

**STUDI MORFOTEKTONIK SUB DAS DAERAH SIDOKUMPUL DAN  
SEKITARNYA, KECAMATAN PATEAN, KABUPATEN KENDAL,  
PROVINSI JAWA TENGAH.**

**NASKAH PUBLIKASI TUGAS AKHIR**

Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Strata  
Satu(S-1) Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Teknologi Mineral,  
Institut Teknologi Nasional Yogyakarta



**Disusun Oleh :**

**EDWARD MALO' SANDA BUNGA**

**410016037**

**PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI  
FAKULTAS TEKNOLOGI MINERAL  
INSTITUT TEKNOLOGI NASIONAL  
YOGYAKARTA**

**2023**

**STUDI MORFOTEKTONIK SUB DAS DAERAH SIDOKUMPUL DAN  
SEKITARNYA, KECAMATAN PATEAN, KABUPATEN KENDAL,  
PROVINSI JAWA TENGAH.**

Edward Malo' Sanda Bunga

Program Studi Teknik Geologi  
Institut Teknologi Nasional Yogyakarta

[edwardmalosb@gmail.com](mailto:edwardmalosb@gmail.com)

Sari

Daerah *Kendal* merupakan salah satu daerah yang jarang terkena guncangan gempa bumi, karena letaknya di utara Pulau Jawa. Secara geologi jauh dari episenter gempa yang bersumber di subduksi selatan Jawa. Penelitian dilakukan di daerah *Kendal*, dikarenakan daerah tersebut terindikasi dikontrol oleh *tektonik*, sehingga akan meninggalkan jejak berupa struktur kekar dan sinusitas muka pegunungan (*Smf*). Pendekatan yang digunakan untuk mengidentifikasi masalah ini yaitu studi *morfotektonik* yaitu untuk mengidentifikasi tingkat aktivitas *tektonik* pada daerah penelitian. *Morfotektonik* akan dipengaruhi oleh kondisi morfologi dan proses *tektonik* yang terjadi pada masa lalu, karena morfologi memiliki dimensi ruang dan *tektonik* mempunyai dimensi waktu. Bentuk lahan *tektonik* akan mengekspresikan bentukan topografi yang dapat dijadikan indikator sebagai telah terjadinya pergerakan tektonik atau *tektonik* aktif. Analisis ini menggunakan parameter analisis orde sungai, analisis panjang, lebar, dan luas DAS, kerapatan pengaliran (*Dd*), rasio percabangan sungai (*Rb*), stream length (*SL*), dan sinusitas muka pegunungan (*Smf*). Hasil analisis perhitungan sinusitas muka pegunungan (*Smf*) menunjukkan daerah penelitian masih dominan dikontrol oleh proses *tektonik* dibandingkan proses erosi dengan tingkat aktivitas *tektonik* pada daerah penelitian terbagi ke dalam 2 kelas: kelas 1 (*tektonik* aktif), dan kelas 2 (*tektonik* menengah).

Kata kunci : *Kendal*, *morfotektonik*, *tektonik*, *Smf*

## PENDAHULUAN

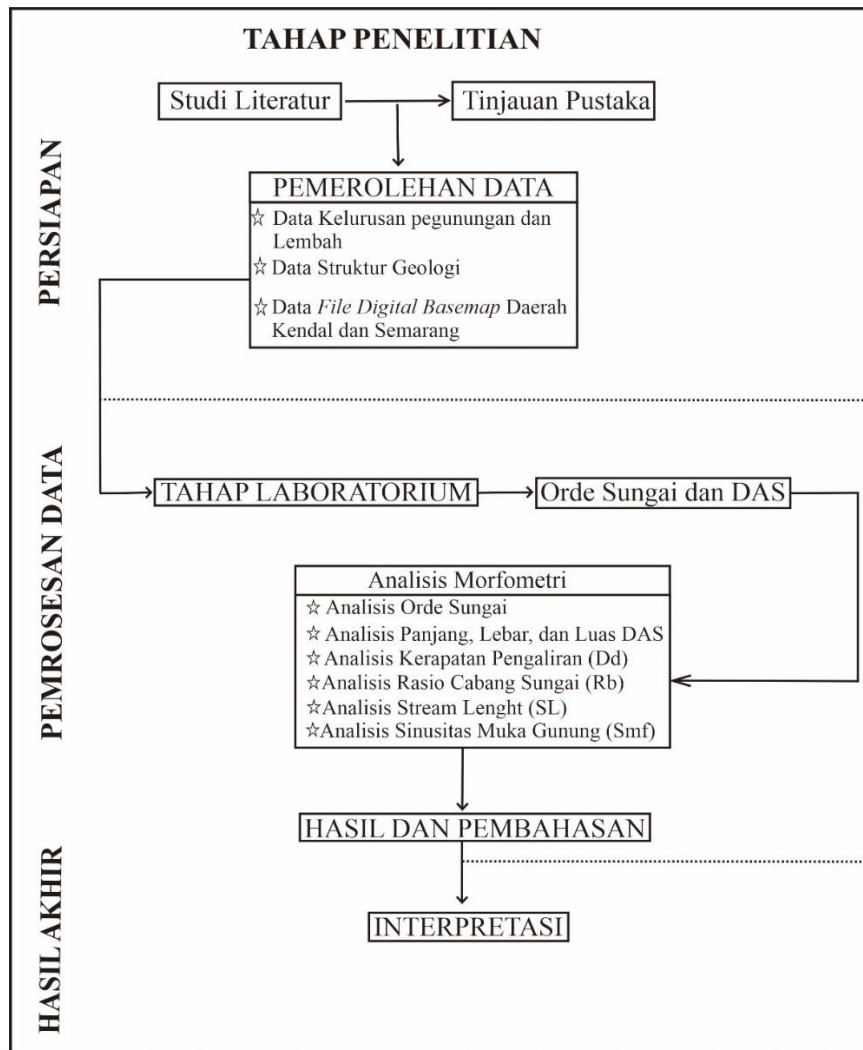
Daerah Kendal merupakan salah satu daerah yang jarang terkena guncangan gempa bumi, karena letaknya di utara Pulau Jawa. Secara geologi jauh dari episenter gempa yang bersumber di subduksi selatan Jawa. Getaran gempa biasanya relatif kecil karena bersumber dari gempa dalam. Walaupun demikian bukan berarti Kendal terbebas dari gempa bumi yang besar, karena sumber gempa bumi bisa terjadi akibat pergerakan sesar aktif dengan episentrum yang lebih dangkal. Analisis sementara pada citra landsat memperlihatkan adanya kelurusan yang melintasi daerah Semarang - Kendal, dan kelurusan ini sebagai sesar. Berdasarkan sejarah kegempaan daerah tersebut pernah digoncang gempa yang bersumber di daratan (Visser, 1922). Penelitian mengenai aktivitas tektonik di Semarang yang dilakukan oleh Thanden dkk. (1996) menyatakan bahwa kegiatan tektonik paling akhir di Semarang terjadi pada Plio-Plistosen. Simandjuntak (2003) menyatakan bahwa di selatan Semarang terdapat sesar naik (*thrust*

*fault*). Sesar ini dipotong oleh sesar mendatar yang berarah baratlaut-tenggara atau timurlaut-baratdaya, diantaranya sesar Kaligarang. Pramumijoyo (2000) menulis bahwa sesar-sesar aktif di Semarang adalah hasil tekanan pada arah utara-selatan. Sesar naik yang aktif memotong batuan berumur Plistosen Akhir maupun yang lebih tua.

Penelitian dilakukan di daerah Kendal, dikarenakan daerah tersebut terindikasi dikontrol oleh tektonik, sehingga akan meninggalkan jejak berupa struktur kekar dan sinusitas muka pegunungan (Smf) yang dapat dipakai untuk mengungkap karakteristik morfotektonik di daerah tersebut, dimana kajian terhadap aspek geomorfologi kuantitatif belum banyak dilakukan di daerah penelitian. Penelitian terdahulu mengenai geomorfologi tektonik dengan pendekatan morfometri telah dilakukan oleh banyak peneliti, diantaranya Hidayat (2009), Dehbozorgi dkk. (2010), Mahmood dan Gloaguen (2012), serta Supartoyo (2008 dan 2014). Pemahaman tersebut yang melatarbelakangi

penulis untuk melakukan penelitian berupa studi analisis morfotektonik. Data dasar yang digunakan berupa file digital basemap topografi daerah Semarang dan Kabupaten Kendal. File digital meliputi data

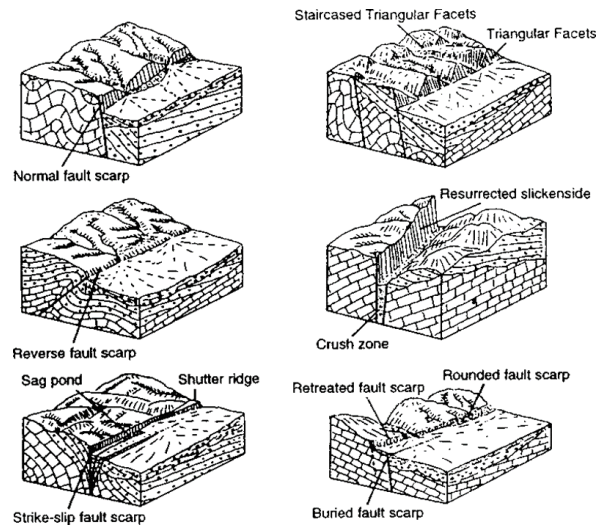
kontur dengan interval 12,5 meter, data daerah administrasi, data sungai, data jalan, data citra satelit (DEM), dan peta geologi regional lembar Semarang - Kendal (Thanden, 1996).



Gambar 1. Diagram alir penelitian morfotektonik

## TINJAUAN PUSTAKA

Morfotektonik adalah mempelajari tentang segala hal menyangkut hubungan antara struktur geologi dengan bentuk lahan atau lebih spesifik lagi hubungan antara struktur neotektonik dan bentuk lahan (Stewart dan Hancock, 1994). Morfotektonik akan dipengaruhi oleh kondisi morfologi dan proses tektonik yang terjadi pada masa lalu, karena morfologi memiliki dimensi ruang dan tektonik mempunyai dimensi waktu. Bentuk lahan tektonik akan mengekspresikan bentukan topografi yang dapat dijadikan indikator sebagai telah terjadinya pergerakan tektonik atau tektonik aktif. Berdasarkan genetiknya morfologi pada permukaan bumi dapat dibagi menjadi dua, yaitu morfologi tektonik primer dan morfologi tektonik sekunder (Stewart dan Hancock, 1994). Morfologi tektonik primer adalah bentuk morfologi langsung dari hasil pergerakan pada permukaan bumi, seperti longsor, gawir sesar, likuifaksi, pergeseran tanah, dan lain-lain. Morfologi tektonik sekunder adalah suatu fenomena geomorfologi yang telah dirubah, diawetkan atau dimodifikasi oleh aktivitas tektonik berikutnya.



Gambar 1. Bentuk morfologi kaitannya dengan sesar (McCalpin, 1996).

Beberapa indikasi geomorfik telah dikembangkan sebagai alat kajian dasar penting untuk mengidentifikasi deformasi tektonik cepat / baru suatu daerah. Informasi tersebut digunakan untuk mendapatkan informasi detail tentang tektonik aktif. Indikasi geomorfik merupakan bagian yang sangat penting pada studi tektonik karena dapat digunakan untuk mengevaluasi secara cepat pada suatu daerah yang luas dan data yang diperlukan seringkali mudah diperoleh dari peta topografi dan foto udara. Beberapa indikasi geomorfik penting yang umumnya digunakan untuk studi tektonik aktif adalah:

- Kerapatan pengaliran (Dd)
- Rasio cabang sungai (Rb)
- Gradien indek panjang sungai (SL)
- Sinusitas muka pegunungan (Smf).

## 1. Kerapatan Pengaliran

Kerapatan pengaliran adalah suatu indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai dalam suatu daerah pengaliran. Horton (1945) menyatakan bahwa kerapatan pengaliran merupakan perluasan fungsi dari besarnya kapasitas infiltrasi dan ketahanan terhadap erosi. Kerapatan sungai rendah terlihat pada daerah dengan jenis tanah yang tahan terhadap erosi atau sangat permeabel. Nilai yang tinggi dapat terjadi pada tanah yang mudah tererosi atau permeabel yang rendah, dengan kemiringan tanah yang curam, dan hanya sedikit ditumbuhi tanaman (Sosrodarsano dan Takeda, 2003). Perhitungan kerapatan pengaliran dapat dijabarkan sebagai berikut :

$$Dd = \sum L / A$$

Keterangan:

Dd = Kerapatan aliran

$\sum L$  = Panjang Sungai (Km)

A = Luas DAS (km<sup>2</sup>)

Tabel 1. Klasifikasi tekstur bentangalam berdasarkan kerapatan pengaliran (Dd) (Sukiyah, 2009).

No	Tekstur	Dd (km/km <sup>2</sup> )
1	Sangat kasar	0,00 s/d 1,37
2	Kasar	1,38 s/d 2,75
3	Sedang	2,76 s/d 4,13
4	Agak halus	4,14 s/d 5,51
5	Halus	5,52 s/d 6,89
6	Sangat halus	6,90 s/d 8,27

## 2. Rasio Cabang Sungai

Tingkat percabangan sungai (bifurcation ratio = Rb) didefinisikan sebagai nisbah jumlah sungai orde ke terhadap jumlah sungai orde ke u+1. Berdasarkan hasil perhitungan di berbagai wilayah, para ahli geomorfologi selanjutnya menyimpulkan bahwa variabel ini dapat digunakan untuk mengetahui ada tidaknya kontrol tektonik. Serta memperkirakan seberapa jauh pengaruhnya. Bila Rb < 3 atau Rb > 5, maka daerah aliran sungai tersebut tidak normal (Verstappen, 1983) dalam Sukiyah (2009), kemungkinan dikontrol tektonik. Untuk memperoleh nilai rasio percabangan sungai digunakan rumus sebagai berikut:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Keterangan :

Rb = Rasio cabang sungai

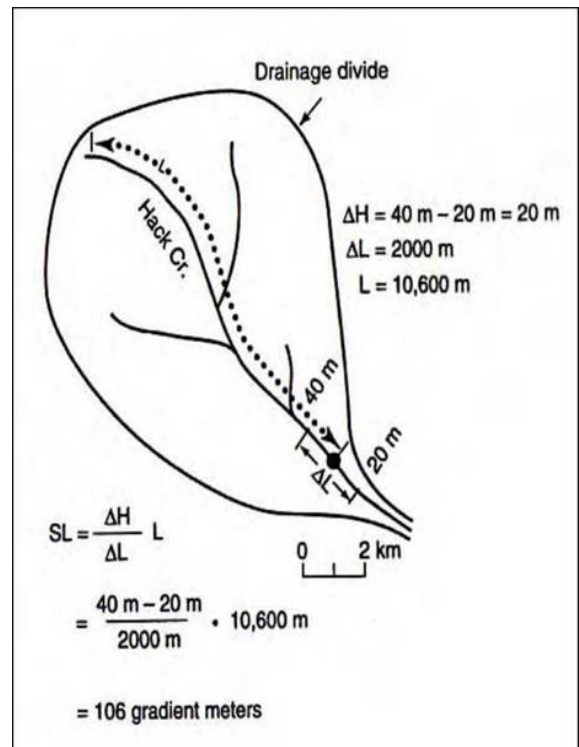
Nu = Jumlah segmen sungai orde ke u

Nu+1 = Jumlah segmen sungai orde ke u + 1

## 3. Indeks Gradien Panjang Sungai

Indeks gradien panjang sungai (SL) dihitung dari peta topografi berdasarkan persamaan :  $SL = (AH / AL) \times L$ , dengan AH merupakan beda elevasi dari titik yang akan dihitung, AL merupakan panjang sungai hingga titik yang akan dihitung, dan L merupakan total panjang sungai hingga ke arah hulu

dengan titik yang akan dihitung. Adapun metode perhitungannya tercantum pada gambar 5.4 di bawah ini. Indeks SL sangat sensitif untuk merubah channel slope. Tingkatan sensitivitas ini dapat untuk mengevaluasi hubungan antara tektonik aktif, resistensi batuan dan topografi. Metode ini telah diaplikasikan untuk analisis tektonik aktif di Sungai Potomac negara bagian Washington D.C. Hasil analisis tersebut menunjukkan bahwa Indeks SL relatif kecil di lembah dan punggungan, di lembah Appalachian pada batuan shale, batulanau, batupasir dan batuan karbonat. Indeks SL secara tiba-tiba bertambah saat memotong batuan keras/resisten di punggungan Biru, kemudian menurun lagi pada batuan lunak di Cekungan Trias dan Piedmont. Indeks SL secara tiba-tiba bertambah lagi pada batuan resisten di Great Fall bagian bawah. Studi ini membuktikan bahwa terdapat korelasi bagus antara batuan resisten dan indeks SL.



Gambar 2. Ilustrasi perhitungan gradien indeks panjang sungai (Keller dan Pinter, 1996).

Keterangan :

SL : Indeks gradien panjang sungai

$\Delta H$  : Beda tinggi sungai yang diukur

$\Delta L$  : Panjang sungai yang diukur

L : Panjang keseluruhan sungai yang diukur.

Indek SL dapat digunakan untuk identifikasi tektonik aktif saat sekarang, dengan hasil indek SL tinggi. Suatu daerah yang memiliki nilai indek SL rendah bisa juga merupakan tektonik aktif sekarang, contohnya sepanjang lembah linier akibat pergerakan sesar mendatar dan nilai indek SL akan rendah karena sepanjang lembah telah hancur akibat pergerakan sesar mendatar tersebut dan aliran sungai akan melalui lembah dengan slope rendah. Indeks SL telah

diaplikasikan untuk analisis tektonik aktif sekarang di Pegunungan San Gabriel bagian selatan California dan daerah Mendocino bagian utara California. Indek SL dapat digunakan untuk membedakan jenis pengangkatan / uplift tektonik rendah, menengah dan tinggi, khususnya pada sungai orde 1 yang sensitif terhadap aktivitas tektonik kini.

Tabel 2. Kelas tektonik berdasarkan nilai *stream length* (El Hamdouni dkk., 2007 dalam Dehbozorgi dkk., 2010).

Kelas	SL	Aktifitas Tektonik
1	$500 < SL$	Aktivitas tektonik tinggi
2	$500 < SL < 300$	Aktivitas tektonik menengah
3	$SL < 300$	Aktivitas tektonik lemah

#### 4. Sinusitas Muka Gunung (Smf)

Pegunungan muka (mountain front sinuosity) merupakan rangkaian pegunungan yang terdapat pada bagian depan/ muka. Pegunungan muka (Smf) dapat dihitung menggunakan persamaan :  $Smf = Lmf / Ls$ . Lmf adalah panjang pegunungan muka sepanjang bagian bawah, sedangkan Ls adalah panjang secara lurus pegunungan muka. Gambar 5.5 di bawah ini menjelaskan metode perhitungan Smf.

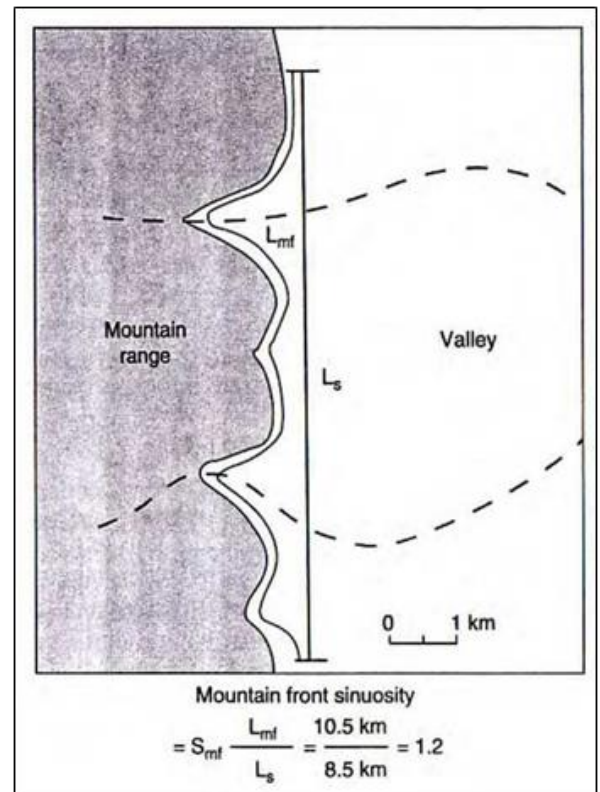
$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

Keterangan :

Smf : Sinusitas muka gunung

Lmf : Panjang lekukan muka pegunungan pada bagian bagian bawah

Ls : Jarak lurus muka pegunungan



Gambar 3. Ilustrasi perhitungan *mountain front sinuosity* (Keller dan Pinter, 1996).

Smf merupakan suatu indek yang mencerminkan keseimbangan antara gaya/kekuatan erosi yang mempunyai kecenderungan memotong sepanjang lekukan pegunungan muka dan gaya/kekuatan tektonik yang menghasilkan secara langsung pegunungan muka dan bertepatan dengan zona sesar aktif yang mencerminkan tektonik aktif. Smf dengan nilai rendah berkaitan dengan tektonik aktif dan pengangkatan secara langsung. Apabila kecepatan pengangkatan berkurang, maka proses



erosi akan memotong pegunungan muka secara tak beraturan dan nilai Smf akan semakin bertambah. Smf sangat mudah untuk dihitung dari peta topografi atau foto udara dengan skala besar dan resolusi tinggi. Apabila menggunakan skala kecil, maka lekukan pegunungan muka yang berbentuk tidak teratur tidak akan tercermin dengan baik.

Tabel 3. Klasifikasi kelas Sinusitas Muka Pegunungan (Bull dan McFadden, 1997)

Kelas	Smf	Aktivitas Tektonik
1	1,2 - 1,6	Kuat
2	1,8 - 3,4	Lemah
3	2,0 - 7,0	Tidak aktif

## HASIL DAN PEMBAHASAN

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui tingkat aktivitas tektonik pada daerah penelitian, dengan mengumpulkan data primer dan data sekunder contoh data primer berupa data lapangan seperti litologi, struktur geologi berupa sesar naik, kekar, kelurusan perbukitan dan lembah sungai. Pada data sekunder dilakukan analisis peta topografi berupa sayatan lereng, mendeleniasi bentang alam, analisis pola sungai, dan kelurusan perbukitan. Dari data tersebut didapatkan data berupa luas, lebar, dan panjang dari masing – masing sub DAS Sidokumpul 1 dan sub DAS Sidokumpul 2, hasil analisis orde sungai

untuk mengetahui posisi percabangan alur sungai di dalam urutannya terhadap sungai induk di dalam satuan DAS pada lokasi penelitian, rasio percabangan sungai untuk mengetahui ada tidaknya kontrol tektonik serta berapa jauh pengaruhnya, hasil analisis kerapatan pengaliran pada sub DAS Sidokumpul 1 dan 2, hasil analisis asimetri cekungan, hasil perhitungan indeks gradien panjang sungai, serta hasil analisis sinusitas muka pegunungan.

### 1. Analisis Orde Sungai

Alur sungai dalam suatu DAS dapat dibagi dalam beberapa orde sungai. Orde sungai adalah posisi percabangan alur sungai di dalam urutannya terhadap induk sungai di dalam suatu DAS. Dengan demikian makin banyak jumlah orde sungai akan semakin luas pula DAS nya dan akan semakin panjang pula alur sungainya. Pemberian atau perhitungan orde sungai menggunakan metode dari Strahler (1954) yang telah dimodifikasi oleh Sukiyah dkk (2016) (Tabel 4).

Tabel 4. Perhitungan orde sungai (Sukiyah, dkk., 2016)

Das	Orde 1	Orde 2	Orde 3
Saidokumpul 1	52	28	7
Sidokumpul 2	48	22	10

## 2. Perhitungan Luas, Lebar, dan Panjang DAS

Garis batas antara DAS adalah punggung permukaan bumi yang dapat memisahkan dan membagi air hujan ke masing-masing DAS. DAS merupakan tempat pengumpulan presipitasi ke suatu sistem sungai. Luas daerah aliran dapat diperkirakan dengan mengukur daerah tersebut pada peta topografi dan citra indera jauh 3D. Panjang DAS sama dengan jarak datar dari muara sungai ke arah hulu sepanjang sungai induk. Sedangkan lebar DAS adalah perbandingan antara luas DAS dengan panjang sungai induk (Tabel 5).

Tabel 5. Hasil Perhitungan luas, lebar, dan panjang DAS

Das	A (Km)	Lb (Km)	W (Km)
Sidokumpul 1	22,2	5,87	3,76
Sidokumpul 2	22,8	9,32	2,44

## 3. Rasio Cabang Sungai (Rb)

Berdasarkan data setiap sub DAS pada daerah penelitian hanya memiliki orde 1 sampai 3, maka nilai yang dijumlahkan hanya nilai  $Rb_{1/2}$  dan  $Rb_{2/3}$  dimana nilai nisbah percabangan pada sub DAS Sidokumpul 1 dan 2 berkisar 1,78 hingga 4 pada perbandingan ordo 1, 2, dan 3. Berdasarkan klasifikasi Verstappen (1983 dalam Sukiyah, 2009), dapat disimpulkan bahwa seluruh sub DAS

Sidokumpul 1 dan 2, yang ada pada daerah penelitian tidak normal atau telah mengalami deformasi (Tabel 6).

Tabel 6. Perhitungan rasio cabang sungai ( $Rb$ ).

Das	$Rb_{1/2}$	$Rb_{2/3}$	Keterangan (Verstappen, 1983)
1	1,78	4	Deformasi
2	2,08	2	Deformasi

## 4. Kerapatan Pengaliran (Dd)

Kerapatan pengaliran (*drainage density*) sub DAS merupakan indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai dalam suatu sub DAS, dinyatakan dengan perbandingan antar panjang keseluruhan dengan luas sub DAS atau bisa diartikan seperti ini, kerapatan pengaliran/*drainase* sub DAS adalah panjang total sungai dibagi dengan luas sub DAS (Tabel 7).

Tabel 7. Perhitungan Kerapatan sungai ( $Dd$ ) (Sukiyah, 2009).

Das	L (km)	A (km <sup>2</sup> )	Dd (Km/km <sup>2</sup> )	Tekstur (Sukiyah, 2009)
Sidokumpul 1	68,15	22,1	3,08	Sedang
Sidokumpul 2	61,52	22,8	2,69	Kasar

## 5. Indeks Gradien Panjang Sungai (SL)

Perhitungan indeks gradien panjang sungai (SL) dilakukan pada DAS yang tersebar di sepanjang daerah penelitian. Nilai SL setiap sungai memperlihatkan adanya perbedaan nilai tergantung dari kemiringan (slope) sungai dan batuan penyusun dasar sungai tersebut.

Nilai SL dapat digunakan untuk identifikasi aktivitas tektonik pada suatu daerah (El Hamdouni dkk., 2007 dalam Dehbozorgi dkk., 2010). Pada lokasi penelitian memperlihatkan nilai SL sangat bervariasi dari nilai rendah dan langsung tinggi kemudian turun lagi, hal ini sangat dipengaruhi oleh kemiringan (slope) dari sungai tersebut, seperti yang tercermin pada sub DAS Sidokumpul 1 dan 2. Perubahan kemiringan gradien sungai pada sub DAS Sidokumpul 1 dan 2 secara drastis dapat merupakan suatu anomali. Perubahan ini akan tercermin dari nilai SL yang tinggi kemudian turun secara drastis. Perbedaan kemiringan dan nilai SL yang tegas merupakan suatu anomali yang kemungkinan disebabkan akibat adanya suatu struktur yang mempengaruhi alur sungai tersebut. Pada daerah penelitian memperlihatkan nilai SL yang sangat bervariasi, yang artinya mempunyai jarak interval kontur yang juga bervariasi dan kemiringan (slope) sungai yang tidak selalu sama yakni kadang sungai mempunyai kemiringan yang besar (curam) dan kemudian berubah menjadi landai. Hal ini menunjukkan bahwa pada lokasi penelitian disusun oleh litologi yang berbeda – beda dan adanya pengaruh dari struktur geologi atau aktivitas tektonik. Nilai SL yang ada pada daerah penelitian berkisar antara 123,18-14367, dan terbagi ke dalam kelas 1–3

(El Hamdouni dkk., 2007 dalam Dehbozorgi dkk., 2010).

Tabel 8. Perhitungan indeks gradien panjang sungai (SL) di DAS 1 dan 2.

Das	$\Delta H$ (m)	$\Delta L$ (m)	L (m)	$\Delta H/\Delta L$	SL (m)	Kelas
1	12,5	200	6120	0,0625	382,5	2
	12,5	100	6120	0,125	765	1
	12,5	125	6120	0,1	612	1
	12,5	175	6120	0,07143	437,152	2
	12,5	75	6120	0,16667	1020	1
	12,5	100	6120	0,125	765	1
	12,5	125	6120	0,1	612	1
	12,5	75	6120	0,16667	1020	1
	12,5	300	6120	0,04167	255,02	3
2	12,5	125	6120	0,1	612	1
	12,5	875	8620	0,01429	123,18	3
	12,5	150	8620	0,08333	718,305	1
	12,5	400	8620	0,03125	269,375	3
	12,5	325	8620	0,03846	331,525	2
	12,5	200	8620	0,0625	538,75	1
	12,5	100	8620	0,125	1077,5	1
	12,5	175	8620	0,07143	615,727	1
	12,5	150	8620	0,08333	718,305	1
	12,5	75	8620	0,16667	1436,7	1
12,5	225	8620	0,05556	478,927	2	

## 6. Sinusitas Muka Pegunungan (Smf)

Sinusitas muka pegunungan (*mountain front sinosity*) diberi simbol Smf merupakan rangkain pegunungan/ punggung yang terdapat pada bagian depan atau muka yang menghadap ke arah daratan. Sinusitas muka pegunungan (Smf) merupakan parameter non DAS untuk menghitung morfometri suatu daerah. Smf dihitung dengan membandingkan panjang lekukan sepanjang muka pegunungan (Lmf) dengan jarak lurus titik tertentu

(Ls). Hasil perhitungan nilai Smf daerah penelitian berkisar antara 1.2 hingga 2,2. Keterdapatn Smf kelas 1 mengindikasikan aktivitas tektonik lebih mendominasi bentukan muka pegunungan tersebut, Smf kelas 2 mengindikasikan keseimbangan aktivitas tektonik dan erosi (Bull dan McFadden (1997). Secara umum daerah penelitian yang terletak pada Smf kelas 1 dan 2 berkaitan dengan keberadaan struktur di sekitar lokasi Smf (Tabel 9).

Tabel 9. Perhitungan nilai Smf pada lokasi penelitian (Bull dan McFadden, 1997).

No	Lmf	Ls	Smf	Kelas Tektonik
1	9,6	7,2	1,3	1
2	4,6	3,1	1,4	1
3	4,9	3,8	1,2	1
4	6,3	5,6	1,2	1
5	8,8	5,4	1,6	1
6	6,1	4,5	1,3	1
7	4,2	1,9	2,2	2
8	5,3	4,2	1,2	1
9	4,3	2,4	1,7	2
10	4,4	2,7	1,6	1

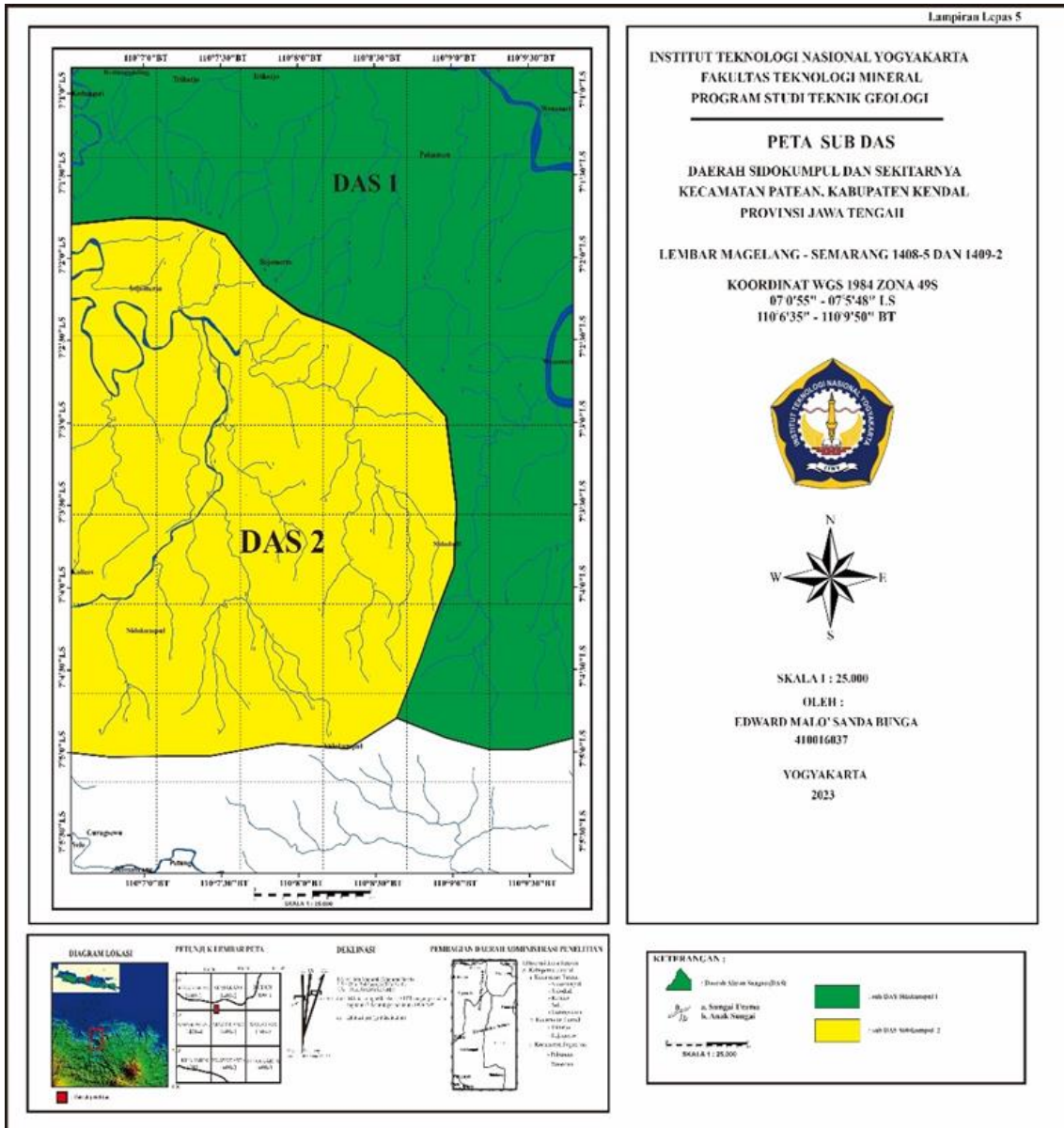
## KESIMPULAN

Berdasarkan hasil perhitungan morfometri yang telah dibahas pada bagian sebelumnya menunjukkan bahwa pada daerah penelitian terlihat morfologi yang dipengaruhi oleh aktivitas tektonik. Analisis orde sungai umumnya menunjukkan DAS pada daerah penelitian memiliki tingkat percabangan yang relatif sedang. Hal ini

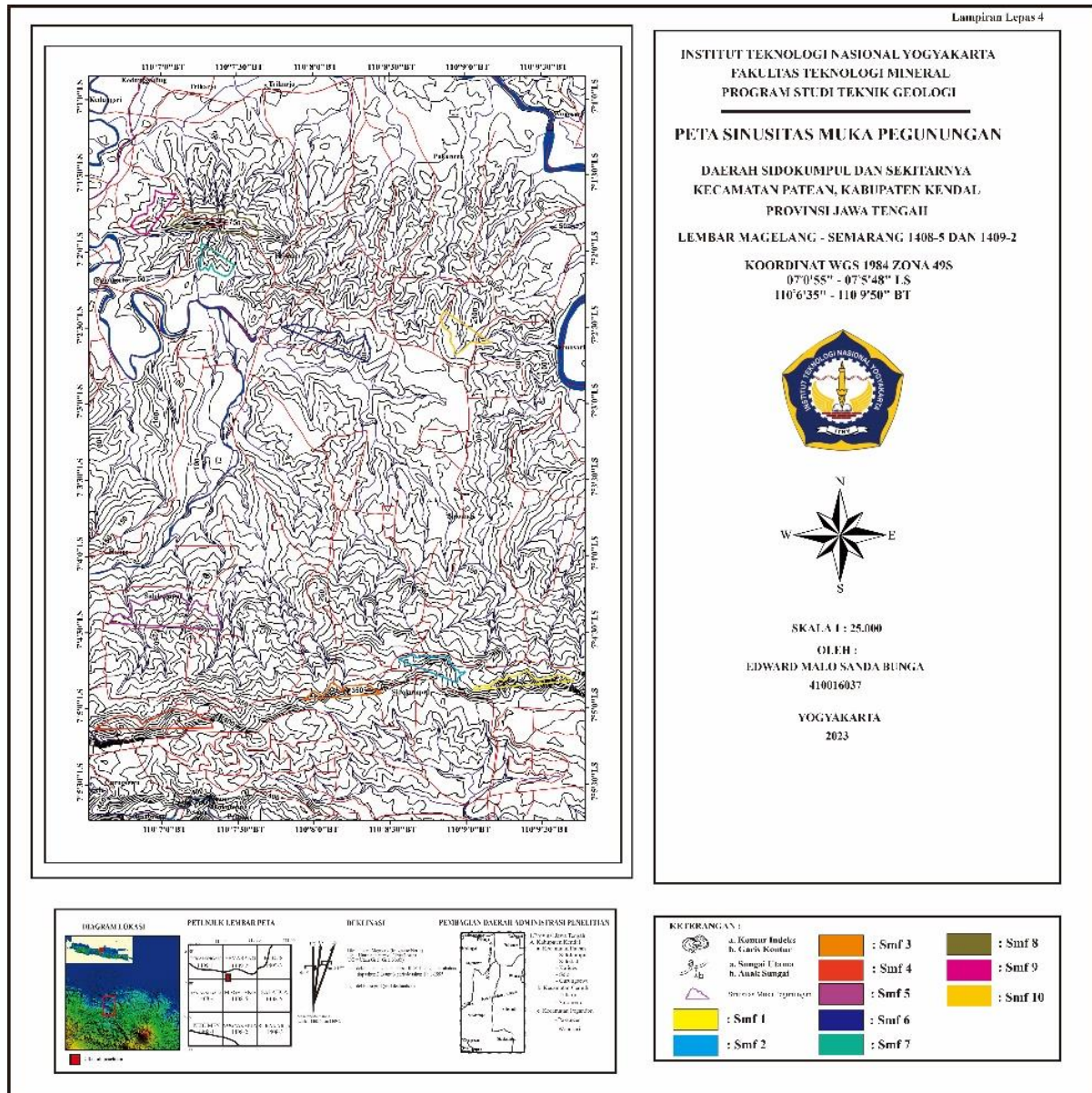
menunjukkan bahwa daerah penelitian sudah dipengaruhi oleh faktor tektonik. Data kerapatan pengaliran DAS pada daerah penelitian umumnya memiliki tekstur kasar-sedang (sukiyah, 2009). Berdasarkan nilai rasio percabangan sungai (Rb) yang telah dianalisis pada setiap sub DAS pada daerah penelitian telah mengalami deformasi. Dari hasil perhitungan nilai indeks gradien panjang sungai (SL) pada daerah penelitian memperlihatkan pertambahan nilai yang tinggi selaras dengan semakin curamnya kemiringan sungai tersebut. Selain faktor tektonik nilai SL juga dapat dipengaruhi oleh resistensi batuan. Hasil analisis SL menunjukkan sub DAS pada daerah penelitian menempati kelas 1-3, dengan aktivitas tektonik tinggi – rendah. Hasil analisis sinusitas muka pegunungan (Smf) menunjukkan bahwa sub DAS di daerah penelitian dikontrol aktivitas tektonik yang tinggi – rendah. Pada daerah penelitian sebagian besar telah mengalami deformasi tektonik dengan intensitas/tingkat aktivitas tektonik sangat aktif–lemah. Hal ini menunjukkan bahwa morfologi pada daerah penelitian tidak hanya dipengaruhi oleh proses tektonik tetapi juga oleh proses erosi. Struktur kekar daerah Sidokumpul merupakan pengaruh dari aktivitas tektonik.

## DAFTAR PUSTAKA

- Sukiyah, E., Sudradjat, A., Hirnawan, R.F., Muslim, D., Syafri, I., Sukarna, Dj. 2006. *Watershed morphometry of Quaternary volcanic terrain in Southern part of the Bandung basin: it's implication in distribution of flood area. Proceeding of Map Asia Conference, Bangkok-Thailand, 29th August – 1 th September 2006.*
- Sukiyah, E. dan Mulyono. 2007. *Morfometri Daerah Aliran Sungai pada bentangalam vulkanik Kurter terdeformasi. Bulletin of Scientific Contribution Vol. 5, No.3: 1-8.*
- Sukiyah, Emi. 2017. *Sistem Informasi Geografis: Konsep dan Aplikasinya dalam Analisis Geomorfologi Kuantitatif. Unpad Press, Edisi 1: 296 h.*
- Sukiyah, E., Sunardi, E, Sulaksana, N. 2018. *Tectonic geomorphology of Upper Cimanuk drainage basin, West Java, Indonesia. International Journal on Advance Science Engineering Information Technology. Vol. 8 (2018) No. 3: 863-869.*
- Bull dan McFadden, 1977. *Tectonic Geomorphology North And South Of The Garlock Fault, California.* Geosciences Department University of Arizona.
- Dehbozorgi, M., Poukermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, A., dan Hosseiniasi, A. 2010. *Quantitative analysis of relative tectonic activity in The Sarvestan Area, Central Zagros, Iran. Geomorphology 03284, 1 – 13.*
- Doornkamp, J. C. (1986). *Geomorphological approaches to the study of neotectonics. Journal of the geological society, 143(2), 335-342.*
- El Hamdouni, R., Irigay, C., Fernandes, T., Chacon, J., dan Keller, E. A., 2007. *Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of Sierra Nevada (Southern Spain).* Geomorphology, 96, 150-173.
- Hidayat, E. 2009. *Analisis Morfotektonik Sesar Lembang, Tesis* Magister, Institut Teknologi Bandung (tidak dipublikasikan).
- Keller, E. A. and PinterN., 1996, *Active Tectonics (Earthquake, Uplift, and Landscape)*, Prentise Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458.
- Simandjuntak, T.O., 2003. *Atlas Geologi Indonesia.* Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Strahler, A.N., 1952, *Dynamic Basis of Geomorphology*, Geological Society of America Bulletin.
- Strahler, A.N., 1952, *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, Geological Society of America Bulletin.
- Stewart, L. S., and Hancock, P. L., 1994, *Continental Deformation Neotectonics*, First Edition, Pegamon Press, London, pp 370 – 409.



Gambar 1 Peta pembagian DAS dan orde sungai



Gambar 2. Peta lokasi perhitungan nilai Smf pada daerah penelitian