup uap air, dan massa udara harus naik ke atas sedemikian sehingga menjadi dingin. Proses terjadinya hujan banyak dipelajari oleh ahli meteorologi dan klimatologi. Ahli hidrologi banyak mempelajari jumlah dan distribusi hujan baik dalam ruang maupun waktu (Triatmodjo, 2008).

Jumlah air yang jatuh di permukaan bumi dapat diukur dengan menggunakan alat penakar hujan. Distribusi hujan dalam ruang dapat diketahui dengan mengukur hujan di beberapa lokasi pada daerah yang ditinjau; sedang distribusi waktu dapat diketahui dengan mengukur hujan sepanjang waktu (Triatmodjo, 2008).

Hujan merupakan sumber dari semua air yang mengalir di sungai dan di dalam tampungan baik di atas maupun di bawah permukaan tanah. Jumlah dan variasi debit sungai tergantung pada jumlah, intensitas dan distribusi hujan. Terdapat hubungan antara debit sungai dan curah hujan yang jatuh di DAS yang bersangkutan. Apabila data pencatatan debit tidak ada, data pencatatan hujan dapat digunakan untuk memperkirakan debit aliran (Triatmodjo, 2008).

### **2.2.1.2 Resapan Air Tanah (Infiltrasi)**

Infiltrasi adalah proses aliran air (umumnya berasal dari curah hujan) masuk ke dalam tanah. Perkolasi merupakan proses kelanjutan aliran air tersebut ke tanah yang lebih dalam. Dengan kata lain, infiltrasi adalah aliran air masuk ke dalam tanah sebagai akibat gaya kapiler (gerakan air ke arah lateral) dan gravitasi (gerakan air ke arah vertikal). Setelah lapisan tanah bagian atas jenuh, kelebihan air tersebut mengalir ke tanah yang lebih dalam sebagai akibat gaya gravitasi bumi dikenal sebagai proses perkolasi. Laju maksimal gerakan air masuk ke dalam tanah dinamakan kapasitas infiltrasi. Kapasitas Infiltrasi terjadi ketika intensitas hujan melebihi kemampuan tanah dalam menyerap kelembaban tanah. Sebaliknya, apabila intensitas hujan lebih kecil daripada kapasitas infiltrasi, maka laju infiltrasi sama dengan laju curah hujan. Laju infiltrasi umumnya dinyatakan dalam satuan yang sama dengan satuan intensitas curah hujan, yaitu milimeter per jam (mm/jam) (Asdak, 2007).

Air hujan yang mengalir masuk ke dalam tanah, dalam batas tertentu, bersifat mengendalikan ketersediaan air untuk berlangsungnya proses evapotranspirasi. Pasokan air hujan ke dalam tanah ini sangat berarti bagi kebanyakan tanaman di tempat berlangsungnya infiltrasi dan daerah sekelilingnya. Para pakar ekologi dan juga ahli pertanian seharusnya memahami keterkaitan antara tanaman dan air yang dibutuhkan dalam hidup tanaman tersebut dengan cara mempertimbangkan mekanisme berlangsungnya infiltrasi dan air larian dalam kajian mereka tentang hubungan tanaman-tanah-air. Air infiltrasi yang tidak kembali lagi ke atmosfer melalui proses evapotranspirasi akan menjadi

air tanah untuk seterusnya mengalir ke sungai di sekitarnya. Meningkatkan kecepatan dan luas wilayah infiltrasi dapat memperbesar debit aliran selama musim kemarau (*baseflow*) yang adalah penting untuk memasok kebutuhan air pada musim kemarau, untuk pengenceran kadar pencemaran sungai, dan berbagai keperluan lainnya (Asdak, 2007).

### 2.2.1.3 Aliran Permukaan (*Surface Runoff*)

Aliran permukaan adalah air yang mengalir di atas permukaan tanah atau bumi. Bentuk aliran inilah yang paling penting sebagai penyebab erosi. Faktor-faktor yang memengaruhi limpasan terdiri dari dua kelompok, yakni kelompok meteorologi yang diwakili oleh hujan dan elemen daerah pengaliran yang menyatakan sifat fisik dari daerah pengaliran. Elemen meteorologi terdiri dari jenis presipitasi, intensitas curah hujan, lamanya curah hujan, distribusi curah hujan dalam daerah limpasan, arah pergerakan hujan serta curah hujan terdahulu dan kelembapan tanah. Elemen daerah pengaliran terdiri dari kondisi penggunaan tanah (*land use*), luas daerah pengaliran, kondisi topografi daerah pengaliran, dan jenis tanah (Arsyad dalam Willy, 2016).

Aliran permukaan memiliki sifat yang memengaruhi kemampuannya untuk menimbulkan erosi. Sifat-sifat tersebut yaitu diantaranya jumlah aliran permukaan menyatakan jumlah air yang mengalir di permukaan tanah untuk satuan massa hujan atau massa tertentu dinyatakan dalam tinggi kolom air (mm atau cm) atau dalam volume air ( $m^3$ ) dan laju aliran permukaan (debit) adalah banyaknya atau volume air yang mengalir melalui suatu titik per satuan waktu dinyatakan dalam  $m^3$ /detik atau  $m^3$ /jam.

Debit aliran permukaan berubah menurut waktu yang dipengaruhi oleh terjadinya hujan. Pada musim hujan debit akan mencapai maksimum dan pada musim kemarau akan mencapai minimum ( $Q_{min}$ ) menunjukkan kualitas penutupan lahan DAS yang bersangkutan. Semakin kecil nilainya, semakin baik keadaan vegetasi dan penggunaan lahan DAS dan sebaliknya (Arsyad dalam Willy, 2016).

Berdasarkan pada kelembaban tanah sebelumnya dan intensitas serta durasi hujan, sangat mungkin bahwa tanah dapat mencapai suatu keadaan bahwa curah hujan melebihi kapasitas infiltrasi tanah yang mengarah pada kelebihan infiltrasi (Sinha dkk, 2016). Apabila intensitas hujan yang jatuh di suatu DAS melebihi kapasitas infiltrasi, setelah laju infiltrasi terpenuhi, air akan mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah. Setelah cekungan-cekungan tersebut penuh, selanjutnya air akan mengalir (melimpas) di atas permukaan tanah. Limpasan permukaan (*surface runoff*) yang merupakan air hujan yang mengalir dalam bentuk lapisan tipis di atas permukaan lahan akan masuk ke parit-parit dan selokan-selokan yang kemudian bergabung menjadi anak sungai dan akhirnya menjadi aliran sungai. Di daerah pegunungan (bagian hulu DAS) limpasan permukaan permukaan dapat masuk ke sungai dengan cepat, yang dapat menyebabkan debit sungai meningkat. Apabila debit sungai lebih besar dari kapasitas sungai untuk mengalirkan debit maka akan terjadi luapan pada tebing sungai untuk mengalirkan debit maka akan terjadi luapan pada tebing sungai untuk mengalirkan debit maka akan terjadi luapan pada tebing sungai sehingga terjadi banjir. Di DAS bagian hulu di mana kemiringan lahan dan kemiringan sungai besar, atau di suatu DAS kecil kenaikan debit banjir dapat terjadi dengan cepat, sementara pada sungai-sungai besar kenaikan debit terjadi lebih lambat untuk mencapai debit puncak (Triatmodjo, 2008).

Banjir yang terjadi setiap tahun di banyak sungai di Indonesia menyebabkan kerugian yang sangat besar, baik berupa korban jiwa maupun materiil. Beberapa variabel yang ditinjau dalam analisis banjir adalah volume banjir, debit puncak, tinggi genangan, lama genangan dan kecepatan aliran. Beberapa variabel tersebut saling terkait. Tinggi dan luas daerah genangan tergantung pada debit puncak dan luas tampang lintang sungai (Triatmodjo, 2008).

### **2.2.2 Penutupan Lahan**

Istilah penutupan lahan berkaitan dengan jenis kenampakan yang ada di permukaan bumi. Istilah penggunaan lahan berkaitan dengan kegiatan manusia

pada bidang lahan tertentu (Liliesand dan Kiefer dalam Willy Pratama, 2016). Karakteristik penutupan/ penggunaan lahan suatu wilayah sangat dipengaruhi oleh kondisi bio fisik maupun sosial ekonomi masyarakatnya (Haryadi dalam Willy Pratama, 2016).

Penutupan lahan adalah perwujudan secara fisik (visual) dari vegetasi, benda alam, dan unsur-unsur budaya yang ada di permukaan bumi tanpa memperhatikan kegiatan manusia terhadap objek tersebut. Permukaan bumi sebagian dari kenampakan alamiah (penutupan lahan) seperti vegetasi, salju, dan kenampakan hasil aktivitas manusia (penggunaan lahan).

Penggunaan lahan merupakan hasil akhir dari setiap bentuk campur tangan (intervensi) manusia terhadap lahan di permukaan bumi yang bersifat dinamis dan berfungsi memenuhi kebutuhan hidup baik material maupun spiritual. Penggunaan lahan dapat dikelompokkan dalam dua golongan besar yaitu penggunaan lahan pertanian dan bukan pertanian. Penggunaan lahan pertanian dibedakan atas penyediaan air dan komoditas diusahakan dan dimanfaatkan atau atas jenis tanaman yang terdapat di atas lahan tersebut. Berdasarkan hal ini dikenal macam penggunaan lahan seperti tegalan (pertanian lahan kering atau pertanian pada lahan tidak beririgasi), sawah, kebun kopi, kebun karet, padang rumput, hutan produksi, hutan lindung, padang alang-alang, dan sebagainya. Penggunaan lahan bukan pertanian dapat dibedakan ke dalam lahan kota atau desa (permukiman), industri, rekreasi, pertambangan, dan sebagainya (Arsyad dalam Willy, 2016). Mengenai lahan terbuka, berdasarkan Balai Pemantapan Kawasan Hutan (BPKH), lahan terbuka adalah lahan kosong yang tidak bervegetasi

### **2.2.3 Perubahan Tata Guna Lahan (*Landuse Change*)**

Tata guna lahan adalah setiap bentuk campur tangan (intervensi) manusia terhadap lahan dalam rangka memenuhi kebutuhan hidupnya baik material maupun spiritual (Vink, 1975 dalam Pertiwi, P.C, 2020). Perubahan tata guna lahan adalah berubahnya penggunaan lahan dari satu sisi penggunaan ke penggunaan yang lain diikuti dengan berkurangnya tipe penggunaan lahan yang

lain dari suatu waktu ke waktu berikutnya atau berubahnya fungsi lahan suatu daerah pada kurun waktu yang berbeda. Perubahan fungsi tutupan lahan dari kawasan konservasi (lahan hijau) menjadi kawasan pertambangan timah akan memperberat tekanan terhadap kondisi lingkungan antara lain mempengaruhi besarnya laju erosi dan sedimentasi wilayah hulu, menimbulkan banjir dan genangan di wilayah hilir, serta tanah longsor dan kekeringan.

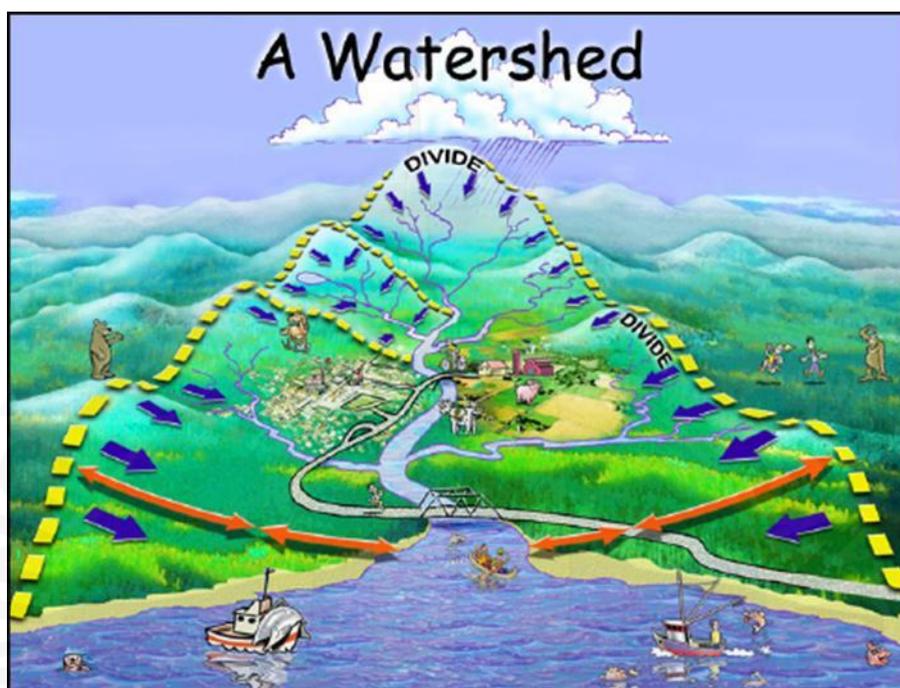
Pergeseran fungsi lahan di kawasan pinggiran, dari lahan pertanian dan tegalan atau kawasan hutan yang juga berfungsi sebagai daerah resapan air, berubah menjadi kawasan perumahan, industri, dan kegiatan usaha non pertanian lainnya, berdampak ekosistem alami setempat. Fenomena ini memberikan konsekuensi logis terjadinya penurunan jumlah dan mutu lingkungan, baik kualitas maupun kuantitasnya, yaitu menurunnya sumberdaya alam seperti, tanah dan keanekaragaman hayati serta adanya perubahan perilaku tata air (siklus hidrologi) dan keanekaragaman hayati.

Perubahan siklus hidrologi adalah terjadinya perubahan perilaku dan fungsi air permukaan, yaitu menurunnya aliran dasar (*based flow*) dan meningkatnya aliran permukaan (*surface runoff*), yang menyebabkan terjadinya ketidakseimbangan tata air (hidrologi) dan terjadinya banjir dan genangan di daerah hilir (Tim Kerja Manajemen Sungai Terpadu Ditjen Sumber Daya Air Kimpraswil, 2002). Perubahan fungsi lahan dalam suatu DAS juga dapat menyebabkan peningkatan erosi, yang mengakibatkan pendangkalan dan penyempitan sungai atau saluran air (Suripin, 2002 : 223).

Dampak fragmentasi hutan dan luasnya kehilangan hutan ditunjukkan dalam kompilasi studi tangkapan berpasangan di Amerika Serikat di mana diamati bahwa penebangan kayu dapat menghasilkan peningkatan terukur debit air tahunan sebesar 15% dari DAS di Pegunungan Rocky. Hal ini berarti bahwa ada ambang batas dalam hal tingkat fragmentasi hutan dan efeknya terhadap hasil air dan aliran rezim. Belajar di DAS kecil telah mengindikasikan bahwa perubahan terukur debit air diperoleh ketika setidaknya ada 20% perubahan tutupan hutan (Stednick dalam Guzha dkk, 2017).

### 2.2.4 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah Aliran Sungai atau DAS (*basin, drainage basin, catchment area, atau watershed*) menunjukkan suatu luasan yang berkontribusi pada aliran permukaan (Gambar 2.2).



Sumber: <https://bebasbanjir2025.wordpress.com/04-konsep-konsep-dasar/mimpi-tentang-das-ciliwung/>

Gambar 2.2 Ilustrasi konsep daerah aliran sungai atau *watershed*

Batas DAS merupakan suatu batas *imaginer*, dibatasi oleh punggung-punggung pegunungan dan lembah, tempat air yang jatuh pada setiap lokasi didalam batas tersebut mengalir dari bagian hulu DAS melalui anak-anak sungai ke sungai utama sampai akhirnya keluar melalui satu *outlet*. *Outlet* merupakan titik terendah didalam batas DAS tersebut.

Luas DAS sangatlah relatif tergantung dari luas daerah tangkapan hujan (*catchment area*) yang berkontribusi menghasilkan aliran air. Luas DAS dapat beberapa kilometer persegi hingga ratusan kilometer persegi. Satu DAS dapat hanya mencakup wilayah dalam satu desa, tetapi dapat juga mencakup wilayah beberapa kabupaten, beberapa wilayah provinsi, bahkan beberapa negara.

Daerah aliran sungai (DAS) dapat dianggap sebagai suatu ekosistem (Asdak, 2002: 10), dan menurut Asdak, kajian ekosistem DAS menjadi tiga daerah:

a). Daerah hulu sungai

Daerah hulu sungai merupakan daerah konservasi dan mempunyai karakteristik alam antara lain: kemiringan lahan (*slope*) tajam, bukan daerah banjir dan genangan dan kerapatan drainasenya tinggi, vegetasi penutup lahan umumnya merupakan tegakan hutan, permukaan air ditentukan oleh pola drainase.

b). Daerah hilir sungai

Daerah hilir sungai merupakan daerah pemanfaatan, dan mempunyai karakteristik alam sebagai berikut: kemiringan lereng (*slope*) kecil sampai dengan sangat kecil (landai), sehingga di beberapa tempat menjadi daerah banjir dan genangan, vegetasi penutup lahan didominasi oleh tanaman pertanian, sedangkan pemakaian airnya diatur dengan beberapa bangunan irigasi.

c). Daerah tengah sungai

Daerah aliran sungai bagian tengah merupakan daerah transisi dari kedua karakteristik biogeofisik DAS hulu dan hilir. (Asdak, 2007:11).

Secara sistematis DAS dapat diklasifikasikan berdasarkan urutan dari sungainya, bahwa setiap aliran sungai yang tidak bercabang disebut sebagai Sub-DAS urutan pertama (*first order*), kemudian sungai dibawahnya yang hanya menerima aliran air dari Sub-DAS urutan pertama disebut Sub-DAS urutan kedua, demikian seterusnya, maka suatu DAS dapat terdiri dari Sub-DAS urutan pertama, Sub-DAS urutan kedua dan seterusnya. Sedangkan menurut Horton suatu DAS bermula.

Ekosistem DAS merupakan bagian yang penting karena mempunyai fungsi perlindungan terhadap DAS. Aktifitas dalam DAS yang menyebabkan perubahan ekosistem, misalnya perubahan tata guna lahan, khususnya di daerah hulu, dapat memberikan dampak pada daerah hilir berupa perubahan fluktuasi debit air dan kandungan sedimen serta material terlarut lainnya. Adanya keterkaitan antara masukan dan keluaran pada suatu DAS ini dapat dijadikan sebagai dasar untuk

menganalisis dampak suatu tindakan atau aktivitas pembangunan di dalam DAS terhadap lingkungan, khususnya hidrologi.

Komponen hidrologi yang terkena dampak kegiatan pembangunan di dalam DAS meliputi koefisien aliran permukaan, koefisien regim sungai, nisbah debit maksimum-minimum, kadar lumpur atau kandungan sedimen layang sungai, laju, frekuensi dan periode banjir, serta keadaan tanah.

Koefisien aliran permukaan yang biasa diberi notasi  $C$  merupakan bilangan yang menyatakan perbandingan antara besarnya aliran permukaan terhadap jumlah curah hujan. Sebagai contoh  $C = 0,65$ , artinya 65% dari curah hujan akan mengalir secara langsung sebagai aliran permukaan (*surface runoff*). Nilai  $C$  yang kecil menunjukkan kondisi DAS masih baik, sebaliknya  $C$  yang besar menunjukkan DAS-nya sudah rusak. Nilai terbesar  $C$  sama dengan 1.

Koefisien regim sungai (KRS) adalah bilangan yang merupakan perbandingan antara debit harian rata-rata maksimum dan debit harian rata-rata minimum. Makin kecil harga KRS berarti makin baik kondisi hidrologis suatu DAS. Disamping KRS, kondisi DAS juga dapat di evaluasi secara makro dengan nisbah debit maksimum-minimum ( $Q_{\max}/Q_{\min}$ ).

Salah satu penciri kualitas air yang tidak tercatat langsung oleh alat fluktuasi debit sungai, ialah kandungan lumpur yang terbawa oleh aliran sungai. Kandungan lumpur tersebut berasal dari DAS yang mengalami proses erosi. Proses tersebut dimulai dengan memecahkan dan pelepasan partikel-partikel tanah pada lapisan atas oleh pukulan air hujan, kemudian tersangkut oleh aliran permukaan menuju ke sungai-sungai, dan seterusnya dibawa hanyut oleh aliran air tersebut yang bisa berakhir di laut. Proses pengendapan (sedimentasi) demikian dapat menyebabkan terjadinya pendangkalan pinggiran laut atau pantai sehingga dalam jangka panjang daratan seolah-olah bertambah lebar.

Kadar lumpur atau kandungan sedimen layang sungai biasanya dinyatakan dalam berat sedimen per satuan volume air (misalnya mg/liter). Semakin tinggi kandungan lumpur pada aliran sungai, memberi indikasi semakin tinggi laju erosi yang terjadi pada DAS, dan apabila erosi semakin besar, berarti keadaan DAS

tersebut semakin rusak. Apabila suatu DAS semakin mengalami kerusakan, berarti kualitas DAS tersebut tentunya semakin menurun pula.

Nilai tingkat kualitas suatu DAS atau sub-DAS, dapat diukur dari dua parameter yang secara teoritis dan praktis dapat dianalisa untuk digunakan. Parameter tersebut adalah tingkat erosi yang alami, dalam hal ini sedimen, dan fluktuasi debit sungai yang mengalir dalam beberapa kondisi curah hujan yang berbeda.

Kedua parameter tersebut di atas, merupakan gambaran dari ekosistem dan karakteristik suatu DAS. Ekosistem dalam hal ini adalah suatu interaksi antara faktor-faktor sumber daya biotik, nonbiotik, dan sumber daya manusia dalam DAS, sedangkan karakteristik adalah sifat, kondisi dan profil dari DAS tersebut.

#### **2.2.5 Analisis Frekuensi dan Probabilitas**

Tujuan dari analisis frekuensi data hidrologi adalah mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi kejadian dengan menggunakan distribusi probabilitas (Triatmodjo, 2008). Hal ini sangat berguna dalam perencanaan dan perancangan bangunan air karena seluruh perancangan itu dibangun agar memiliki ketahanan terhadap banjir dengan besaran tertentu. Besaran ini merupakan besaran banjir (atau hujan/*design rainfall*) yang rata-rata akan disamai atau dilampaui sekali dalam T tahun (Sri Harto, 2000). T tahun disebut sebagai kala ulang.

Menurut Kamiana (2012), kala ulang merupakan waktu hipotetik dimana suatu kejadian dengan nilai tertentu (debit rencana/hujan rencana) yang akan disamai atau dilampaui satu kali dalam jangka waktu hipotetik tersebut. Hal ini tidak berarti bahwa kejadian tersebut akan berulang secara teratur setiap periode ulang tersebut. Sementara frekuensi hujan adalah besarnya kemungkinan suatu besaran hujan disamai atau dilampaui.

### 2.2.5.1 Nilai Rerata (*Average*)

Nilai Rerata (*Average*) merupakan nilai yang cukup representatif dalam suatu distribusi. Nilai rerata dapat digunakan untuk pengukuran suatu distribusi yang mempunyai bentuk berikut:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Xi \dots\dots\dots(2.1)$$

Keterangan:

$\bar{X}$  = nilai rerata (*average*)

$n$  = banyak data

$Xi$  = nilai ke-i

### 2.2.5.2 Simpangan Baku/ Deviasi Standar

Penyebaran data dapat dihitung dengan deviasi standar (*standard deviation*):

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(2.2)$$

keterangan:

$S$  = simpangan baku/deviasi standar

$\bar{X}$  = nilai rerata (*average*)

$n$  = banyak data

$Xi$  = nilai ke-i

### 2.2.5.3 Koefisien Varian

Koefisien varian adalah nilai perbandingan antara deviasi standar dan nilai rerata, yang mempunyai bentuk:

$$Cv = \frac{S}{\bar{X}} \dots\dots\dots(2.3)$$

keterangan:

$Cv$  = koefisien varian

$S$  = simpangan baku/deviasi standar

$\bar{X}$  = nilai rerata (*average*)

### 2.2.5.4 Koefisien *Skewness*

Kemencengan (*skewness*) dapat digunakan untuk mengetahui derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi dalam bentuk berikut:

$$Cs = \frac{n \sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \dots\dots\dots(2.4)$$

keterangan:

- $Cs$  = koefisien *skewness*  
 $S$  = simpangan baku/deviasi standar  
 $Xi$  = nilai ke-i  
 $\bar{X}$  = nilai rerata (*average*)  
 $n$  = banyak data

#### 2.2.5.5 Koefisien Kurtosis

Koefisien Kurtosis diberikan oleh persamaan berikut:

$$Ck = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^4 \dots\dots\dots(2.5)$$

keterangan:

- $Ck$  = koefisien kurtosis  
 $S$  = simpangan baku/deviasi standar  
 $Xi$  = nilai ke-i  
 $\bar{X}$  = nilai rerata (*average*)  
 $n$  = banyak data

Penentuan kala ulang banjir rancangan dapat dilihat berdasarkan ketentuan:

Tabel 2.1 Penentuan kala ulang banjir

Jenis bangunan	Kala ulang banjir rancangan (Tahun)
Bendung sungai besar sekali	100
Bendung sungai sedang	50
Bendung sungai kecil	25
Tanggul sungai besar/ daerah penting	25

Jenis bangunan	Kala ulang banjir rancangan (Tahun)
Tanggul sungai kecil/ daerah kurang Penting	10
Jembatan jalan penting	25
Jembatan jalan tidak penting	10

Sumber: Srimoerni D.,1987

I Made Kamiana (2012) menyatakan bahwa dalam analisis frekuensi data hujan atau data debit guna memperoleh nilai hujan rencana atau debit rencana, dikenal beberapa distribusi probabilitas kontinu yang sering digunakan, yaitu: Gumbel, Normal, Log Normal, dan Log Pearson Type III. Penentuan jenis distribusi probabilitas yang sesuai dengan data dilakukan dengan mencocokkan parameter data tersebut dengan syarat masing-masing jenis distribusi seperti pada Tabel (2.2) berikut:

Tabel 2.2 Persyaratan statistik untuk menentukan jenis distribusi

No	Distribusi	Persyaratan
1	Gumbel	$Cs = 1,14$ $Ck = 5,4$
2	Normal	$Cs \approx 0$ $Ck \approx 3$
3	Log Normal	$Cs = Cv^3 + 3Cv$ $Ck = Cv^8 + 6Cv^6 + 15Cv^4 + 16Cv^2 + 3$
4	Log Pearson III	Selain dari nilai diatas

Sumber: Triatmodjo, 2008

#### 1. Distribusi Probabilitas Gumbel

Jika data hujan yang dipergunakan dalam perhitungan adalah berupa sampel (populasi terbatas), maka perhitungan hujan rencana berdasarkan distribusi probabilitas Gumbel dilakukan dengan persamaan berikut:

$$X_T = \bar{X} + S \times K \dots\dots\dots(2.6)$$

keterangan :

$X_T$  = Hujan rencana atau debit dengan kala ulang T tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata dari sampel atau data

$S$  = Standar deviasi dari sampel atau data

$K$  = Faktor frekuensi Gumbel;  $K = f(t)$

$$K = \frac{Y_T - Y_n}{S_n} \dots\dots\dots(2.7)$$

$$Y_T = f(t) \times S_n + Y_n \dots\dots\dots(2.7.a)$$

$$Y_T = -\ln \left\{ -\ln \frac{T-1}{T} \right\} \dots\dots\dots(2.8)$$

$Y_T$  = *Reduced variate*, nilai  $Y_T$  bisa ditentukan berdasarkan **Tabel 2.3**

$Y_n$  = *Reduced mean* berdasarkan **Tabel 2.4**

$S_n$  = *Reduced standart deviation* berdasarkan **Tabel 2.4**

Tabel 2.3 Nilai *reduced variate* ( $Y_T$ )

Periode ulang T (tahun)	$Y_T$
2	0,3065
5	1,4999
10	2,2504
20	2,9702
25	3,1255
50	3,9019
100	4,6001

Sumber: Kamiana, 2012

Tabel 2.4 Nilai *Reduced Standart Deviation* ( $S_n$ ) dan Nilai *Reduced Mean* ( $Y_n$ )

N	$S_n$	$Y_n$	n	$S_n$	$Y_n$
10	0,9497	0,4952	60	1,1750	0,5521
15	1,0210	0,5128	70	1,1850	0,5548
20	1,0630	0,5236	80	1,1940	0,5567
25	1,0910	0,5390	90	1,2010	0,5586
30	1,1120	0,5362	100	1,2060	0,5600
35	1,1280	0,5403	200	1,2360	0,5672
40	1,1410	0,5436	500	1,2590	0,5724
45	1,1520	0,5463	1000	1,2690	0,5745
50	1,1610	0,5485			

Sumber: Kamiana, 2012

## 2. Distribusi Probabilitas Normal

Distribusi ini disebut pula distribusi *Gauss*. Fungsi densitas peluang normal (PDF = *probability density function*) yang paling dikenal adalah bentuk bell dan dikenal sebagai distribusi normal (Suripin, 2004). Perhitungan distribusi probabilitas normal dilakukan dengan Persamaan 2.9 (Kamiana, 2012).

$$X_T = \bar{X} + K_T \cdot S \dots\dots\dots(2.9)$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \dots\dots\dots(2.10)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(2.11)$$

keterangan :

$X_T$  = Hujan rencana dengan periode ulang T tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata dari data hujan (X) mm

S = Standar deviasi dari data hujan (X) mm

$K_T$  = Faktor frekuensi, nilainya bergantung dari T (lihat Tabel Variabel Reduksi Gauss pada Tabel 2.5);  $K_T = f(t)$

Tabel 2.5 Nilai variabel reduksi Gauss

No	Periode ulang, T (tahun)	$K_T$
1	1,001	-3,05
2	1,005	-2,58
3	1,010	-2,33
4	1,050	-1,64
5	1,110	-1,28
6	1,250	-0,84
7	1,330	-0,67
8	1,430	-0,52
9	1,670	-0,25
10	2,000	0
11	2,500	0,25
12	3,330	0,52
13	4,000	0,67
14	5,000	0,84

No	Periode ulang, T (tahun)	$K_T$
15	10,000	1,28
16	20,000	1,64
17	50,000	2,05
18	100,000	2,33
19	200,000	2,58
20	500,000	2,88
21	1000,000	3,09

Sumber: Kamiana, 2012

3. Distribusi Probabilitas Log Normal

Perhitungan hujan rencana berdasarkan Distribusi Probabilitas Log Normal, jika data yang dipergunakan adalah berupa sampel, dilakukan dengan rumus-rumus berikut.

$$\text{Log } X_T = \overline{\text{Log } X} + K_T \times S \text{ Log } X \dots\dots\dots(2.12)$$

$$\overline{\text{Log } X} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log } X}{n} \dots\dots\dots(2.13)$$

$$S \text{ Log } X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } X_i - \overline{\text{Log } X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(2.14)$$

keterangan :

- $\text{Log } X_T$  = Nilai logiritmis hujan rencana dengan periode ulang T
- $\overline{\text{Log } X}$  = Nilai rata-rata dari Log X
- $S \text{ Log } X$  = Deviasi standar dari Log X
- $K_T$  = Faktor frekuensi, nilainya bergantung dari T (**lihat Tabel 2.5**);
- $K_T = f(t)$

4. Distribusi Probabilitas Log Pearson Type III

Perhitungan hujan rencana berdasarkan Distribusi Probabilitas Log Pearson Type III, jika data yang digunakan adalah berupa sampel, dilakukan dengan rumus-rumus berikut.

$$\text{Log } X_T = \overline{\text{Log } X} + K_T \times S \text{ Log } X \dots\dots\dots(2.15)$$

$$\overline{\text{Log } X} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log } X}{n} \dots\dots\dots(2.16)$$

$$S \text{ Log } X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } X_i - \overline{\text{Log } X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(2.17)$$

$$C_s = \frac{\sum(\text{Log}X_i - \overline{\text{Log}X})^3}{(n-1)(n-2)(S\text{Log}X)^3} \dots\dots\dots(2.18)$$

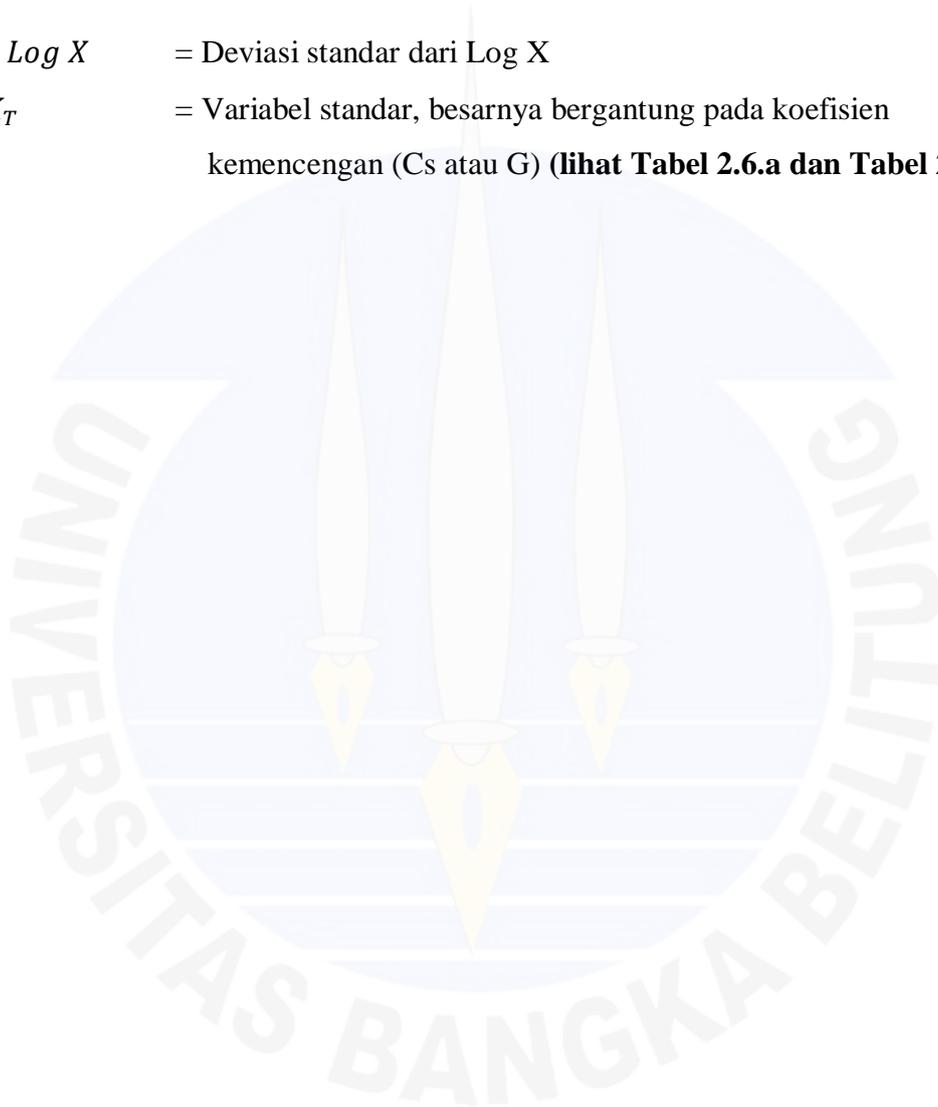
keterangan :

$\text{Log} X_T$  = Nilai logaritmis hujan rencana dengan periode ulang T

$\overline{\text{Log} X}$  = Nilai rata-rata dari Log X

$S \text{Log} X$  = Deviasi standar dari Log X

$K_T$  = Variabel standar, besarnya bergantung pada koefisien kemencengan ( $C_s$  atau  $G$ ) (**lihat Tabel 2.6.a dan Tabel 2.6.b**)



Tabel 2.6.a Faktor frekuensi  $K_T$  untuk distribusi log pearson tipe III (skewness positif)

Koef. Skew	Kala Ulang (Tahun)							
	1,01	2	5	10	25	50	100	200
3,0	-0,667	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051	4,970
2,9	-0,690	-0,390	0,440	1,195	2,277	3,134	4,013	4,904
2,8	-0,714	-0,384	0,460	1,210	2,275	3,114	3,973	4,847
2,7	-0,740	-0,376	0,479	1,224	2,272	3,093	3,932	4,783
2,6	-0,769	-0,368	0,499	1,238	2,267	3,071	3,889	4,718
2,5	-0,799	-0,360	0,518	1,250	2,262	3,048	3,845	4,652
2,4	-0,832	-0,351	0,537	1,262	2,256	3,023	3,800	4,584
2,3	-0,867	-0,341	0,555	1,274	2,248	2,997	3,753	4,515
2,2	-0,905	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705	4,444
2,1	-0,946	-0,319	0,592	1,294	2,230	2,942	3,656	4,372
2,0	-0,990	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605	4,298
1,9	-1,037	-0,294	0,627	1,310	2,207	2,881	3,553	4,223
1,8	-1,087	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499	4,147
1,7	-1,140	-0,268	0,660	1,324	2,179	2,815	3,444	4,069
1,6	-1,197	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388	3,990
1,5	-1,256	-0,240	0,690	1,333	2,146	2,743	3,330	3,910
1,4	-1,318	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271	3,828
1,3	-1,383	-0,210	0,719	1,339	2,108	2,666	3,211	3,745
1,2	-1,449	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149	3,661
1,1	-1,518	-0,180	0,745	1,341	2,066	2,585	3,087	3,575
1,0	-1,588	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022	3,489
0,9	-1,660	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,975	3,401
0,8	-1,733	-0,132	0,780	1,336	1,993	2,453	2,891	3,312
0,7	-1,806	-0,116	0,790	1,333	1,967	2,407	2,824	3,223
0,6	-1,880	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755	3,132
0,5	-1,955	-0,083	0,808	1,33	1,910	2,231	2,686	3,041
0,4	-2,029	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615	2,949
0,3	-2,104	-0,050	0,824	1,309	1,849	2,211	2,544	2,856
0,2	-2,178	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472	2,763
0,1	-2,252	-0,017	0,836	1,292	1,785	2,107	2,400	2,670
0,0	-2,326	0	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326	2,576

Sumber: Kamiana, 2012

Tabel 2.6.b Faktor frekuensi  $K_T$  untuk distribusi log pearson tipe III (skewness negatif)

Koef. Skew	Kala Ulang (Tahun)							
	1,01	2	5	10	25	50	100	200
-0,0	-2,326	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326	2,576
-0,1	-2,400	0,017	0,846	1,270	1,716	2,000	2,252	2,482
-0,2	-2,472	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178	2,388
-0,3	-2,544	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104	2,294
-0,4	-2,615	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029	2,201
-0,5	-2,686	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955	2,108
-0,6	-2,755	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880	2,016
-0,7	-2,824	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926
-0,8	-2,891	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733	1,837
-0,9	-2,975	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660	1,749
-1,0	-3,022	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664
-1,1	-3,087	0,180	0,848	1,107	1,324	1,435	1,518	1,581
-1,2	-3,149	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449	1,501
-1,3	-3,211	0,210	0,838	1,064	1,240	1,324	1,383	1,424
-1,4	-3,271	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318	1,351
-1,5	-3,330	0,240	0,825	1,018	1,157	1,217	1,256	1,282
-1,6	-3,388	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,197	1,216
-1,7	-3,444	0,268	0,808	0,970	1,075	1,116	1,140	1,155
-1,8	-3,499	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087	1,097
-1,9	-3,553	0,294	0,788	0,920	0,996	1,023	1,037	1,044
-2,0	-3,605	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	0,990	0,995
-2,1	-3,656	0,319	0,765	0,869	0,923	0,939	0,946	0,949
-2,2	-3,705	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905	0,907
-2,3	-3,753	0,341	0,739	0,819	0,855	0,864	0,867	0,869
-2,4	-3,800	0,351	0,725	0,795	0,823	0,830	0,832	0,833
-2,5	-3,845	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799	0,800
-2,6	-3,889	0,368	0,696	0,747	0,764	0,768	0,769	0,769
-2,7	-3,932	0,376	0,681	0,724	0,738	0,740	0,740	0,741
-2,8	-3,973	0,384	0,666	0,702	0,712	0,714	0,714	0,714
-2,9	-4,013	0,390	0,651	0,681	0,683	0,689	0,690	0,690
-3,0	-4,051	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667	0,667

Sumber: Kamiana, 2012

## 2.2.6 Uji Distribusi Probabilitas

Uji distribusi probabilitas dimaksudkan untuk mengetahui apakah persamaan distribusi probabilitas yang dipilih dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang dianalisis.

Sebagaimana telah diuraikan sebelumnya, bahwa terdapat 2 metode pengujian distribusi probabilitas, yaitu Metode Chi-Kuadrat ( $\chi^2$ ) dan Metode Smirnov-Kolmogorof.

### 2.2.6.1 Metode Chi-Kuadrat ( $\chi^2$ )

Rumus yang digunakan dalam perhitungan dengan Metode Uji Chi-Kuadrat adalah sebagai berikut:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_f - E_f)^2}{E_f} \dots\dots\dots(2.19)$$

keterangan :

$\chi^2$  = Parameter chi-kuadrat terhitung

$E_f$  = Frekuensi yang diharapkan sesuai dengan pembagian kelasnya

$O_f$  = Frekuensi yang diamati pada kelas yang sama

$n$  = Jumlah sub kelompok

Derajat nyata atau derajat kepercayaan ( $\alpha$ ) tertentu yang sering diambil adalah 5%. Derajat kebebasan ( $Dk$ ) dihitung dengan rumus:

$$Dk = K - (p + 1) \dots\dots\dots(2.20)$$

$$K = 1 + 3,3 \log n \dots\dots\dots(2.21)$$

keterangan :

$Dk$  = Derajat kebebasan

$p$  = Banyaknya parameter, untuk uji chi-kuadrat adalah 2

$K$  = Jumlah kelas distribusi

$n$  = Banyaknya data

Selanjutnya distribusi probabilitas yang dipakai untuk menentukan curah hujan rencana adalah distribusi probabilitas yang mempunyai simpangan maksimum terkecil dan lebih kecil dari simpangan kritis, atau dirumuskan sebagai berikut:

$$\chi^2 < \chi^2_{cr} \dots\dots\dots(2.22)$$

keterangan:

$\chi^2$  = parameter chi-kuadrat terhitung

$\chi^2_{cr}$  = parameter chi-kuadrat kritis (**lihat Tabel 2.7**)

Prosedur perhitungan dengan menggunakan Metode Uji Chi-Kuadrat adalah sebagai berikut:

1. Urutkan data dari besar ke kecil atau sebaliknya
2. Menghitung jumlah kelas
3. Menghitung derajat kebebasan (Dk) dan  $\chi^2_{cr}$
4. Menghitung kelas distribusi
5. Menghitung interval kelas
6. Perhitungan  $\chi^2$
7. Bandingkan nilai  $\chi^2$  terhadap  $\chi^2_{cr}$

Tabel 2.7 Nilai parameter chi-kuadrat kritis,  $\chi^2_{cr}$  (uji satu sisi)

DK	$\alpha$ Derajat kepercayaan							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,0000393	0,000157	0,000982	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,0100	0,0201	0,0506	0,103	5,991	7,378	9,210	10,597
3	0,0717	0,115	0,216	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,207	0,297	0,484	0,711	9,488	11,143	13,277	14,860
5	0,412	0,554	0,831	1,145	11,070	12,832	15,086	16,750
6	0,676	0,872	1,237	1,635	12,592	14,449	16,812	18,548
7	0,989	1,239	1,690	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278
8	1,344	1,646	2,180	2,733	15,507	17,535	20,090	21,955
9	1,735	2,088	2,700	3,325	16,919	19,023	21,666	23,589
10	2,156	2,558	3,247	3,940	18,307	20,483	23,209	25,188
11	2,603	3,053	3,816	4,575	19,675	21,920	24,725	26,757
12	3,074	3,571	4,404	5,226	21,026	23,337	26,217	28,300
13	3,565	4,107	5,009	5,892	22,362	24,736	27,388	29,819
14	4,075	4,660	5,629	6,571	23,685	26,119	29,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,448	30,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32,000	34,267
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,587	30,191	33,409	35,718
18	6,265	7,015	8,231	9,390	28,869	31,526	34,805	37,156
19	6,844	7,633	8,907	10,117	30,114	32,852	36,191	38,582
20	7,434	8,260	9,591	10,851	31,410	34,170	37,566	39,997
21	8,034	8,897	10,283	11,591	32,671	35,479	38,932	41,401
22	8,643	9,542	10,982	12,338	33,924	36,781	40,289	42,796
23	9,260	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,638	44,181
24	9,886	10,856	12,401	13,848	36,415	39,364	42,980	45,558
25	10,520	11,524	13,120	14,611	37,652	40,646	44,314	46,928
26	11,160	12,198	13,844	15,379	38,885	41,923	45,642	48,290
27	11,808	12,879	14,573	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,278	50,993
29	13,121	14,256	16,047	17,708	42,557	45,722	49,588	52,336
30	13,787	14,953	16,791	18,493	43,733	46,979	50,892	53,672

Sumber: Kamiana, 2012

### 2.2.6.2 Metode Smirnov-Kolmogorof (secara analitis)

Pengujian distribusi probabilitas dengan Metode Smirnov-Kolmogorof dilakukan langkah-langkah perhitungan sebagai berikut:

1. Urutkan data ( $X_i$ ) dari besar ke kecil atau sebaliknya
2. Tentukan peluang empiris masing-masing data yang sudah diurut tersebut  $P(X_i)$  dengan rumus tertentu, rumus Weibull misalnya

$$P(X_i) = \frac{i}{n+1} \dots \dots \dots (2.23)$$

keterangan:

n = jumlah data

i = nomor urut data (setelah diurut dari besar ke kecil atau sebaliknya)

3. Tentukan peluang teoritis masing-masing data yang sudah diurut tersebut  $P'(X_i)$  berdasarkan persamaan distribusi probabilitas yang dipilih (Gumbel, Normal, dan sebagainya)

4. Hitung selisih ( $\Delta P_i$ ) antara peluang empiris dan teoritis untuk setiap data yang sudah diurut:

$$\Delta P_i = P(X_i) - P'(X_i) \dots \dots \dots (2.24)$$

5. Tentukan apakah  $\Delta P_i < \Delta P$  kritis, jika “tidak” artinya Distribusi Probabilitas yang dipilih tidak dapat diterima, demikian sebaliknya

6.  $\Delta P$  kritis lihat **Tabel 2.8**

Tabel 2.8 Nilai  $\Delta P$  kritis smirnov-kolmogorof

N	A Derajat kepercayaan			
	0,20	0,10	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
N>50	$\frac{107}{N^{0,5}}$	$\frac{1,22}{N^{0,5}}$	$\frac{1,36}{N^{0,5}}$	$\frac{1,63}{N^{0,5}}$

Sumber: Kamiana, 2012

### 2.2.7 Nilai Curve Number (CN)

CN adalah *curve number* yang merupakan fungsi dari karakteristik DAS seperti tanah, tanaman penutup, tataguna lahan, kelembaban, dan cara pengerjaan tanah. Nilai *curve number* (CN) digunakan untuk menentukan jenis tanah sebagai data input hidrologi yang mana dibagi menjadi empat kelompok tanah hidrologi yang ditentukan oleh Tanah A.S (Guzha dkk, 2017). Nilai CN untuk berbagai jenis tataguna lahan diberikan dalam Tabel 2.1. Nilai CN dalam Tabel 2.1 diperoleh dari penelitian di daerah beriklim sedang. Namun nilai tersebut dapat digunakan apabila nilai CN di daerah yang diteliti belum tersedia. Apabila lahan terdiri dari beberapa tataguna lahan dan tipe tanah maka dihitung nilai CN komposit.

Selain itu jenis tanah juga sangat berpengaruh terhadap nilai *curve number* (CN). Tanah berpasir mempunyai nilai infiltrasi tinggi sehingga limpasan kecil, sebaliknya nilai infiltrasi tanah lempung sangat kecil sehingga sebagian besar hujan yang jatuh di permukaan tanah menjadi limpasan permukaan. Jenis tanah dibagi dalam empat kelompok yaitu (Triadmodjo, 2008):

Kelompok A : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan rendah, mempunyai laju infiltrasi tinggi. Terutama untuk tanah pasir (*deep sand*) dengan *silty* dan *clay* sangat sedikit, juga kerikil (*gravel*) yang sangat lolos air.

Kelompok B : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan agak rendah, laju infiltrasi dan meloloskan air sedang dengan tanah berbutir sedang.

Kelompok C : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan agak tinggi, laju infiltrasi lambat jika tanah tersebut sepenuhnya basah. Tanah berbutir sedang sampai halus (*clay* dan *colloids*) dengan laju meloloskan air lambat.

Kelompok D : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan tinggi, mempunyai laju infiltrasi sangat lambat. Terutama tanah liat (*clay*) dengan daya kembang (*swelling*) tinggi, tanah dengan muka air tanah permanen tinggi, tanah dengan lapis lembung di dekat permukaan dan tanah yang dilapisi dengan bahan kedap air.

Tabel 2.9 *Hidrologic Soil Group* (HSG) untuk kelas tekstur tanah USDA

HSG	Tekstur Tanah
A	Pasir, pasir bertanah liat, tanah liat berpasir
B	Tanah liat, tanah liat berlanau, lempung berpasir
C	Campuran tanah liat
D	Tanah liat berlempung, campuran tanah liat dan lempung berlanau, lempung berlanau, atau lempung

Sumber: SCS-USDA, 1986

Kondisi lahan juga menentukan dalam penentuan *curve number* (CN) ini. Kondisi lahan ditentukan dari kemiringan/kelerengan lahan. Kondisi *poor* (> 40%) menunjukkan bahwa keadaan lahan pada saat terjadinya hujan memberikan volume limpasan yang besar. Kondisi *fair* (15 - 40%) memberikan volume limpasan sedang. Kondisi *good* (0-15%) untuk volume limpasan yang kecil.

Nilai hujan efektif ini digunakan dalam perhitungan debit limpasan permukaan sehingga dapat diperoleh debit limpasan permukaan dengan perubahan tata guna lahan yang beranekaragam pada rentang waktu 10 tahun yaitu tahun 2008-2018.

Tabel 2.10 Nilai *curve number* (CN) untuk beberapa tataguna lahan

Jenis tataguna lahan	Tipe tanah			
	A	B	C	D
Tanah yang diolah dan ditanami				
- Dengan konservasi	72	81	88	91
- Tanpa konservasi	62	71	78	81
Padang rumput				
- Kondisi jelek	68	79	86	89
- Kondisi baik	39	61	74	80
Padang rumput: kondisi baik	30	58	71	78
Hutan				
- Tanaman jarang, penutupan jelek	45	66	77	83
- Penutupan baik	25	55	70	77
Tempat terbuka, halaman rumput, lapangan golf, kuburan, dsb				
- Kondisi baik: rumput menutup 75% atau lebih luasan	39	61	74	80
- Kondisi sedang: rumput menutup 50%-75% luasan	49	69	79	84
Daerah perniagaan dan bisnis (85% kedap air)	89	92	94	95
Daerah industri (72% kedap air)	81	88	91	93
Pemukiman				

Jenis tataguna lahan		Tipe tanah			
		A	B	C	D
Luas	% kedap air				
1/8 acre atau kurang	65	77	85	90	92
1/4 acre	38	61	75	83	87
1/3 acre	30	57	72	81	86
1/2 acre	25	54	70	80	85
1 acre	20	51	68	79	84
Tempat parkir, atap, jalan mobil (dihalaman)		98	98	98	98
Jalan:					
-Perkerasan dengan drainase		98	98	98	98
- Kerikil		76	85	89	91
- Tanah		72	82	87	89

Sumber: Triatmodjo, 2008

Catatan 1 acre = 0,4047 ha

Banyak penelitian yang terus menggunakan metode CN untuk mengukur limpasan pada tata guna lahan DAS campuran dengan area yang luas dari tanah yang dikembangkan. Demikian pula, beberapa penelitian telah menggunakan metode CN yang dikalibrasi di daerah aliran sungai pertanian atau hutan yang dominan untuk memprediksi perubahan limpasan atau aliran sungai di bawah proyeksi pertumbuhan perkotaan (Tasdighi dkk, 2018).

### 2.2.8 Intensitas Hujan

Model umum intensitas hujan:

$$I = \frac{d}{t} \dots \dots \dots (2.27)$$

keterangan:

$I$  = intensitas hujan (mm/jam)

$d$  = durasi/ tinggi hujan (mm)

$t$  = lama hujan (jam)

1. Distribusi Hujan Jam-Jaman Cara Mononobe

$$I = \frac{R_{24}}{24} \cdot \left(\frac{24}{t}\right)^n \dots \dots \dots (2.28)$$

keterangan :

- $I$  = intensitas curah hujan (mm/jam)  
 $T$  = waktu konsentrasi hujan (jam ke-1,2,...) (jam)  
 Untuk Indonesia 5~7 jam (dahulu, sekarang 2-4 jam)  
 $R_{24}$  = curah hujan maksimum dalam 1 hari (mm/jam)  
 $n$  = tetapan (untuk Indonesia diperkirakan:  $n \sim 2/3$ )

Catatan: faktor kala ulang dimasukkan pada  $R_{24}$

## 2. Waktu Konsentrasi/ Waktu Tiba Banjir ( $t_c$ )

Waktu tiba banjir atau waktu konsentrasi/ *time concentration* ( $t_c$ ) merupakan waktu yang diperlukan oleh hujan yang jatuh di titik terjauh suatu Daerah Aliran Sungai (DAS) untuk mencapai *outlet*. Ada beberapa cara empiris yang bisa digunakan untuk menentukan waktu tiba banjir ( $t_c$ ), antara lain:

Cara Kirpich:

$$t_c = \left( \frac{0,87 \times L^2}{1000 \times S} \right)^{0,385} \dots\dots\dots(2.2)$$

9)

keterangan:

$t_c$  = waktu konsentrasi banjir (menit)

$L$  = Panjang sungai (km)

$S$  = Kemiringan sungai

$A$  = luas DAS (km<sup>2</sup>)

### 2.2.9 Debit Limpasan Metode Rasional

Metode rasional banyak digunakan untuk memperkirakan debit puncak yang ditimbulkan oleh hujan deras pada daerah tangkapan (DAS) kecil. Suatu DAS disebut kecil apabila distribusi hujan dapat dianggap seragam dalam ruang dan waktu, dan biasanya debit hujan melebihi waktu konsentrasi. Model rasional adalah metode yang tepat untuk memperkirakan limpasan permukaan dari tangkapan kecil (Erena dan Worku, 2019). Beberapa ahli memandang bahwa luas

DAS kurang dari 2,5 km<sup>2</sup> dapat dianggap sebagai DAS kecil (Ponce dalam Triatmodjo, 2008).

Pemakaian metode rasional sangat sederhana, dan sering digunakan dalam perencanaan drainase perkotaan. Beberapa parameter hidrologi yang diperhitungkan adalah intensitas hujan, durasi hujan, frekuensi hujan, luas DAS, abstraksi (kehilangan air akibat evaporasi, intersepsi, infiltrasi, tampungan permukaan) dan konsentrasi aliran. Metode rasional didasarkan pada persamaan berikut:

$$Q = 0,278 \times C \times I \times A \dots\dots\dots(2.30)$$

keterangan :

$Q$  = debit puncak limpasan permukaan (m<sup>3</sup>/det)

$C$  = koefisien pengaliran (Tabel 2.4)

$A$  = luas daerah pengaliran (km<sup>2</sup>)

$I$  = intensitas curah hujan (mm/jam)

$C$  (koefisien limpasan) dapat diperoleh dengan menambahkan multiplikasi area dari setiap penggunaan lahan dengan nilai-nilai kekasaran yang sesuai dari setiap jenis penggunaan lahan. Kekasaran permukaan dari berbagai penggunaan lahan terletak antara 0 (tanpa limpasan) dan 1 (limpasan maksimum).  $C$  (koefisien limpasan) diperoleh dengan mentabulasikan nilai bobot dari koefisien masing-masing tutupan lahan untuk setiap cekungan drainase (Erena dan Worku, 2019). Koefisien pengaliran ( $C$ ) dihitung dengan persamaan berikut:

$$C = \frac{\sum A_1.C_1+A_2.C_2+A_3.C_3+A_4.C_4+A_5.C_5+A_i.C_i}{\sum A_1+A_2+A_3+A_4+A_5} \dots\dots\dots(2.31)$$

Tabel 2.11 Nilai koefisien pengaliran berdasarkan penutupan lahan ( $C_v$ )

No	Macam penggunaan lahan	Nilai $C_v$
1	Hutan lahan kering sekunder	0,03
2	Hutan tanaman industri	0,05
3	Hutan rawa sekunder	0,15
4	Perkebunan	0,40

No	Macam penggunaan lahan		Nilai Cv
5	Pertanian lahan kering-ladang		0,10
6	Pertanian lahan kering campuran		0,10
7	Pemukiman		0,60
8	Tambak		0,05
9	Lahan terbuka		1
10	Tubuh air/ perairan		0,05
11	Semak/ belukar		0,07
12	Pertambangan		0,75
13	Hutan alam	Serasah banyak	0,001
		Serasah sedikit	0,005

Sumber: Suripin (2004) & Kadoatie dan Syarief (2005) dalam Basri H (2017)

Tabel 2.12 Nilai koefisien pengaliran berdasarkan tanah (Cs)

No	Jenis tanah	Nilai Cs
1	Pasir dan gravel (regosol)	0,04
2	Lempung berpasir (Podsol)	0,08
3	Lempung dan lanau (podsolik merah kuning)	0,16
4	Lapisan batu (Latosol)	0,26

Sumber: Hassing (1995) dalam Suripin (2004)

Tabel 2.13 Nilai koefisien aliran berdasarkan keadaan topografi (Ct)

No	Keadaan topografi (%)	Nilai Ct
1	0 – 8	0,05
2	> 8 - 15	0,10
3	>15 – 25	0,15
4	>25 – 45	0,20
5	>45	0,25

Sumber: Dhanu (2005) dalam Sudarto (2009)

Efek dari skala pada koefisien limpasan dipelajari dalam kaitannya dengan tingkat keterwakilan relatif karakteristik limpasan dalam DAS yang mana DAS bersifat heterogen. Analisis bergantung pada efek yang terpisah dan mengkombinasikan antara kemiringan, tanah, dan penggunaan lahan plot uji limpasan pasir sejauh mereka mewakili daerah aliran sungai tertentu. Masing-masing dari tiga karakteristik tersebut di setiap plot uji dinilai berdasarkan persentase relatif daerah mereka di daerah aliran sungai tertentu. Karakteristik spesifik yang secara dominan mempengaruhi efek skala spasial dianalisis (Lemma dkk, 2017).

#### 2.2.10 Debit Limpasan Metode SCS (*Soil Conservation Service*)

Metode ini dikembangkan oleh Victor Mockus tahun 1950. Hidrograf ini menggunakan fungsi hidrograf tanpa dimensi untuk menyediakan bentuk standar hidrograf satuan dengan berbagai ukuran DAS dan lokasi yang berbeda. Dan juga koordinat hidrograf ini telah ditabelkan, sehingga mempersingkat waktu untuk perhitungan hidrograf. Dengan rumus-rumus yang digunakan adalah sebagai berikut (Palar dkk, 2013):

$$tl = \frac{L^{0,8}(2540-22,86 CN)^{0,7}}{14,104 CN^{0,7} x S^{0,5}} \dots\dots\dots(2.32)$$

dan juga rumus-rumus berikut (Gupta dalam Gustama, 2018):

$$tc = \left(\frac{0,87 x L^2}{1000 x S}\right)^{0,385} \dots\dots\dots(2.33)$$

$$tr = 0,133 x tc \dots\dots\dots(2.34)$$

$$tp = \frac{tr}{2} + tl \dots\dots\dots(2.35)$$

Dan untuk persamaan debit puncak:

$$Qp = \frac{2,08 A}{tp} \dots\dots\dots(2.36)$$

Keterangan:

$tl$  = waktu keterlambatan (*time lag*) (jam)

$CN$  = nilai *curve number* beberapa tataguna lahan berdasarkan tabel 2.10

$L$  = panjang aliran utama (km)

$S$  = kemiringan dasar sungai utama

$tp$  = waktu konsentrasi (jam)

$t_r$  = durasi hujan efektif (jam)

$Q_p$  = debit puncak hidrograf satuan ( $m^3/det$ )

$A$  = luas DAS ( $km^2$ )

(Ponce dalam Palar, 2013)

HSS SCS adalah hidrograf satuan tak berdimensi, dimana debit dinyatakan sebagai nisbah debit ( $q$ ) terhadap debit puncak ( $q_p$ ) dan waktu sebagai nisbah waktu ( $t$ ) terhadap waktu puncak ( $T_p$ ). Lihat Tabel 2.15.

Tabel 2.14 Nilai  $t/T_p$  dan  $q/q_p$  hidrograf satuan sintetis SCS

$t/T_p$	$q/q_p$	$t/T_p$	$q/q_p$	$t/T_p$	$q/q_p$
0	0	1,1	0,980	2,8	0,098
0,1	0,015	1,2	0,920	3,0	0,075
0,2	0,075	1,3	0,840	3,5	0,036
0,3	0,160	1,4	0,750	4,0	0,018
0,4	0,280	1,5	0,660	4,5	0,009
0,5	0,430	1,6	0,560	5,0	0,004
0,6	0,600	1,8	0,420		
0,7	0,770	2,0	0,320		
0,8	0,890	2,2	0,240		
0,9	0,970	2,4	0,180		
1,0	1,000	2,6	0,130		

Sumber: Triatmodjo, 2008