

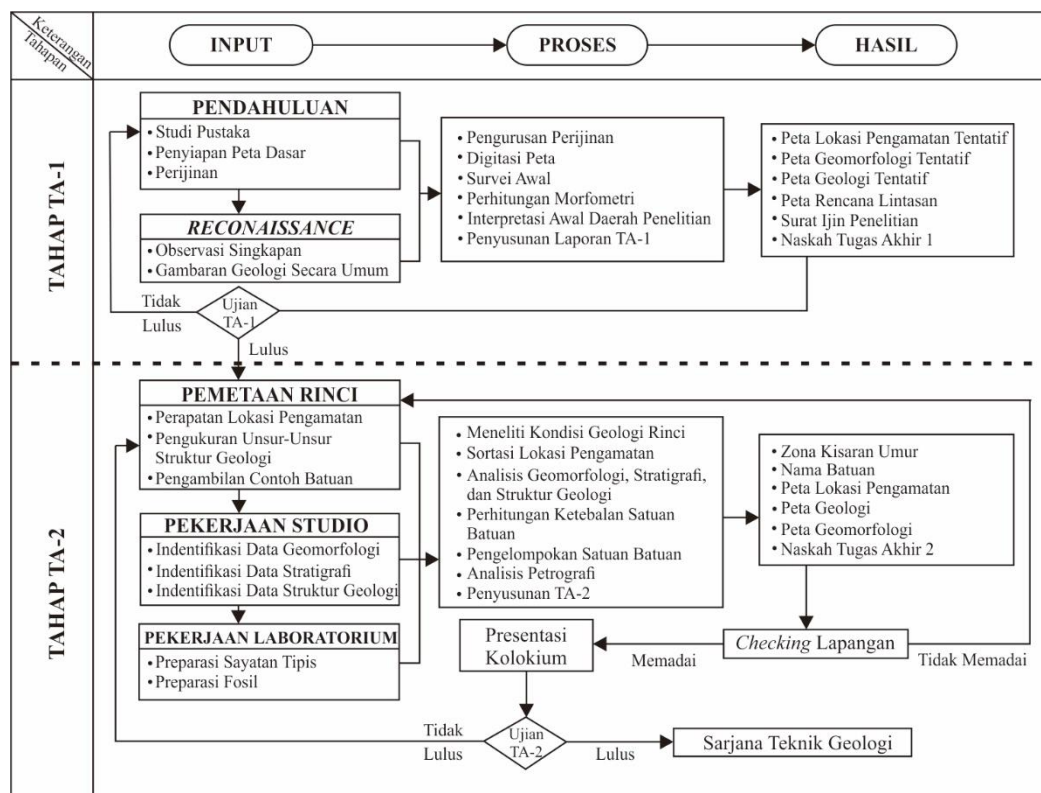
BAB II

METODE PENELITIAN

Metode penelitian yang digunakan oleh peneliti merupakan metode pemetaan geologi permukaan (*geological surface mapping*). Metode pemetaan geologi permukaan yang dilakukan berupa pengamatan, pendeskripsian, dan pengukuran langsung di lapangan meliputi data morfologi, singkapan batuan, struktur geologi dan potensi geologi lingkungan. Pelaksanaan penelitian dilakukan sesuai SOP (*Standart Operational Procedure*) yang ditetapkan oleh Program Studi Teknik Geologi S1, Fakultas Teknologi Mineral, Institut Teknologi Nasional Yogyakarta.

Metode penelitian secara umum dibagi menjadi dua yaitu metode penelitian lapangan dan metode penelitian laboratorium serta studio. Penelitian lapangan dilakukan dengan metode pemetaan geologi permukaan, sedangkan penelitian laboratorium dan studio dilakukan dengan analisa data primer dan data sekunder berupa peta topografi, peta geologi regional, citra satelit (DEMNAS; Anonim, 2018) dan hasil penelitian yang sudah dilakukan oleh peneliti terdahulu. Dalam pelaksanaannya, metode ini dibagi menjadi beberapa tahapan yaitu pengerjaan Usulan Skripsi (Tugas Akhir 1) dan pengerjaan Skripsi (Tugas Akhir 2) (Gambar 2.1). Pengerjaan usulan skripsi meliputi *input* yang terdiri dari tahap pendahuluan (studi pustaka, perizinan dari pihak kampus kepada pemerintah daerah dan persiapan peta dasar), tahap survei pendahuluan (*reconnaissance*) berupa observasi singkapan yang bertujuan untuk mengetahui kondisi geologi daerah penelitian secara umum, menghasilkan peta lokasi pengamatan sementara, peta geologi

sementara, peta geomorfologi sementara, peta rencana lintasan, surat izin penelitian dan naskah usulan skripsi. Tahapan selanjutnya merupakan pemetaan rinci berupa penambahan lokasi penelitian, pengambilan sampel batuan baik digunakan untuk analisis laboratorium petrografi maupun paleontologi, pengukuran struktur geologi, analisis studio (identifikasi geomorfologi, struktur geologi dan stratigrafi yang menghasilkan peta lokasi pengamatan, peta geologi, peta geomorfologi dan laporan Tugas Akhir 2.



Gambar 2.1. Diagram Alir Metode Penelitian (Pengembangan dari Hartono, 1991)

2.1 Tahap Usulan Skripsi

Tahap Usulan Skripsi merupakan tahap awal penelitian yang meliputi tahap pendahuluan dan tahap survei pendahuluan (*reconnaissance*). Tahap ini bertujuan untuk mengetahui kondisi geologi awal yang berkembang pada daerah penelitian, sehingga mempermudah dalam proses pemetaan rinci.

2.1.1 Tahap Pendahuluan

Tahap pendahuluan adalah tahap paling awal dalam melakukan suatu penelitian. Tahap pendahuluan meliputi studi pustaka, persiapan peta dasar dan perizinan

2.1.1.1 Studi Pustaka

Tahap ini merupakan tahap mempelajari literatur mengenai kondisi geologi daerah penelitian berupa studi jurnal, peta geologi regional dan laporan penelitian. Tahap ini bertujuan untuk mengumpulkan data sekunder seperti geologi regional serta penelitian-penelitian terdahulu di daerah penelitian. Literatur ini akan dikaji sehingga dapat memperoleh suatu pendekatan yang dapat digunakan sebagai bahan pertimbangan dalam penyelesaian masalah pada daerah penelitian.

2.1.1.2 Persiapan Peta Dasar

Persiapan peta dasar daerah penelitian adalah mengkompilasikan dan memodifikasi Peta Rupa Bumi Indonesia, peta geologi regional, dan peta citra satelit atau foto udara. Peta yang dipersiapkan antara lain Peta Rupa Bumi Indonesia Lembar Ngandul 1408 – 823, Lembar Sukudono 1408 – 624, Lembar Gemolong 1408 – 621 dan, Lembar Masaran 1408 - 622, Peta Geologi Regional Lembar Salatiga, dan peta citra satelit DEMNAS (Anonim, 2018). Peta-peta tersebut digunakan untuk melakukan interpretasi geologi, survei pendahuluan (*reconnaissance*) dan pemetaan rinci.

2.1.1.3 Perizinan

Tahap pengurusan perizinan merupakan tahap yang digunakan peneliti untuk melengkapi persyaratan administrasi pada daerah yang akan digunakan untuk

penelitian. Surat izin penelitian yang dipersiapkan yaitu dari pihak institusi Institut Teknologi Nasional Yogyakarta (ITNY), kemudian diserahkan kepada Pemerintah Kecamatan Gemolong, Sragen.

2.1.2 Tahap Survei Pendahuluan (*Reconnaissance*)

Survei pendahuluan (*reconnaissance*) adalah tahapan pekerjaan lapangan untuk mengenali medan dan mengetahui keadaan lapangan, sehingga diperoleh gambaran geologi secara umum daerah penelitian. Tahap survei pendahuluan meliputi observasi lapangan dan interpretasi gambaran geologi secara umum. Observasi lapangan meliputi interpretasi peta topografi untuk mengetahui kondisi akses menuju daerah penelitian, pengecekan lokasi yang diperkirakan terdapat singkapan batuan, jejak struktur geologi dan hal lain yang bersifat penelitian awal. Observasi lapangan bertujuan untuk menentukan kelayakan suatu daerah untuk dipetakan. Setelah observasi lapangan selanjutnya dilakukan interpretasi kondisi geologi awal daerah penelitian meliputi kondisi geologi, geomorfologi, stratigrafi, dan struktur geologi dari data observasi. Hasil survei disajikan dalam bentuk peta dan naskah usulan skripsi, yang selanjutnya dikonsultasikan terhadap dosen pembimbing mengenai kelayakan daerah penelitian.

2.1.3 Ujian Usulan Skripsi

Tahap ini merupakan tahap presentasi laporan hasil penelitian pendahuluan atau usulan skripsi yang telah dilakukan untuk mempertanggungjawabkan hasil penelitian kepada Dosen Pembimbing dan Dosen Penguji sebelum melakukan pemetaan rinci.

2.2 Tahap Skripsi

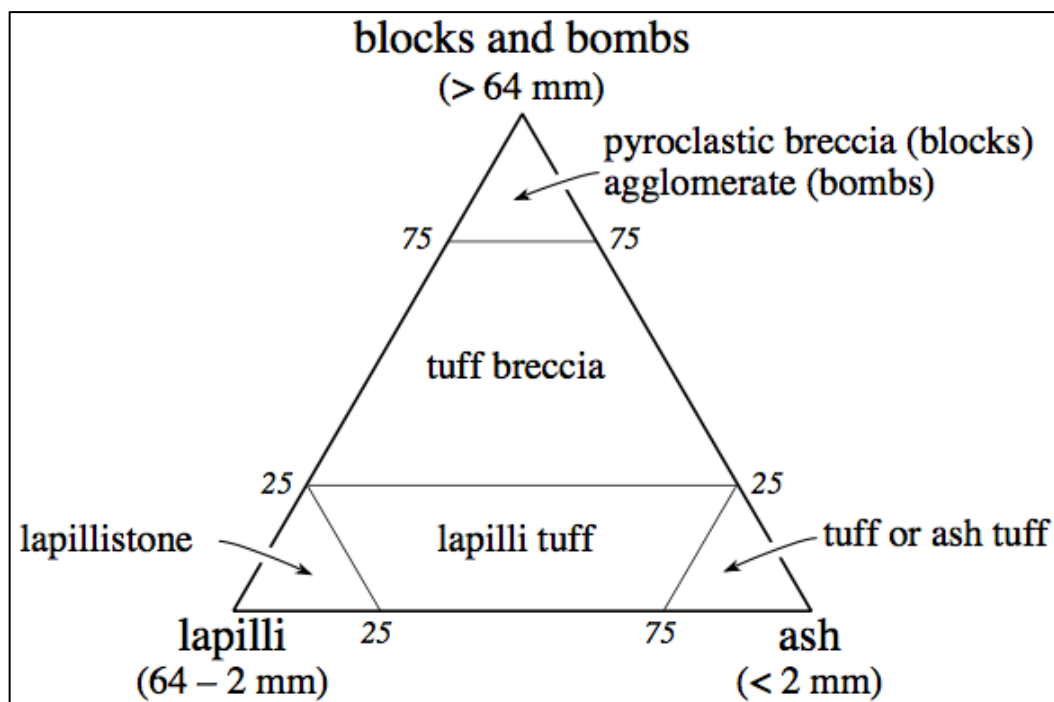
Tahap skripsi adalah tahap lanjutan dari tahap usulan skripsi, setelah mahasiswa dinyatakan lulus dari ujian usulan skripsi. Tahap skripsi berupa pemetaan geologi rinci, pekerjaan studio, pekerjaan laboratorium, *checking* lapangan, pemetaan ulang, dan studi khusus atau kerja praktik.

2.2.1 Pemetaan Rinci

Pemetaan rinci yaitu kegiatan pemetaan yang dilakukan secara sistematis mengikuti rencana lintasan pemetaan geologi yang bertujuan untuk melengkapi data berdasarkan evaluasi dari data survei awal, sehingga diperoleh data yang lebih rinci. Sebelum tahap pemetaan rinci dilakukan penentuan jalur lintasan pemetaan geologi. Dalam penentuan jalur lintasan kondisi litologi dari data survei awal atau data studi pustaka perlu diperhatikan. Lintasan dibuat dengan memperhatikan perlapisan batuan, lintasan diusahakan searah dengan *dip* yang bertujuan agar mendapatkan lebih banyak variasi litologi baik dari yang lebih tua ke muda atau sebaliknya agar memudahkan dalam pembuatan kolom stratigrafi. Rencana lintasan dalam pemetaan geologi diusahakan melewati singkapan batuan yang segar, seperti pada tebing atau alur sungai.

Penamaan batuan secara megaskopis mengacu pada beberapa klasifikasi yaitu pemerian batuan piroklastik menggunakan diagram *ternary* berdasarkan ukuran material (Fisher, 1966; dalam Le Maitre 2005) (Gambar 2.2), kemudian batuan sedimen silisiklastik didasarkan pada skala ukuran butir Wentworth (1922) dalam Boggs (2006) (Tabel 2.1), Pemerian batuan karbonat klastik pada klasifikasi Folk (1962; dalam Scholle dan Scholle, 2003) (Tabel 2.2).

Pengambilan contoh batuan dilakukan pada singkapan segar, tidak lapuk dan tidak teroksidasi, sehingga dapat mewakili tiap litologi di lapangan dan layak untuk dianalisis lebih lanjut di laboratorium yang berupa analisis petrologi dan analisis paleontologi. Analisis petrologi digunakan untuk mengetahui mineralogi batuan, tekstur batuan, serta interpretasi petrogenesa batuan. Analisis paleontologi dapat digunakan untuk mengetahui umur relatif batuan dan lingkungan pengendapan batuan. Data yang lebih rinci dapat memudahkan untuk menginterpretasi kondisi geologi pada daerah penelitian maupun diskusi dengan dosen pembimbing.



Gambar 2.2. Diagram ternary untuk klasifikasi batuan piroklastik berdasarkan ukuran material (Fisher, 1966 dalam Le Maitre, 2005)

Tabel 2.1. Skala ukuran butir untuk sedimen (Udden-Wenworth, 1922 dalam Boggs, 2009)

	U.S. standard sieve mesh	Millimeters	Phi (ϕ) units	Wentworth size class
GRAVEL		4096	-12	
		1024	-10	Boulder
		256	-8	
		64	-6	Cobble
		16	-4	
	5	4	-2	
	6	3.36	-1.75	
	7	2.83	-1.5	Granule
	8	2.38	-1.25	
	10	2.00	-1.0	
SAND	12	1.68	-0.75	
	14	1.41	-0.5	Very coarse sand
	16	1.19	-0.25	
	18	1.00	0.0	
	20	0.84	0.25	
	25	0.71	0.5	Coarse sand
	30	0.59	0.75	
	35	0.50	1.0	
	40	0.42	1.25	
	45	0.35	1.5	Medium sand
MUD	50	0.30	1.75	
	60	0.25	2.0	
	70	0.210	2.25	
	80	0.177	2.5	Fine sand
	100	0.149	2.75	
	120	0.125	3.0	
	140	0.105	3.25	
	170	0.088	3.5	Very fine sand
	200	0.074	3.75	
	230	0.0625	4.0	
SILT	270	0.053	4.25	
	325	0.044	4.5	Coarse silt
		0.037	4.75	
		0.031	5.0	
		0.0156	6.0	Medium silt
		0.0078	7.0	Fine silt
		0.0039	8.0	Very fine silt
		0.0020	9.0	
		0.00098	10.0	
		0.00049	11.0	
CLAY		0.00024	12.0	
		0.00012	13.0	
		0.00006	14.0	
				Clay

Tabel 2.2. Klasifikasi penamaan batuan karbonat berdasarkan ukuran butir dan ukuran kristal penyusun batuan karbonat (Folk, 1962; dalam Scholl dan Scholle, 2003)

	Transported Constituents	Authigenic Constituents	
64 mm	Very coarse calcirudite	Extremely coarsely crystalline	4 mm
16 mm	Coarse calcirudite		
4 mm	Medium calcirudite	Very coarsely crystalline	1 mm
1 mm	Fine calcirudite		
0.5 mm	Coarse calcarenite	Coarsely crystalline	0.25 mm
0.25 mm	Medium calcarenite		
0.125 mm	Fine calcarenite	Medium crystalline	0.062 mm
0.062 mm	Very fine calcarenite		
0.031 mm	Coarse calcilutite	Finely crystalline	0.016 mm
0.016 mm	Medium calcilutite		
0.008 mm	Fine calcilutite	Very finely crystalline	0.004 mm
	Very fine calcilutite		
		Aphanocrystalline	

2.2.2 Pekerjaan Studio

Pekerjaan studio adalah kegiatan pengolahan data primer dan data sekunder. Pada tahap pekerjaan studio dilakukan analisis data geomorfologi, analisis data stratigrafi, dan analisis data struktur geologi. Analisis geomorfologi digunakan untuk pembagian satuan geomorfologi, Kemudian analisis stratigrafi digunakan untuk mengetahui variasi litologi dan kontak antar satuan batuan. Analisis struktur geologi digunakan untuk mengetahui struktur geologi yang berkembang pada lokasi penelitian.

2.2.2.1 Analisis Geomorfologi

Morfologi didefinisikan sebagai hasil interaksi antara proses endogen dan eksogen (Thornbury, 1969). Proses endogen proses geologi yang bersifat konstruktif, berupa proses pengangkatan, perlipatan dan pematihan. Proses eksogen adalah proses geologi yang bersifat destruktif, berupa proses pelapukan, pelarutan dan erosional.

Analisis geomorfologi merupakan analisis mengenai kondisi geomorfologi dari data lapangan dan analisis studio. Analisis geomorfologi menggunakan peta kontur, citra DEMNAS, dan pengamatan lapangan yang meliputi analisis kelurusan dan bentuk khusus (pola *dome*, tapal kuda, maupun morfologi bentukan struktural), pembagian satuan geomorfologi, penentuan pola pengaliran, proses geomorfologi dan stadia daerah. Analisis geomorfologi bertujuan untuk analisis kelurusan kontur, penentuan pola pengaliran, dan penentuan satuan geomorfologi menggunakan morfometri dan morfogenesis. Analisis tersebut digunakan untuk membagi satuan geomorfologi dalam pembuatan peta geomorfologi.

Dalam pembagian satuan geomorfologi digunakan aspek morfometri dan morfogenesis. Morfometri adalah pembagian relief geomorfologi berdasarkan kelerengan dan beda tinggi dengan pendekatan klasifikasi relief berdasarkan kelerengan dan beda tinggi (van Zuidam dan van Zuidam–Cancelado, 1979) (Tabel 2.3). Morfogenesis adalah pembagian satuan geomorfologi yang mengacu pada bentukan asal lahan berdasarkan faktor pengontrol utama dari proses geologi menggunakan tabel klasifikasi bentukan asal berdasarkan genesis bentukan morfologi (van Zuidam, 1983) (Tabel 2.4).

Penamaan satuan geomorfologi tersusun atas tiga suku kata yang menunjukkan morfometri, morfogenesis, dan nama geografis. Morfometri menunjukkan relief daerah, morfogenesis menunjukkan penamaan bentuk muka bumi, dan nama geografis menunjukkan lokasi daerah penelitian.

Tabel 2.3. Klasifikasi relief berdasarkan kelerengan dan beda tinggi (van Zuidam dan van Zuidam - Cancelado, 1979)

No	Relief	Kelerengan (%)	Beda Tinggi (m)
1	Topografi dataran	0 – 2	< 5
2	Topografi bergelombang lemah	3 – 7	5 – 50
3	Topografi bergelombang lemah-kuat	8 – 13	25 – 75
4	Topografi bergelombang kuat- perbukitan	14 – 20	50– 200
5	Topografi perbukitan –tersayat kuat	21 – 55	200– 500
6	Topografi tersayat kuat- pegunungan	56 – 140	500– 1000
7	Topografi pegunungan	> 140	> 1000

Tabel 2.4. Klasifikasi bentukan asal berdasarkan genesa dan contoh pewarnaan (van Zuidam, 1983).

No	Genesa	Pewarnaan
1	Denudasional (D)	Coklat
2	Struktural (S)	Ungu
3	Vulkanik (V)	Merah
4	<i>Fluvial</i> (F)	Biru muda
5	<i>Marine</i> (M)	Biru tua
6	<i>Karst</i> (K)	Orange
7	<i>Glacial</i> (G)	Biru muda
8	<i>Eolian</i> (E)	Kuning

Klasifikasi unit geomorfologi pada penelitian ini menggunakan tiga klasifikasi bentukan asal berdasarkan genesa menurut van Zuidam (1983). Klasifikasi unit geomorfologi bentuk lahan asal denudasional (Tabel 2.5), bentuk lahan asal fluvial (Tabel 2.6).

Tabel 2.5. Klasifikasi unit geomorfologi bentuk lahan asal denudasional (van Zuidam, 1983).

Kode	Unit	Karakteristik Umum
D1	<i>Denudational slopes and hills</i>	Lereng landai-curam menengah (topografi bergelombang kuat), tersayat lemah-menengah.
D2	<i>Denudational slopes and hills</i>	Lereng curam menengah-curam (topografi ber-gelombang kuat-berbukit), tersayat menengah tajam.

Lanjutan Tabel 2.5

D3	<i>Denudational hills and mountain</i>	Lereng berbukit curam-sangat curam hingga topografi pegunungan, tersayat menengah tajam.
D4	<i>Residual hills</i>	Lereng berbukit curam-sangat curam, tersayat menengah. <i>Monadnocks</i> : memanjang, curam, bentukan yang tidak teratur.
D5	<i>Panepains</i>	Hampir datar, topografi bergelombang kuat, tersayat lemah-menengah.
D6	<i>Upwarped paneplains plateau</i>	Hampir datar, topografi bergelombang kuat, tersayat lemah-menengah.
D7	<i>Footslopes</i>	Lereng relatif pendek, mendekati horisontal hingga landai, hampir datar, topografi bergelombang normal-tersayat lemah
D8	<i>Piedmonts</i>	Lereng landai menengah, topografi bergelombang kuat pada kaki atau perbukitan dan zona pegunungan yang terangkat, tersayat menengah.
D9	<i>Scarps</i>	Lereng curam-sangat curam, tersayat lemah-menengah.
D10	<i>Scree slopes and fans</i>	Landai-curam, tersayat lemah-menengah

Lanjutan Tabel 2.5

D11	<i>Area with several mass movement</i>	Tidak teratur, lereng menengah curam, topografi bergelombang-berbukit, tersayat menengah (<i>slides, slump, and flows</i>).
D12	<i>Badlands</i>	Topografi dengan lereng curam-sangat curam, tersayat menengah (<i>knife-edged, round crested and castellite types</i>).

Tabel 2.6. Klasifikasi unit geomorfologi bentuk lahan asal fluvial (van Zuidam, 1983).

Kode	Unit	Karakteristik Umum
F1	<i>Rivers beds</i>	Hampir datar, topografi teratur dengan garis batas permukaan air yang bervariasi mengalami erosi dan bagian yang terakumulasi.
F2	<i>Lakes</i>	Tubuh air.
F3	<i>Flood plains</i>	Hampir datar, topografi tidak teratur, banjir musiman.
F4	<i>Fluvial levees, alluvial ridges and point bar</i>	Topografi dengan lereng landai, berhubungan erat dengan peninggian dasar oleh akumulasi fluvial.
F5	<i>Swamps, fluvial basin</i>	Topografi landai-hampir landai (<i>swamps, tree vege-tation</i>)

Lanjutan Tabel 2.6

F6	<i>Fluvial terraces</i>	Topografi dengan lereng hampir datar-landai, tersayat lemah-menengah.
F7	<i>Active alluvial fans</i>	Lereng landai-curam menengah, biasanya banjir dan berhubungan dengan peninggian dasar oleh akumulasi fluvial.
F8	<i>Inactive alluvial fans</i>	Lereng curam-landai menengah, jarang banjir dan pada umumnya tersayat lemah-menengah.
F9	<i>Fluvial-deltaic</i>	Topografi datar tidak teratur lemah, oleh karena banjir dan peninggian dasar oleh fluvial, dan pengaruh <i>marine</i> .

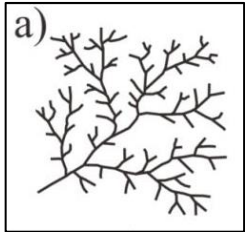
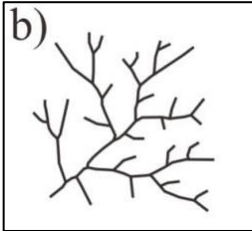
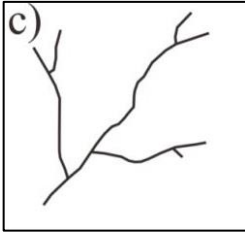
Penentuan pola pengaliran pada daerah penelitian ditentukan berdasarkan klasifikasi Howard (1967; dalam Thornbury, 1969). Menurut Thornbury (1969), pola pengaliran adalah suatu pola dalam kesatuan ruang yang merupakan hasil penggabungan dari beberapa individu sungai yang saling berhubungan dalam satu pola dalam kesatuan ruang. Menurut Howard (1967) pola pengaliran adalah rangkaian bentuk aliran sungai pada daerah lemah dengan tingkat erosi yang aktif tempat air permukaan mengalir dan berkumpul.

Analisa pola pengaliran dapat digunakan untuk penentuan kriteria dalam pengenalan fenomena geologi, hidrologi dan geomorfologi pada daerah penelitian. Hal ini dikarenakan pola pengaliran merupakan hasil pengaruh banyak faktor terhadap aliran air di permukaan bumi. Faktor tersebut antara lain litologi, struktur

geologi, karakter batuan, resistensi batuan, permeabilitas batuan atau kombinasi dari beberapa faktor tersebut.

Pola pengaliran memiliki tekstur pola pengaliran yang bermacam - macam. Tekstur pola pengaliran tersebut dibagi menjadi tiga tekstur pola pengaliran berdasarkan dari tingkat kerapatan sungai pada orde pertama. Analisa tekstur pola pengaliran ini dapat dilakukan pada peta dengan skala 1:20.000 (Tabel 2.7).

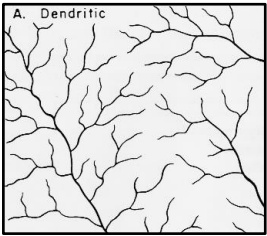
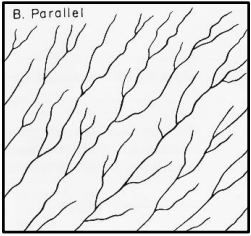
Tabel 2.7. Tekstur pola pengaliran

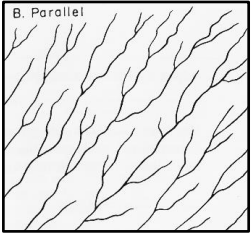
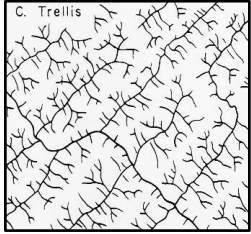
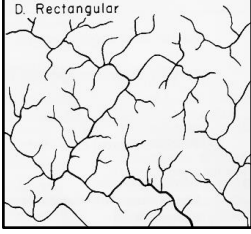
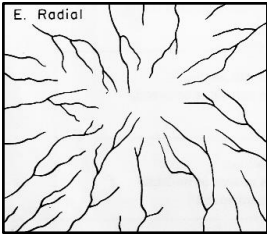
Pola Aliran Dasar	Karakteristik
	<p>Tekstur halus adalah suatu pola pengaliran yang memiliki jarak antar sungai kurang dari 0,25 inci. Tekstur halus mencirikan aliran air permukaan yang besar dengan batuan dasar kedap air dan permeabilitas tanah yang kecil.</p>
	<p>Tekstur sedang adalah pola pengaliran dengan jarak antar sungai antara 0,25 – 2 inci yang menunjukkan aliran permukaan yang sedang jika dibandingkan dengan tekstur halus. Tekstur tanahnya sedang, tidak halus dan tidak kasar dengan kandungan material campuran.</p>
	<p>Tekstur kasar adalah pola pengaliran dengan jarak antar sungai lebih dari 2 inci dan mengandung air yang relatif sedikit. Tekstur</p>

	kasar menunjukkan batuan dasar yang lebih resisten, tanah yang kasar dan permeabel.
--	---

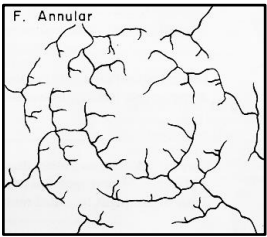
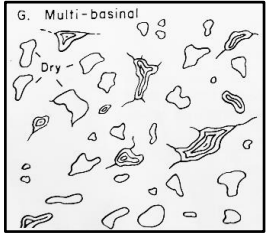
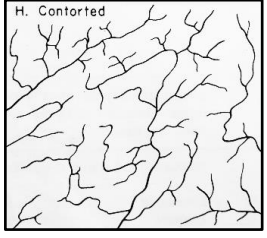
Perkembangan dari pola pengaliran dapat dipengaruhi beberapa faktor antara lain kemiringan lereng, perbedaan resistensi batuan, proses vulkanisme dan sejarah serta stadia geomorfologi dari cekungan pola aliran (drainage basin). Penentuan pola pengaliran pada daerah penelitian ditentukan berdasarkan klasifikasi Howard (1967; dalam Thornbury, 1969) dibagi menjadi jenis pola aliran dasar dan jenis pola aliran ubahan. Jenis pola aliran dasar (Tabel 2.8), ubahan dari pola pengaliran dendritik, ubahan dari pola pengaliran paralel, ubahan dari pola pengaliran trellis, ubahan dari pola pengaliran rectangular, ubahan dari pola pengaliran radial, dan pola pengaliran baru.

Tabel 2.8. Jenis pola aliran dasar Howard (1967; dalam Thornbury, 1969)

Pola Aliran Dasar	Karakteristik
	<p>Pola aliran ini berbentuk seperti cabang-cabang pohon, dimana cabang-cabang sungai tersebut berhubungan dengan induk sungai membentuk sudut-sudut yang runcing. Pada umumnya terdapat pada batuan yang homogen dengan sedikit atau tanpa adanya pengendalian oleh struktur.</p>
	<p>Pola aliran yang mempunyai arah relatif sejajar, mengalir pada daerah kemiringan lereng sedang sampai curam, dapat pula pada daerah dengan morfologi yang paralel dan memanjang. Pola aliran</p>

	<p>ini mempunyai kecenderungan untuk berkembang ke arah pola <i>dendritic</i> ataupun <i>trellis</i>. Contohnya pada lereng-lereng gunungapi atau sayap antiklin.</p>
 <p>B. Parallel</p>	<p>Pola aliran yang mempunyai arah relatif sejajar, mengalir pada daerah kemiringan lereng sedang sampai curam, dapat pula pada daerah dengan morfologi yang paralel dan memanjang. Pola aliran ini mempunyai kecenderungan untuk berkembang ke arah pola <i>dendritic</i> ataupun <i>trellis</i>. Contohnya pada lereng-lereng gunungapi atau sayap antiklin.</p>
 <p>C. Trellis</p>	<p>Pola aliran ini menyerupai bentuk tangga, dimana cabang-cabang sungai membentuk sudut siku-siku dengan sungai utama, mencirikan daerah lipatan dan kekar.</p>
 <p>D. Rectangular</p>	<p>Pola aliran ini dibentuk oleh percabangan sungai-sungai yang membentuk sudut siku-siku, lebih banyak dikontrol oleh faktor kekar dan sesar.</p>
 <p>E. Radial</p>	<p>Pola aliran ini dicirikan oleh suatu jaringan yang memancar keluar dari satu titik pusat, pada umumnya mencirikan suatu kubah atau daerah gunungapi.</p>

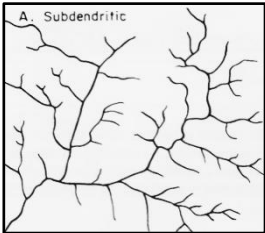
Lanjutan Tabel 2.8

 <p>F. Annular</p>	<p>Pola aliran ini berbentuk melingkar mengikuti batuan lunak suatu kubah yang tererosi pada bagian puncaknya atau struktur <i>basin</i> atau juga suatu intrusi <i>stock</i>.</p>
 <p>G. Multi-basinal</p>	<p>Pola aliran ini terbentuk oleh banyaknya cekungan-cekungan kecil dan biasanya dapat mencirikan daerah topografi karst.</p>
 <p>H. Contorted</p>	<p>Pola aliran ini bentuknya tidak beraturan, pada umumnya berkembang pada daerah yang memiliki litologi batuan metamorf, batuan beku, atau pada batuan berlapis yang mempunyai resistensi sama.</p>

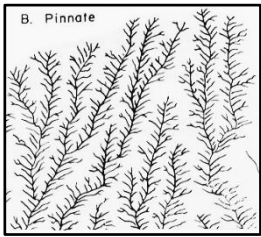
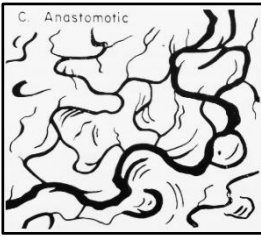
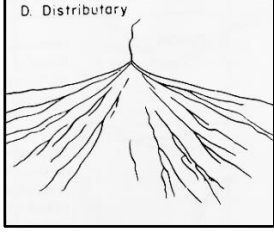
Pola pengaliran modifikasi atau pola pengaliran ubahan adalah ubahan dari pola pengaliran dasar yang sudah ada sebelumnya, namun masih memperlihatkan ciri - ciri dari pola pengaliran dasar. Hubungan pola pengaliran dasar dengan pola pengaliran ubahan sangat erat kaitannya dengan jenis batuan dan struktur geologi pada suatu daerah. Menurut Howard (1967; dalam Thornbury 1969) pembagian klasifikasi pola pengaliran ubahan dibagi menjadi enam pola pengaliran ubahan. Pola pengaliran ubahan tersebut yaitu ubahan pola pengaliran dendritik, ubahan pola pengaliran paralel, ubahan dari pola pengaliran trellis, ubahan dari pola pengaliran rektanguler, ubahan dari pola pengaliran radial dan pola pengaliran baru

1. Ubahan pola pengaliran dendritik menurut Howard (1967; dalam Thornbury 1969) (Tabel 2.9) antara lain :
 - a. *Subdendritic*, yaitu ubahan pola pengaliran dendritik hasil pengaruh ekspresi topografi dan struktur geologi yang berkembang pada suatu daerah. Sehingga membentuk pola dendritik yang memiliki cabang yang lebih banyak.
 - b. *Pinnate*, yaitu pola pengaliran ubahan yang rapat pada daerah yang sudah tererosi lanjut, tanpa adanya kontrol struktur geologi. Pola pengaliran ini umumnya berkembang pada daerah landai dengan litologi yang memiliki tekstur butiran yang halus (batupasir halus, batulanau dan batulempung).
 - c. *Anastomatic*, yaitu pola pengaliran ubahan yang berkembang pada daerah yang mengalami pasang surut. Daerah dengan pola pengaliran *anastomatic* adalah daerah dataran banjir, delta, dan rawa – rawa.
 - d. *Distributary*, yaitu pola pengaliran dengan bentuk menyerupai kipas yang dicirikan dengan terdapatnya kipas aluvial dan delta sungai pada pola pengaliran tersebut.

Tabel 2.9. Ubahan pola aliran dendritik (Howard, 1967; dalam Thornbury, 1969)

Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
 <p>A. Subdendritic</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik yang sudah mulai berkembang proses-proses struktur.</p>

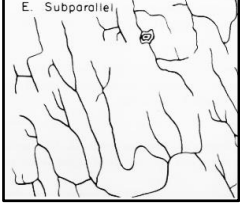
Lanjutan Tabel 2.9

 <p>B. Pinnate</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik, pada umumnya berkembang pada batuan bertekstur halus dengan material yang mudah tererosi.</p>
 <p>C. Anastomatic</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik, pada umumnya berkembang pada lingkungan <i>floodplains</i>, <i>deltaic</i>, dan <i>tidal marshes</i>.</p>
 <p>D. Distributary</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik, pada umumnya berkembang pada lingkungan <i>alluvial fans</i> dan <i>deltaic</i>.</p>

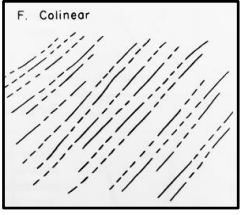
2. Ubahan pola pengaliran paralel (Tabel 2.10)

- a. Subparalel, yaitu pola pengaliran yang dikontrol oleh lereng, litologi, dan struktur geologi dengan lapisan batuan yang relatif seragam resistensinya.
- b. *Coliniar*, yaitu pola pengaliran yang memiliki aliran lurus yang selang seling muncul dan tidak, memanjang di antara punggung bukit.

Tabel 2.10. Ubahan pola aliran paralel (Howard, 1967; dalam Thornbury, 1969)

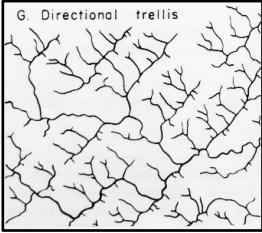
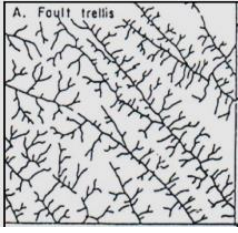
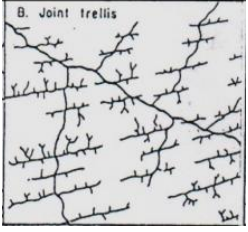
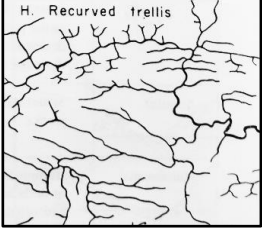
Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
 <p>E. Subparallel</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik, pada umumnya berkembang pada morfologi dengan kemiringan menengah.</p>

Lanjutan Tabel 2.10

 <p>F. Colinear</p>	<p>Pola aliran ini relatif sejajar berbentuk kelurusan aliran yang muncul dan tenggelam pada pematang pasir.</p>
--	--

3. Ubahan pola pengaliran *trellis* (Tabel 2.11)
 - a. *Directional trellis*, yaitu pola aliran sungai pada daerah dengan kondisi geologi struktural berupa homoklin, yang memiliki tingkat ketererangan yang relatif landai dengan ciri-ciri anak sungainya lebih panjang dari sungai utama.
 - b. *Fault trellis*, yaitu pola pengaliran sungai dengan ciri-ciri kelurusan sugai-sugai besar yang dianggap sebagai kelurusan sesar dan mengindikasikan keberadaan kenampakan geologi struktural berupa *graben* dan *horst* secara bergantian.
 - c. *Joint trellis*, yaitu pola pengaliran sungai yang berdasar pada pola aliran dasar *trellis* yang terganggu struktur geologi berupa kekar (*joint*). Kontrol struktur berupa kekar (*joint*) tersebut ditandai oleh adanya aliran anak sungai yang relatif pendek, lurus dan sejajar satu dengan lainnya pada daerah tersebut.
 - d. *Recurved trellis*, yaitu pola pengaliran sungai yang berkembang pada daerah yang mengalami penunjaman lipatan (*fold*).

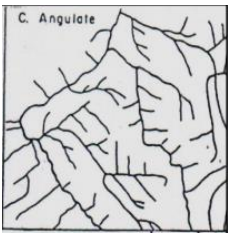
Tabel 2.11. Pola pengaliran ubahan pola aliran *trellis* (Howard, 1967; dalam Thornbury, 1969)

Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
 <p>G. Directional trellis</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola pengaliran <i>trellis</i>, pada umumnya pola aliran ini berkembang pada morfologi homoklin.</p>
 <p>A. Fault trellis</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran <i>trellis</i>. Kelurusan sungai – sungai besar sebagai kelurusan sesar, menunjukkan graben dan horst secara bergantian.</p>
 <p>B. Joint trellis</p>	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran <i>trellis</i>. Kontrol strukturnya adalah kekar, ditandai oleh aliran sungai yang pendek – pendek, lurus, dan sejajar.</p>
 <p>H. Recurved trellis</p>	<p>Pola aliran <i>recurved trellis</i> merupakan pola ubahan dari pola aliran <i>trellis</i>, pada umumnya pola aliran ini berkembang pada daerah dengan struktur geologi berupa penunjaman lipatan.</p>

4. Ubahan pola pengaliran *rectangular* (Tabel 2.12)

- a. *Angulate*, yaitu kelokan sungai akibat sesar. Pola aliran ini dicirikan dengan kelurusan anak sungai akibat kekar pada litologi berbutir kasar (breksi dan konglomerat) dengan kedudukan horisontal..

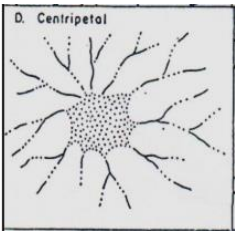
Tabel 2.12. Ubahan pola aliran *rectangular* (Howard, 1967; dalam Thornbury,1969)

Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
	<p>Pola aliran <i>angulate ini</i> merupakan pola ubahan dari pola aliran <i>rectangular</i>. dicirikan dengan kelokan tajam dari sungai akibat sesar, kelurusan anak sungai akibat kekar, pada litologi berbutir kasar, Biasanya <i>angulate</i> dan <i>rectangular</i> terdapat bersama dalam satu daerah.</p>

5. Ubahan pola pengaliran *radial* (Tabel 2.13)

- a. *Centripetal*, yaitu pola pengaliran yang berhubungan dengan kawah, kaldera, dolina atau uvala. Pola pengaliran *centripetal* yang bergabung dinamakan *multicentripetal*.

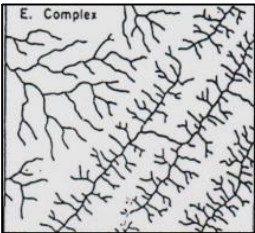
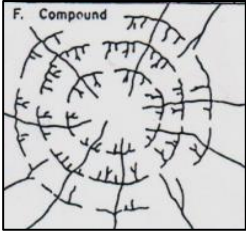
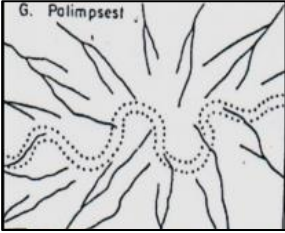
Tabel 2.13. Ubahan pola aliran radial (Howard, 1967; dalam Thornbury, 1969)

Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
	<p>Pola aliran ini merupakan pola ubahan dari pola aliran radial. Pola ini berhubungan dengan kawah, kaldera, dolena besar atau uvala, beberapa pola <i>centripetal</i> yang bergabung menjadi <i>multicentripetal</i>.</p>

6. Penggabungan dari beberapa pola pengaliran dasar dan perkembangan pola baru (Tabel 2.14)

- a. *Complex*, yaitu pola pengaliran sungai yang memiliki kontrol struktur, topografi, dan litologi yang dominan. Pada umumnya pola pengaliran ini terdapat di daerah *mélange*.
- b. *Compound*, yaitu kombinasi pola pengaliran sungai *radial* dan pola pengaliran sungai *anular* yang merupakan ciri-ciri dari daerah yang memiliki sifat kubah.
- c. *Palimpsest*, yaitu pola pengaliran sungai yang berada pada daerah yang mengalami pengangkatan yang baru. Artinya daerah tersebut memiliki kontrol tektonik yang aktif.

Tabel 2.14. Ubahan pola aliran *radial* (Howard, 1967; dalam Thornbury, 1969)

Pola Aliran Ubahan	Karakteristik
	<p>Ada lebih dari satu pola dasar yang bergabung dalam satu daerah. Kontrol struktur, topografi dan litologi sangat dominan, terdapat di daerah “<i>Melange</i>”.</p>
	<p>Terdiri dari dua pola kontemporer. Kombinasi pola radial dan anular yang merupakan sifat kubah.</p>
	<p>Sungai tua atau pola tua yang sudah ditinggalkan dan membentuk pola baru. Merupakan daerah pengangkatan baru.</p>

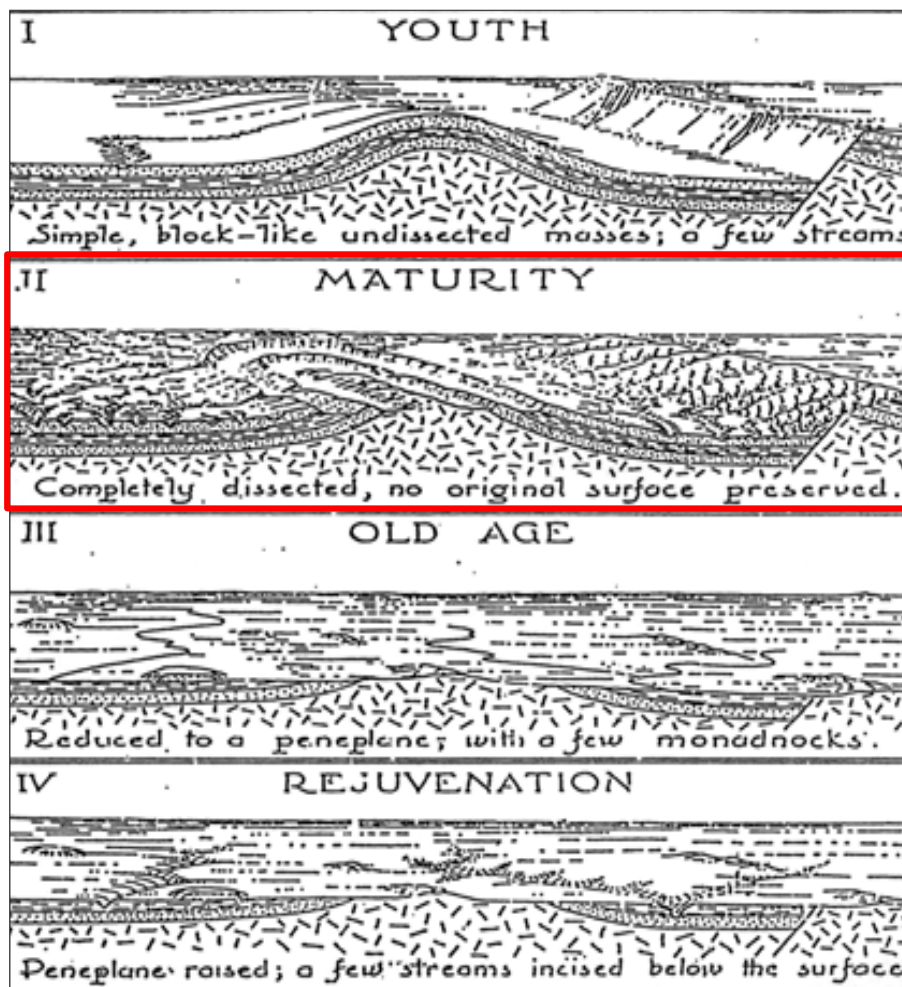
Stadia/ tingkatan bentang alam dinyatakan untuk mengetahui seberapa jauh tingkat perubahan yang telah terjadi pada bentang alam saat ini. Tingkatan dalam geomorfologi ditandai oleh sifat-sifat tertentu yang spesifik, bukan ditentukan oleh umur bentang alam. Penentuan stadia geomorfologi suatu daerah memperhatikan berbagai aspek seperti proses pelarutan, proses denudasional dan stadia sungai yang telah terbentuk.

Penentuan stadia daerah digunakan untuk mengetahui proses-proses geologi yang telah berlangsung pada suatu daerah. Proses geologi yang terjadi dapat berupa proses endogen (tenaga dari dalam bumi) dan proses eksogen (tenaga dari luar bumi). Proses endogen dapat berupa sesar, lipatan, intrusi dan magmatisme, sedangkan proses eksogen dapat berupa erosi, pelapukan dan transportasi. Stadia suatu daerah dipengaruhi oleh litologi, struktur geologi dan proses geologi. Perkembangan suatu stadia daerah menunjukkan seberapa jauh perubahan morfologi dibanding dengan morfologi aslinya.

Menurut Lobeck (1939), stadia daerah dibagi berdasarkan ciri-cirinya menjadi tiga yaitu stadia muda (*youth*), stadia dewasa (*maturity*) dan stadia tua (*old age*), selanjutnya dapat terulang dengan proses peremajaan (*rejuvenation*) (Gambar 2.3).

- a. Stadia muda (*Youth*), adalah daerah dengan kondisi orisinil yang belum mengalami proses deformasi, dicirikan oleh dataran dengan lereng sungai relatif curam dengan erosi vertikal yang lebih dominan membentuk lembah berbentuk “V”, dengan gradien sungai besar, arus sungai deras dan umumnya dijumpai air terjun atau danau.

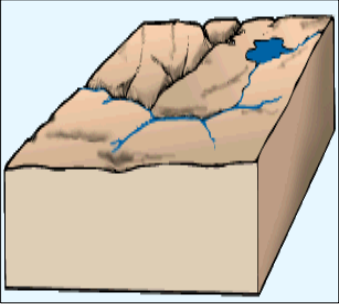
- b. Stadia dewasa (*Maturity*), dicirikan oleh lembah sungai yang lebih besar dan lebih dalam dari stadia muda, reliefnya relatif lebih curam, gradien sungai relatif sedang, aliran sungai berkelok-kelok dengan *meander*, erosi vertikal relatif sama dengan erosi lateral membentuk lembah relatif berbentuk “U”.
- c. Stadia tua (*Old Age*), dicirikan dengan permukaan relatif datar dengan aliran sungai tidak berpola, sungai berkelok-kelok menghasilkan endapan di pinggiran sungai, membentuk delta, danau tapal kuda, arus sungai lemah dan litologi relatif seragam.

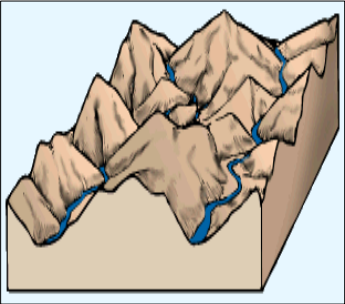


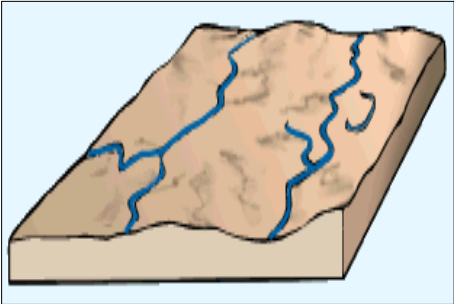
Gambar 2.3. Stadia daerah menurut Lobeck (1939)

Menurut Thornbury (1969) tingkat stadia sungai dapat dibagi menjadi tiga stadia seperti yang terdapat dalam Tabel 2.15.

Tabel 2.15 Tingkat stadia sungai menurut Thornbury (1969)

<p style="text-align: center;">Stadia Muda</p> 	<p>Karakteristik :</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Anak sungai dan parit dalam jumlah banyak mengalir dan masuk ke dalam lembah. 2. Ada beberapa badan sungai konsekuen, tetapi merupakan anak sungai utama. 3. Lembah mempunyai profil berbentuk “V”, relatif dangkal-sangat dalam, tergantung ketinggian regional di atas muka air laut. 4. Umumnya tidak memiliki dataran banjir dan batas antar sungai susah untuk dipisahkan. 5. Danau dan rawa mungkin ada pada bekas sungai musiman yang kering, jika ketinggian air sungai tidak terlalu tinggi dibandingkan batas ketinggian air tanah.
---	--

	<p>6. Danau dan rawa mungkin ada pada bekas sungai musiman yang kering, jika ketinggian air sungai tidak terlalu tinggi dibandingkan batas ketinggian air tanah.</p> <p>7. Kemungkinan muncul air terjun, biasanya pada litologi yang lebih resisten.</p>
<p style="text-align: center;">Stadia Dewasa</p> 	<p>Karakteristik :</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Lembah semakin luas, sehingga sungai secara regional mempunyai aliran sungai sendiri. 2. Litologi pada dasar dan tebing sungai mungkin muncul akibat erosi oleh arus sungai. 3. Batas penyebaran sungai jelas dan cabang sungai tidak terlalu banyak. 4. Dataran banjir terbentuk sepanjang sungai utama dan bahkan akan membentuk lantai lembah. 5. Kelokan sungai muncul lebih intensif daripada stadia muda

	<ol style="list-style-type: none"> 6. Kelokan sungai muncul lebih intensif daripada stadia muda 7. Luas dataran lembah tidak lebih besar dibanding luas dari sabuk kelokan sungai. 8. Relief atau topografi tertinggi kemungkinan akan muncul pada stadia ini.
<p style="text-align: center;">Stadia Tua</p> 	<p>Karakteristik :</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Anak sungai lebih banyak dibandingkan dengan stadia dewasa. 2. Lembah sungai dan dataran serta lembah sungai lebih luas dibandingkan kelokan sungai. 3. Sungai musiman tidak terlihat dan batas antar sungai tidak sejelas pada stadia dewasa. 4. Danau dan rawa mungkin muncul namun tidak sama jenisnya seperti pada stadia muda. 5. Kelokan sungai menjadi kelokan beranyam dan tinggi muka air sungai sama dengan tinggi tingkat erosi.

Urutan proses stadia dari stadia muda sampai stadia tua dapat berulang kembali menjadi stadia muda kembali apabila terjadi proses peremajaan ulang (*rejuvenation*) pada suatu bentang alam. Proses tersebut terbentuk apabila suatu daerah yang sudah mengalami stadia tua terjadi proses epirogenesis atau orogenesis yang menyebabkan daerah tersebut terangkat kembali. Hasil dari proses tersebut akan membuat daerah tersayat atau tertoreh lagi oleh proses eksogenik yang menghasilkan pembentukan sungai–sungai baru. Stadia peremajaan ulang dicirikan dengan daerah dengan topografi datar sampai bergelombang lemah karena tingkat pelapukan yang sangat intensif yang berjalan sangat lama, sehingga kenampakan morfologi menjadi sangat landai. Kenampakan stadia sungai juga sangat lebar dengan dominasi erosi lateral dan erosi vertikal tidak ada dengan arus yang sangat kuat didalamnya.

2.2.2.2 Analisis Stratigrafi

Stratigrafi dalam arti luas merupakan ilmu yang membahas aturan, hubungan dan genesa batuan berdasarkan pada ruang dan waktu. Stratigrafi dalam geologi adalah ilmu pemerian batuan menurut Sandi Stratigrafi Indonesia (Anonim, 2018). Analisis stratigrafi adalah analisis hubungan antar batuan berdasarkan ruang dan waktu menurut Sandi Stratigrafi Indonesia 1996. Tujuannya untuk mengetahui ketebalan dan kontak antar batuan pada suatu daerah penelitian.

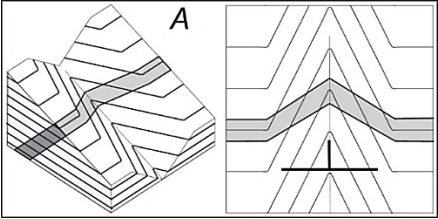
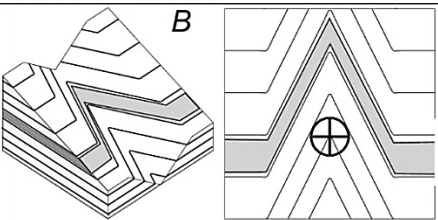
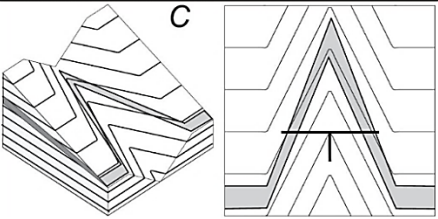
Pembuatan stratigrafi pada daerah penelitian mengacu kepada metode litostratigrafi dari hasil pemetaan geologi dan pembuatan penampang geologi. Metode litostratigrafi berupa pengelompokan satuan batuan berdasarkan pada ciri fisik litologi, kombinasi jenis batuan dan gejala lain di lapangan serta mengacu

kepada peneliti terdahulu. Pengelompokan satuan batuan mengacu pada litostratigrafi tidak resmi, yaitu penamaan satuan batuan berdasarkan litologi dominan yang diikuti dengan nama formasi.

Penarikan batas satuan batuan dilakukan dengan cara interpolasi dan ekstrapolasi. Interpolasi adalah metode penarikan batas satuan batuan berdasarkan kuantitas litologi pada lokasi pengamatan di lapangan. Ekstrapolasi adalah metode penarikan batas satuan batuan dengan menumpang susunkan (*overlay*) peta spasial seperti peta topografi dengan citra DEMNAS (Anonim, 2018). Penarikan batas satuan batuan memperhatikan keadaan dan karakteristik singkapan dengan pertimbangan logika, teori dan konsep geologi yang sesuai dengan daerah penelitian. Penentuan batas satuan batuan yang tidak tegas dilakukan dengan pendekatan hukum “V” menurut Lisle (2004) (Tabel 2.16).

Hukum “V” adalah hukum yang digunakan untuk mengetahui pola persebaran singkapan batuan berdasarkan pola kontur topografi dan kemiringan batuan. Hukum “V” dapat memudahkan untuk interpretasi persebaran batuan. Hukum “V” menggunakan hubungan antara kemiringan lapisan batuan (*dip*) dengan relief pola kontur topografi yang menghasilkan suatu pola lapisan batuan. Lapisan batuan dengan kemiringan 0° - 5° akan memiliki persebaran yang relatif datar sesuai pola kontur topografi. Sedangkan lapisan batuan dengan kemiringan 60° - 90° akan memiliki persebaran relatif tegak mengikuti arah jurus lapisan batuan tanpa memperhatikan pola kontur topografinya.

Tabel 2.16. Hukum “V” yang menunjukkan hubungan kedudukan perlapisan batuan dengan morfologi (Lisle, 2004)

Ekspresi Hukum “V”	Keterangan
	<p>Lapisan dengan kemiringan yang berlawanan arah dengan arah <i>slope</i> akan membentuk pola singkapan berbentuk huruf “V” yang memotong lembah dimana pola penyebaran singkapannya berlawanan dengan arah <i>slope</i>.</p>
	<p>Lapisan horizontal akan membentuk pola penyebaran singkapan yang mengikuti pola garis kontur.</p>
	<p>Lapisan dengan kemiringan yang searah dengan arah <i>slope</i>, dimana besar kemiringan lapisan batuan lebih kecil daripada <i>slope</i>, maka pola penyebaran singkapannya akan membentuk huruf “V” yang berlawanan dengan arah <i>slope</i>.</p>

	<p>Lapisan dengan kemiringan yang searah dengan arah <i>slope</i>, dimana besarnya kemiringan lapisan batuan sama dengan besarnya <i>slope</i>, maka pola penyebaran singkapannya akan terpisah oleh lembah.</p>
	<p>Lapisan dengan kemiringan yang searah dengan arah <i>slope</i>, dimana kemiringan lapisan batuan lebih besar daripada <i>slope</i>, maka pola penyebaran singkapannya akan membentuk huruf “V” yang mengarah sama dengan arah <i>slope</i></p>
	<p>Lapisan tegak akan membentuk pola penyebaran singkapan berupa garis lurus, dimana pola penyebaran singkapannya tidak dipengaruhi oleh keadaan topografi</p>

2.2.2.3 Analisis Struktur Geologi

Analisis struktur geologi digunakan untuk mengetahui pola struktur yang berkembang pada lokasi penelitian. Struktur geologi ditentukan berdasarkan analisis citra DEMNAS (Anonim, 2018), analisis kelurusan topografi, pengamatan struktur geologi dan hasil analisis dari data–data pengukuran di lapangan. Dalam mempelajari struktur geologi yang berkembang pada daerah penelitian dan untuk

mencoba menerangkan proses serta mekanisme struktur pada daerah penelitian dilakukan pendekatan dengan model struktur.

Konsep tersebut menerangkan mengenai struktur geologi pada batuan sebagai akibat adanya gaya endogen yang disebabkan oleh tektonik atau pergerakan lempeng tektonik. Model ini pada dasarnya membagi struktur geologi menjadi beberapa orde, apabila gaya dari orde 1 kuat maka akan menghasilkan gaya kompresi untuk orde 2 dan orde 3 dengan kata lain akan menghasilkan turunan gaya, apabila gaya 1 lemah, maka hanya orde 1 saja yang akan terbentuk dan sebaliknya.

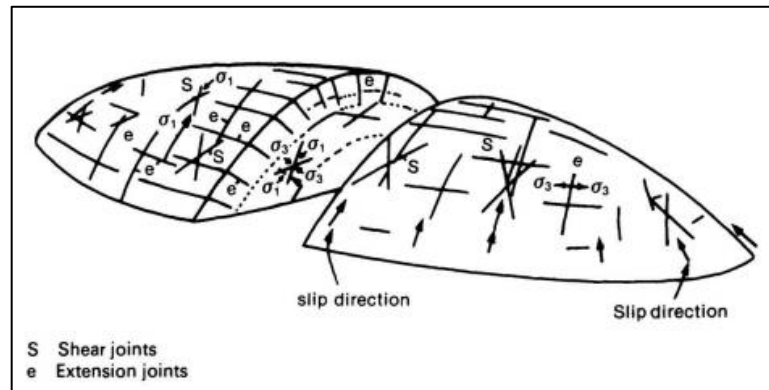
2.2.2.3.1 Kekar

Kekar (*joint*) adalah struktur geologi berupa rekahan dalam batuan yang belum mengalami pergeseran, kekar adalah kenampakan yang umum terdapat pada batuan dan bisa terbentuk pada setiap waktu. Pada batuan sedimen, kekar dapat terbentuk pada saat pengendapan atau setelah pengendapan, dalam batuan beku kekar dapat terbentuk akibat proses pendinginan batuan atau setelah proses pendinginan batuan. Dalam proses deformasi, kekar dapat terbentuk pada saat sebelum proses deformasi, mendekati akhir proses deformasi, atau bersamaan dengan proses deformasi seperti sesar atau lipatan. Kekar juga dapat terbentuk sebagai struktur penyerta dari struktur sesar atau lipatan yang diakibatkan oleh tektonik. Kekar berdasarkan cara terjadinya dapat di kelompokkan menjadi 3.

1. Kekar hasil proses pendinginan magma pada pembentukan batuan beku.
 - a. Kekar pada pendinginan lava
 - b. *Columnar Joint*

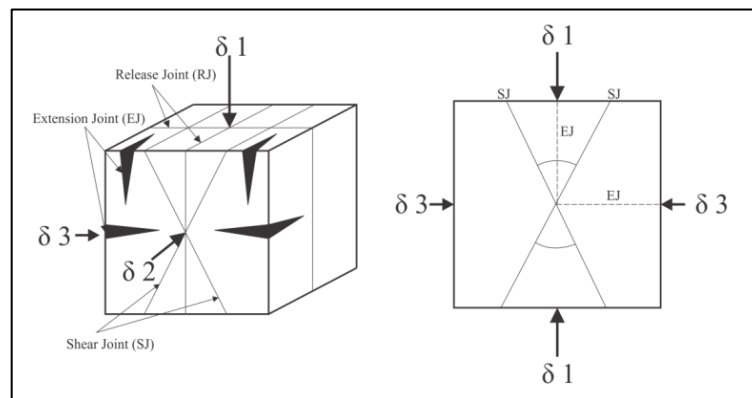
c. *Sheeting Joint*

2. Kekar sebagai struktur penyerta pada lipatan (Gambar 2.4), yaitu.



Gambar 2.4. Tipe-tipe rekahan pada lipatan (McClay, 1981)

- a. *Longitudal Joint*, yaitu rekahan dengan arah sejajar dengan perlapisan.
 - b. *Cross Joint*, yaitu rekahan yang mempunyai arah sejajar dengan kemiringan batuan.
 - c. *Oblique Joint*, yaitu rekahan yang berpotongan dengan jurus dan kemiringan batuan.
3. Kekar hasil tektonisme yaitu rekahan akibat adanya gaya endogen dari proses tektonik dengan permodelan dan analisis kekar menggunakan pendekatan klasifikasi Billings (1972) (Gambar 2.5).



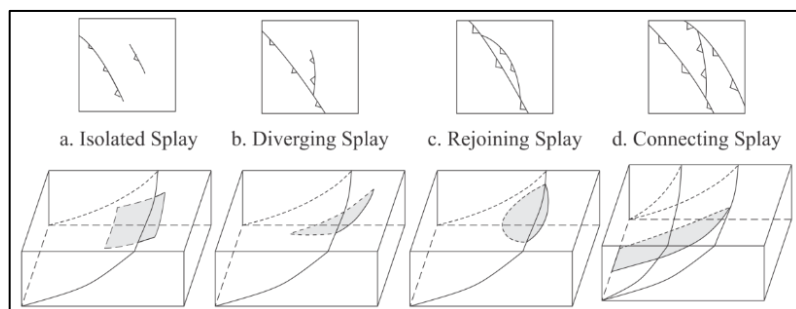
Gambar 2.5. Jenis kekar berdasarkan genesa pembentukannya (Billings, 1972)

Kekar tarikan dapat dibedakan menjadi *shear joint* dan *tension joint*.

- a. *Shear Joint* (kekar gerus) yaitu rekahan akibat tegasan atau gaya kompresional pada batuan.
- b. *Tension* (kekar tarikan), yaitu rekahan akibat adanya gaya tarikan dari proses tektonik pada batuan. Kekar tarikan dapat dibedakan menjadi :
 - *Extension joint*, yaitu kekar tarikan dengan bidang rekah searah dengan tegasan. *Extension joint* umumnya terisi oleh fluida hidrothermal yang kemudian berubah menjadi vein.
 - *Release joint*, yaitu kekar tarikan hasil dari pengurangan atau hilangnya gaya kompresi, menghasilkan rekahan dengan orientasi tegak lurus terhadap gaya utama. Struktur ini sering disebut *stylolite*.

2.2.2.3.2 Sesar

Sesar atau patahan adalah rekahan pada batuan yang telah mengalami pergeseran melalui bidang rekahnya. Suatu sesar dapat berupa bidang sesar (*fault plane*) atau rekahan tunggal. Sesar yang umum dijumpai berupa jalur sesar (*fault zone*) yang terdiri dari lebih dari satu sesar yang saling berhubungan, baik di bawah permukaan maupun di permukaan. Contohnya pada sesar naik akan menunjukkan 4 tipe hubungan yang berbeda (Gambar 2.6). Pehentian suatu sesar utama akan menunjukkan suatu pergerakan struktur geologi atau sesar lain (Ragan, 2009).

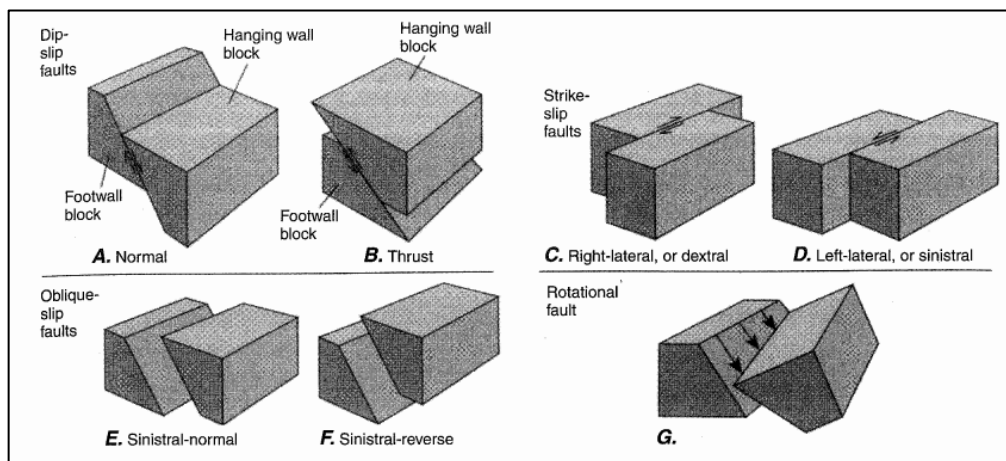


Gambar 2.6. Model perbedaan percabangan kemiringan pada sesar naik (Boyer dan Elliot, 1982 dalam Ghosh, 1994)

Klasifikasi sesar umumnya berdasarkan pergerakan blok sesar (Gambar 2.7) dan dapat dibagi menjadi beberapa kelas sebagai berikut :

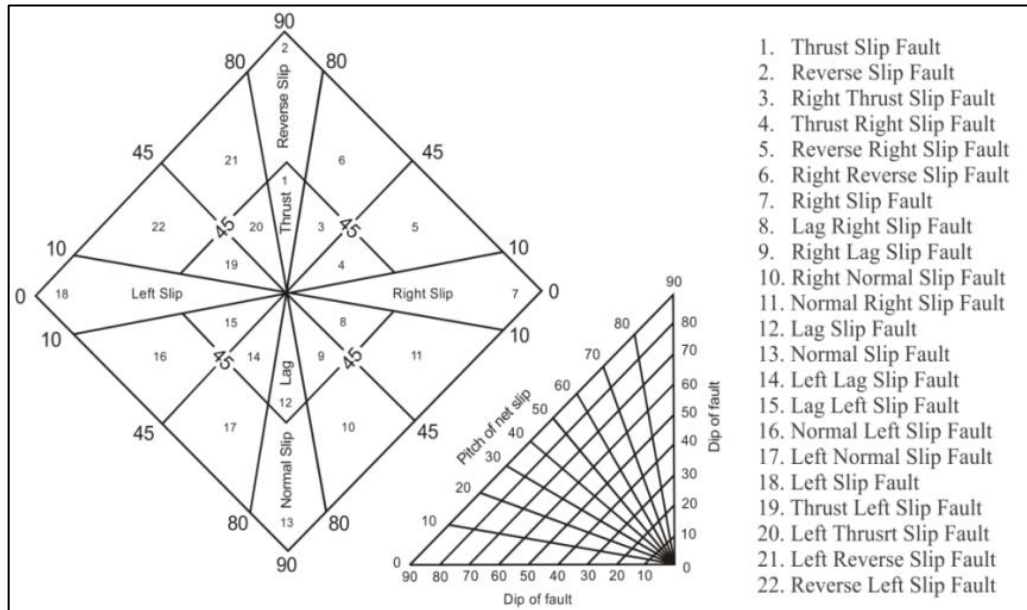
1. Secara umum sesar dibagi menjadi tiga yaitu sesar turun, sesar naik dan sesar mendatar :
 - a. Sesar turun (*normal fault*) adalah pergerakan *hangingwall* relatif turun dibanding *footwall*.
 - b. Sesar naik adalah sesar dengan pergerakan *hangingwall* relatif naik dibanding *footwall*. Sesar naik dibedakan berdasarkan kemiringan bidang sesar menjadi *reverse fault* dan *thrust fault*. *Reverse fault* adalah sesar naik dengan kemiringan lebih dari 45° , sedangkan *thrust fault* adalah sesar naik dengan kemiringan kurang dari 45° (Mc Clay, 1981 dalam Twiss dan Moore, 1992).
 - c. Sesar mendatar (*strike slip fault*) adalah sesar dengan pergerakan mendatar dengan bidang sesar relatif tegak (vertikal). Sesar mendatar dibagi menjadi *sinistral strike slip fault* dan *dextral strike slip fault*. *Sinistral strike slip fault* adalah sesar mendatar dengan gerakan bidang sisi kiri relatif mendekat ke pengamat, sedangkan *dextral strike slip fault* adalah sesar mendatar dengan gerakan bidang sisi kanan relatif mendekat ke arah pengamat.
2. Berdasarkan sifat pergeserannya sesar dibagi menjadi *slip* (gerak relatif dari titik sebelumnya) dan *separation* (gerak semu atau jarak antara kedua bidang yang bergerak).

3. Berdasarkan sifat pergerakan terhadap bidang sesar dibagi menjadi *dip slip*, *strike slip* dan *oblique slip*.
- Dip slip* adalah pergerakan sesar dimana pergerakan *hangingwall* relatif bergerak searah dengan dip.
 - Strike slip* adalah pergerakan sesar dimana pergerakan *hangingwall* relatif bergerak searah strike).
 - Oblique slip* adalah pergerakan sesar dimana pergerakan *hangingwall* relatif bergerak kombinasi kearah strike dan dip.



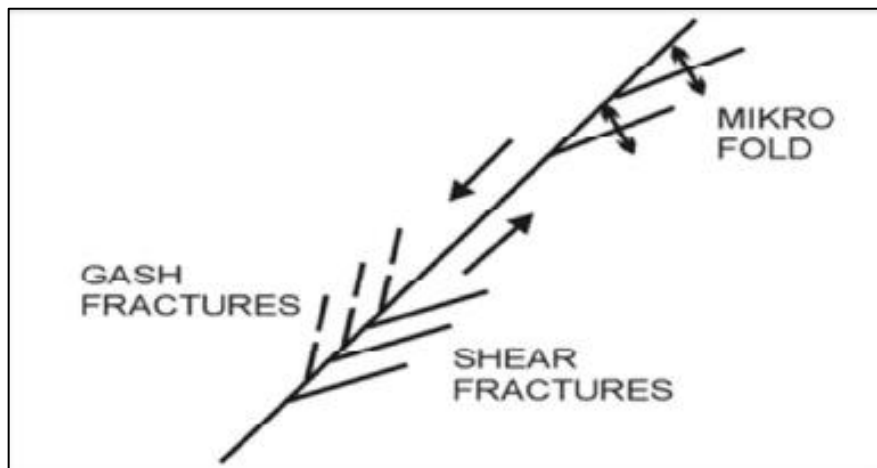
Gambar 2.7. Pergerakan relatif blok–blok sesar (Twiss dan Moore, 1992)

Untuk menentukan penamaan jenis sesar di gunakan klasifikasi penamaan sesar menurut Richard (1972) (Gambar 2.8). Berdasarkan nilai bidang sesar dan nilai *rake* nya baik didapat dari pengukuran langsung pada bidang atau dengan analisis stereografis.



Gambar 2.8. Klasifikasi penamaan sesar (Richard, 1972; dalam Ragan 2009)

Menurut Hill (1976) dalam Davis dan Reynolds (1996) gejala-gejala adanya suatu sesar berupa struktur penyerta yang dapat dijumpai pada permukaan bumi (*fault surface*), jalur sesar (*fault zone*), atau bidang sesar (*fault plane*). Sehingga struktur penyerta tersebut dapat membantu dalam analisis jenis dan pergerakan sesar. Hill (1976) dalam Davis dan Reynolds (1996) menyimpulkan bahwa pergerakan sesar akan membentuk struktur penyerta yang memiliki pola sedemikian rupa (Gambar 2.9).

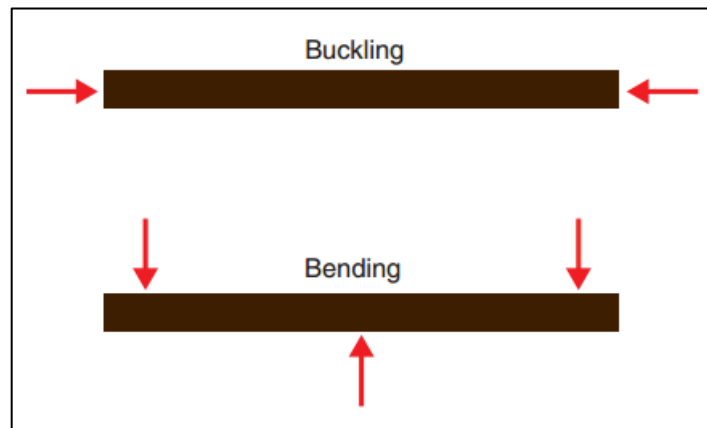


Gambar 2.9. Hubungan Struktur penyerta dengan arah pergerakan sesar (Hill, 1976; dalam Davis dan Reynolds, 1996)

1. Lipatan penyerta (*micro fold*) adalah lipatan minor yang terbentuk jika pergeseran sesar terjadi pada satuan batuan dengan sifat dominan plastis atau *ductile* sehingga menghasilkan struktur lipatan (*micro fold*) yang terdapat pada jalur sesar. Orientasi *micro fold* ini dapat digunakan untuk menentukan *slip* (pergerakan sesungguhnya). *Drag fold* atau lipatan seretan adalah gejala penyerta pada bidang sesar yang menunjukkan mekanisme pergerakan relatif suatu sesar. Struktur ini dijumpai pada batuan dengan struktur perlapisan atau yang memiliki bidang foliasi (Hill, 1976 ; dalam Davis dan Reynolds, 1996).
2. *Gash Fracture* adalah kekar penyerta pada suatu sesar yang memiliki bentuk terbuka pada bidang rekahannya dan biasanya telah terisi oleh mineral-mineral tertentu (Hill, 1976 ; dalam Davis dan Reynolds, 1996).
3. *Shear Fracture* adalah kekar penyerta patahan dengan ciri - ciri searah dengan bidang sesar dan memiliki jumlah yang relatif banyak (Hill, 1976, dalam Davis, 1996).

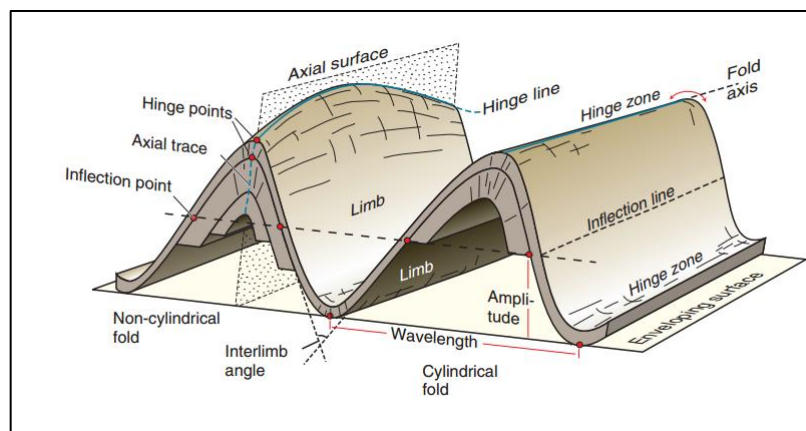
2.2.2.3.3 Lipatan

Lipatan adalah kenampakan seperti lengkungan yang awalnya merupakan bidang horizontal, seperti pada bidang perlapisan batuan sedimen yang berkembang selama proses deformasi berlangsung (Twiss dan Moore, 1992). Lipatan disebabkan oleh dia mekanisme gaya, yaitu melipat (*buckling*) dan melengkung (*bending*) (Gambar 2.10).



Gambar 2.10. Mekanisme gaya penyebab terbentuknya suatu lipatan (Fossen, 2010)

Lipatan dapat dijumpai dalam berbagai bentuk (geometri), yang disebut sebagai “*fold style*” dan ukuran (Gambar 2.11). Variasi geometri lipatan terutama tergantung pada sifat dan keragaman bahan, serta asal kejadian mekanik pada saat proses perlipatan.



Gambar 2.11. Unsur-unsur lipatan (Fleuty, 1964; dalam Fossen 2010).

Beberapa titik pada profil permukaan dideskripsikan antara lain:

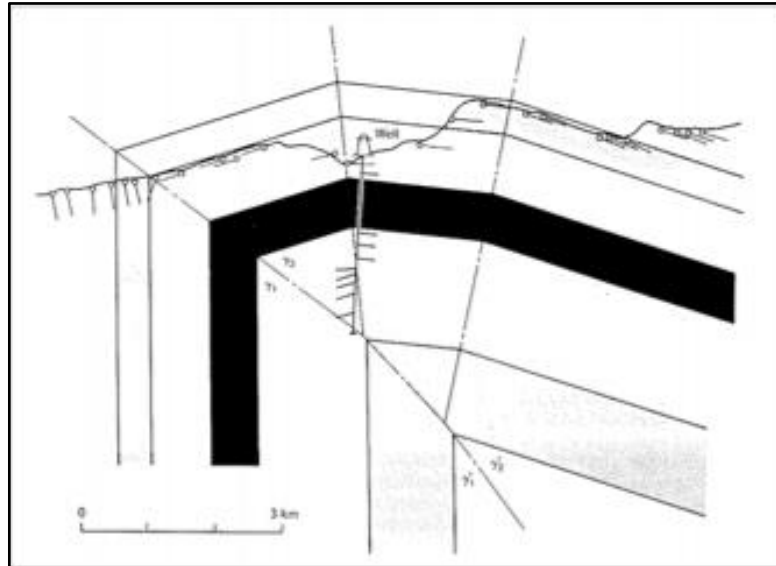
- *Hinge* adalah titik maksimum pelengkungan pada lapisan yang terlipat
- *Crest* adalah titik tertinggi pada pelengkungan
- *Trough* adalah titik terendah pada pelengkungan
- *Inflection point* adalah titik batas dari dua pelengkungan yang berlawanan

- *Fold axis / hinge line* (sumbu lipatan) adalah garis maksimum pelengkungan pada suatu permukaan bidang yang terlipat
- *Axial plane* (bidang sumbu) adalah bidang yang dibentuk melalui garis-garis sumbu pada suatu lipatan. Bidang ini tidak selalu berupa bidang lurus (*planar*), tetapi dapat melengkung yang umum disebut sebagai *axial surface*.

Fold limb (sayap lipatan) adalah sisi-sisi dari bidang yang terlipat. *Fold limb* berada di antara daerah pelengkungan (*hinge zone*) dan batas pelengkungan (*inflection line*).

Dalam rekontruksi lipatan dilakukan berdasarkan hasil pengukuran kedudukan lapisan dari lapangan, atau pembuatan penampang dari peta geologi. Indikasi yang dapat tercermin pada penampang maupun peta berupa keberadaan arah kemiringan yang saling berlawanan atau bertemu pada suatu titik. Metode yang digunakan adalah Kink (*Kink Method*). Metode ini cukup umum untuk lipatan yang menunjukkan penurunan dengan interval yang seragam dan kemudian berubah secara tiba-tiba. Dasar dari metode ini adalah anggapan bahwa lipatan merupakan bentuk lurus dengan pusatnya adalah perpotongan antara sumbu-sumbu kemiringan yang berdekatan dengan ketebalan batuan yang selalu konstan. Langkah pertama dalam rekonstruksi penampang dengan menggunakan Metode Kink (*Kink Method*) yaitu menyajikan data kedudukan lapisan dan data batas satuan stratigrafi sebagai data dasar. Kemudian membuat garis-garis tegak lurus terhadap kemiringan lapisan pada setiap lokasi pengukuran. Garis-garis tersebut akan saling berpotongan di titik

“M”. Titik “M” tersebut merupakan sudut pembagian antara kedudukan satu dengan kedudukan lainnya (Gambar 2.12).



Gambar 2.12. Rekonstruksi lipatan metode Kink (*Kink method*) (Suppe, 1985)

Analisis penentuan jenis lipatan menggunakan klasifikasi Fleuty (1964) berdasarkan *hinge surface* dan *hinge line* (Tabel 2.17).

Tabel 2.17 Klasifikasi lipatan berdasarkan kemiringan *hinge surface* dan *hinge line* (Fleuty, 1964; dalam Ragan 2009)

Sudut	Istilah	<i>Dip of Hinge Plane</i>	<i>Plunge of Hinge Line</i>
0°	<i>Horizontal</i>	<i>Recumbent fold</i>	<i>Horizontal fold</i>
1° – 10°	<i>Subhorizontal</i>	<i>Recumbent fold</i>	<i>Subhorizontal fold</i>
10° – 30°	<i>Gentle</i>	<i>Gently inclined fold</i>	<i>Gentle plunging fold</i>
30° – 60°	<i>Moderate</i>	<i>Moderately inclined fold</i>	<i>Moderate plunging fold</i>
60° – 80°	<i>Steep</i>	<i>Steeply inclined fold</i>	<i>Steeply inclined fold</i>
80° – 89°	<i>Subvertical</i>	<i>Upright fold</i>	<i>Vertical fold</i>
90°	<i>Vertical</i>	<i>Upright fold</i>	<i>Vertical fold</i>

2.2.3 Pekerjaan Laboratorium

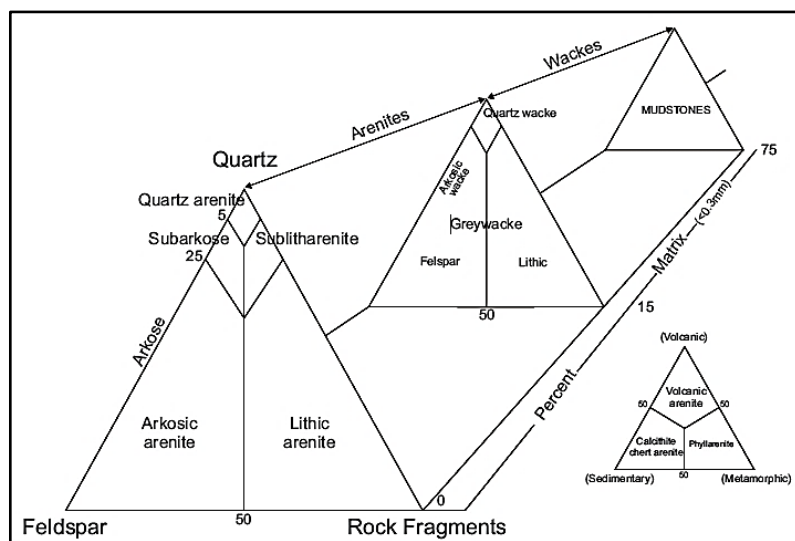
Pada tahap pekerjaan laboratorium dilakukan preparasi sayatan tipis dan fosil makro maupun mikro. Preparasi sayatan tipis ditujukan untuk analisa petrografi digunakan untuk penamaan batuan. Preparasi fosil bertujuan untuk menentukan umur (fosil planktonik) dan lingkungan pengendapan (fosil bentonik). Data laboratorium ditujukan untuk menunjang data dari data penelitian lapangan.

2.2.3.1 Analisis Petrografi

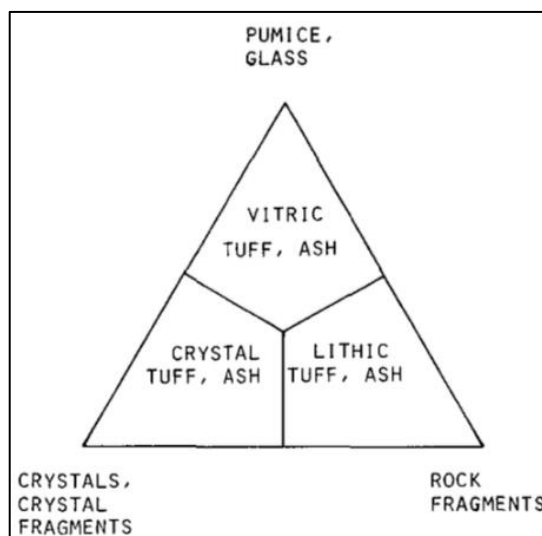
Pada tahapan ini peneliti melakukan analisis petrografi, yaitu pengamatan contoh batuan yang didapat dari daerah penelitian yang kemudian disayat pada preparat setebal $\pm 0,03$ mm. Analisis sayatan tipis pada masing-masing sampel dilakukan dengan mikroskop polarisasi untuk mengidentifikasi mineral-mineral penyusun utama dan mineral sekunder dengan melihat kenampakan pada nikol sejajar, nikol bersilang dan keping gips.

Dasar penamaan batuan didasarkan pada klasifikasi yang sudah diakui oleh ahli-ahli geologi. Penamaan batuan sedimen secara mikroskopis menggunakan klasifikasi batupasir terigen berdasarkan komposisi kuarsa (*quartz*), felspar (*feldspar*), dan fragmen batuan (*rock fragments*) terhadap persentase kehadiran matrik dalam tubuh batuan menurut Pettijohn (1975) (Gambar 2.13). Penamaan batuan piroklastik menggunakan klasifikasi tuf / abu berdasarkan komposisi material (Schmidt, 1981) (Gambar 2.14). Klasifikasi batuan beku diagram segitiga bolak balik berdasarkan komposisi mineralogi. QAPF, merupakan Kuarsa, Alkali Feldspar, Plagioklas, dan Feldspathoid, yang merupakan grup-grup mineral yang digunakan untuk klasifikasi dalam Diagram ini. Persentase Q, A, P, dan F dihitung

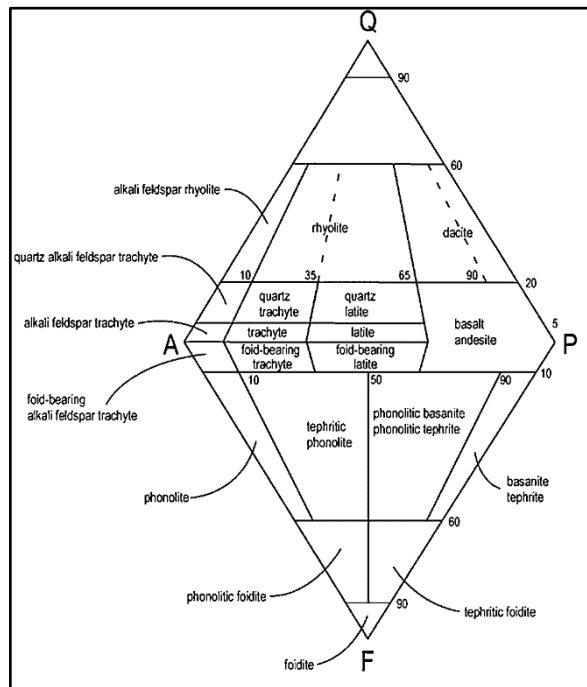
ulang agar totalnya 100% (Streckeisen, 1974) (Gambar 2.15). Klasifikasi batuan sedimen campuran berdasarkan persentase kehadiran material silisiklastik (felspar, kuarsa), *mud*, dan butiran karbonat menurut Mount (1985) (Tabel 2.18). Klasifikasi batuan karbonat berdasarkan tekstur pada saat proses pengendapan yang termasuk komposisi butiran (fragmen), matriks dan lumpur karbonat menurut (Dunham 1962; dalam Schole dan Schole, 2003) (Gambar 2.17).



Gambar 2.13. Klasifikasi batupasir terigen berdasarkan komposisi kuarsa, felspar, dan fragmen batuan terhadap presentase kehadiran matrik dalam suatu tubuh batuan (Pettijohn, 1975)



Gambar 2.14. Klasifikasi tuf / abu berdasarkan komposisi material (Schmidt, 1981)



Gambar 2.15. Klasifikasi batuan beku berdasarkan presentase Kuarsa, Alkali Feldspar, Plagioklas, dan Feldspathoid (Streckeisen, 1974).

Tabel 2.18. Klasifikasi batuan karbonat berdasar tekstur dan perbandingan komposisi fragmen dan matriks dalam batuan (Dunham, 1962; dalam Schole dan Schole, 2003).

DEPOSITIONAL TEXTURE RECOGNIZABLE				DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE	
Original Components Not Bound Together During Deposition			Original Components Bound Together During Deposition		Crystalline carbonate (Subdivisions based on texture or diagenesis)
Contains mud		Lacks mud and is grain-supported			
Mud-supported	Grain-supported		Boundstone		
< 10% grains Mudstone	> 10% grains Wackestone	Packstone		Grainstone	

2.2.4 Checking Lapangan

Checking lapangan adalah kegiatan lapangan yang dilakukan bersama dengan dosen pembimbing. Pada tahap *checking* lapangan dilakukan pengecekan oleh dosen pembimbing ditujukan untuk meninjau kesesuaian hasil analisis kondisi geologi dengan kondisi lapangan geologi. Jika data dirasa belum akan dilakukan

pemetaan ulang, sedangkan jika data sudah dirasa cukup maka peneliti dapat melanjutkan ke tahapan presentasi kolokium sebagai persiapan untuk melakukan ujian skripsi.

2.2.5 Pemetaan Ulang

Pada tahap ini dilakukan pemetaan ulang untuk pengambilan data baru, atau pengambilan data ulang dari hasil koreksi pada saat *checking* lapangan. Tahap ini bertujuan untuk melengkapi data yang sudah ada pada pemetaan rinci, sehingga data dapat dipertanggungjawabkan secara ilmiah pada saat presentasi kolokium dan ujian skripsi.

2.2.6 Studi Khusus atau Kerja Praktik

Pada tahap ini berupa penelitian permasalahan yang menarik pada daerah penelitian atau daerah kerja praktik. Tahap ini bertujuan untuk menghasilkan peta lokasi pengamatan, peta geomorfologi, peta geologi, sejarah geologi, stratigrafi daerah penelitian dan pemaparan mengenai masalah geologi pada lokasi penelitian untuk dimuat dalam naskah skripsi.

2.2.7 Presentasi Kolokium

Pada tahap ini berupa presentasi mengenai pemetaan rinci dan masalah geologi pada daerah penelitian. Presentasi ini dilakukan dihadapan dosen pembimbing dengan peserta umum untuk mempertanggungjawabkan hasil penelitian yang sudah dilakukan dan persiapan untuk ujian skripsi.

2.2.8 Ujian Skripsi

Pada tahap ini berupa ujian dari skripsi yang dijalankan baik berupa pemetaan geologi maupun studi kasus geologi. Pada tahap ini naskah skripsi, peta

lokasi pengamatan, peta geologi dan peta geomorfologi dipresentasikan dihadapan dosen pembimbing dan dosen penguji dalam suatu sidang tertutup. Tujuannya mempertanggungjawabkan hasil penelitian dan menentukan hasil kelulusan.

2.3 Alat dan Bahan

Peralatan dan bahan yang digunakan pada penelitian ini meliputi peralatan penelitian lapangan, laboratorium dan studio. Peralatan lapangan yang digunakan untuk melakukan kegiatan lapangan antara lain :

1. Peta Rupabumi Digital Indonesia skala 1:25.000 Lembar Ngandul 1408 – 823, Lembar Sukudono 1408 – 624, Lembar Gemolong 1408 – 621 dan, Lembar Masaran 1408 - 622 yang diterbitkan oleh Badan Koordinasi Survei dan Pemetaan Nasional (BAKOSURTANAL; Anonim, 2000).
2. Peta Geologi Regional Lembar Salatiga (Sukardi dan Budhitrisna., 1992) skala 1:100.000
3. Citra satelit *Digital Elevation Model* Nasional (DEMNAS; Anonim 2018)
4. Kompas geologi
5. Palu geologi *pick point* dan *chisel point*
6. Tongkat *jacob*
7. *Global Positioning System (GPS)*
8. Kaca pembesar (*loupe*)
9. Larutan asam klorida (HCl) konsentrasi 0,1 N
10. Parameter ukuran butir untuk batuan sedimen dan piroklastik
11. Kantong sampel batuan
12. Alat tulis, alat gambar dan buku catatan lapangan

13. Peralatan Keselamatan Kerja (Kacamata, Jas Hujan, Topi, Sarungtangan)

14. Kamera

Kemudian Peralatan yang digunakan untuk analisis laboratorium adalah mikroskop dan mikroskop polarisasi. Mikroskop digunakan untuk analisis mikrofosil maupun komposisi material pada endapan lepas. Mikroskop polarisasi digunakan untuk analisis petrografi. Mikroskop polarisasi yang digunakan yaitu Olympus CX-31 dengan perbesaran 40x, 100x dan 400x.

Sedangkan peralatan yang digunakan untuk analisis studio cukup beragam, dikarenakan analisis yang dilakukan meliputi analisis geomorfologi, analisis stratigrafi, analisis struktur geologi dan referensi untuk interpretasi geologi.

Peralatan analisis studio yang digunakan antara lain :

1. Peta Rupabumi Digital Indonesia skala 1:25.000 Lembar Ngandul 1408 – 823, Lembar Sukudono 1408 – 624, Lembar Gemolong 1408 – 621 dan, Lembar Masaran 1408 - 622 yang diterbitkan oleh Badan Koordinasi Survei dan Pemetaan Nasional (BAKOSURTANAL; Anonim, 2000).
2. Peta Geologi Regional Lembar Salatiga (Sukardi dan Budhitrisna., 1992) skala 1:100.000
3. Citra satelit *Digital Elevation Model* Nasional (DEMNAS; Anonim 2018)
4. Sandi Stratigrafi Indonesia 1996
5. Literatur geologi (geomorfologi, stratigrafi, struktur geologi dan geologi gunung api)
6. Diagram *kalsbeek counting area net, polar equal net, schmidt net* dan *wulf net*.