

**ANALISA LABILITAS ATMOSFER(K-INDEKS DAN LIFTED INDEKS)
TERHADAP CURAH HUJAN DI SUMATERA BARAT DENGAN
MENGUNAKAN METODE RAOBS (RADIOSOUNDING
OBSERVATION)**

SKRIPSI

*Diajukan Sebagai Salah Satu Persyaratan Guna Memperoleh Gelar Sarjana
Sains*



Oleh

RENDY IRAWADI

57525/2010

**PRODI FISIKA
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN
ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2013**

ABSTRAK

**Rendy Irawadi : Analisa Labilitas Atmosfer (*K-Indeks* dan *Lifted Indeks*)
terhadap Curah Hujan di Sumatera Barat dengan Menggunakan Metode RAOBS (*Radiosounding Observation*)**

Kondisi keadaan iklim di Indonesia yang banyak hujan, memberi arti bahwa di wilayah Indonesia banyak tumbuh awan, termasuk jenis awan hujan Cumulonimbus. Awan Cumulonimbus yang dibangkitkan di atmosfer wilayah Indonesia kadang kala menembus troposfer yang relatif stabil. Bahkan perawanan konvektif ini yang terbesar di dunia. Pertumbuhan awan hujan yang relatif tinggi akibat labilitas atmosfer yang tinggi ditandai dengan nilai *K-Indeks* yang cenderung tinggi dan nilai dari *Lifted Indeks* nilai yang negatif. Pengaruh dari tingginya pertumbuhan awan hujan yang tinggi adalah tingginya curah hujan yang terjadi dan dapat menyebabkan dampak yang berbahaya di suatu daerah seperti banjir, longsor bahkan angin kencang dan puting beliung tergantung dari topografi daerahnya. Untuk itu di perlukan penelitian untuk mengetahui rentang nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* yang dapat menyebabkan tingginya curah hujan di Sumatera Barat.

RAOB adalah program yang digunakan untuk menganalisis kondisi atmosfer. Dengan fungsi yang dimiliki RAOB maka predictor dapat dengan mudah mengidentifikasi parameter-parameter atmosfer yang akan dianalisis sesuai dengan keperluan predictor seperti *K-Indeks* dan *Lifted Indeks*.

Dari hasil penelitian didapatkan bahwa nilai *K-Indeks* 36 – 40 dan *Lifted Indeks* (-2) – (-6) menyebabkan hujan lebat di Padang, Padang Panjang, Sicincin, dan Koto Tabang. Semakin besar range KI dan LI maka semakin besar peluang kejadian hujannya, tetapi topografi daerahnya mempengaruhi waktu kejadian hujan perjamnya.

Keyword: KI, LI, Curah hujan, RAOB.

KATA PENGANTAR



Puji dan syukur kehadiran Allah SWT, sehingga penulis diberi kesempatan, kekuatan dan kemampuan untuk dapat menyelesaikan skripsi ini yang berjudul **Analisa Labilitas Atmosfer (*K-Indeks* dan *Lifted Indeks*) terhadap Curah Hujan di Sumatera Barat dengan Menggunakan Metode RAOBS (Radiosounding Observation).**

Penulis membuat skripsi ini dimaksudkan untuk memenuhi salah satu persyaratan untuk memperoleh gelar Sarjana Sains. Penulis dalam kesempatan ini ingin mengucapkan terima kasih yang tak berhingga kepada semua pihak yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan skripsi ini. Terima kasih penulis ucapkan kepada :

1. Bapak Drs. H. Asrul, MA sebagai pembimbing I .
2. Bapak Sugeng Nugroho, S.Si, M.Si sebagai pembimbing II.
3. Bapak Dr. Hamdi Rivai, M.Si, Bapak Drs. Mahrizal M.Si dan Ibu Fatni Mufit, S.Pd, M.Si selaku tim penguji.
4. Bapak Drs. Akmam, M.Si sebagai Ketua Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.
5. Ibu Dra. Yurnetti, M.Pd sebagai Sekretaris Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.
6. Ibu Dra. Hidayati, M.Si sebagai pembimbing akademis sekaligus Ketua Program Studi Fisika Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.

7. Bapak dan Ibu staf Pengajar Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.
8. Bapak Soedarto Soetarmo,S.Si selaku kepala Stasiun Tabing Padang yang telah memberikan izin kepada penulis untuk melanjutkan kuliah dan memberikan motivasi serta dorongan.
9. Kedua orang tua penulis yang selalu memberikan dukungan kepada penulis dengan tidak henti-hentinya.
10. Teman-teman seangkatan dan seperjuangan.
11. Semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu persatu yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.

Skripsi ini kemungkinan masih terdapat kekurangan yang belum penulis sadari karena keterbatasan. Oleh karena itu kritik dan saran sangat penulis harapkan agar tugas ini dapat disempurnakan, akhirnya penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi penulis sendiri maupun bagi pembaca, Amiin.

Padang, April 2013

Penulis

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK.....	i
KATA PENGANTAR.....	ii
DAFTAR ISI.....	iv
DAFTAR TABEL.....	vi
DAFTAR GAMBAR.....	ix
DAFTAR LAMPIRAN.....	xiv
BAB I PENDAHULUAN	
1.1.Latar Belakang.....	1
1.2.Rumusan dan Batasan Masalah.....	3
1.3.Pertanyaan Penelitian.....	4
1.4.Tujuan Penelitian.....	4
1.5.Kegunaan Penelitian.....	5
BAB II KAJIAN TEORI	
2.1.Labilitas Atmosfer.....	6
2.2.Jenis Indeks Labilitas.....	10
2.3.Jenis Awan Hujan dan Proses Terbentuknya.....	18
2.4.Hujan	23
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
3.1.Topografi Daerah Penelitian.....	27
3.2.Teknik Analisa Data.....	29

3.3.Waktu dan Tempat Penelitian.....	30
3.4.Instrument Penelitian.....	30
3.5.Data Penelitian.....	31
3.6.Pengolahan Data.....	32
BAB IV HASIL PENELITIAN	
4.1.Data Hasil Penelitian.....	35
4.2.Pembahasan.....	74
BAB V PENUTUP	
5.1.Kesimpulan.....	78
5.2.Saran.....	79
DAFTAR PUSTAKA.....	81
LAMPIRAN.....	82

\

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1 Kejadian bencana di Sumatera Barat selama periode 2011.....	3
2 Range standar <i>K-Indeks</i> dari WMO.....	16
3 Nilai LI dan KI serta dampak cuaca yang akan terjadi.....	17
4 Contoh hasil pengolahan data Curah Hujan dari ARG.....	32
5 Hasil nilai KI, LI dan Hujan tiap jam pada pengamatan radiosounding pukul 07.00 WIB.....	33
6 Hasil nilai KI, LI dan Hujan tiap jam pada pengamatan radiosounding pukul 19.00 WIB.....	33
7 Tabel rentang <i>K-Indeks</i> dengan frekuensi kejadiannya	40
8 Tabel rentang <i>Lifted Indeks</i> dengan frekuensi kejadiannya.....	41
9 Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	43
10 Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	46
11 Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	47
12 Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	49
13 Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	51

14	Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	53
15	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	55
16	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	57
17	Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	59
18	Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	60
19	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	63
20	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	64
21	Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	67
22	Perbandingan nilai KI terhadap Curah Hujan di Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	68
23	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	70
24	Perbandingan nilai LI terhadap Curah Hujan di Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	72

DAFTAR GAMBAR

Gambar Halaman

1	Udara Stabil (mutlak).....	9
2	Udara Labil (mutlak).....	9
3	Udara Netral.....	10
4	Grafis mencari LI.....	13
5	Tahap Pertumbuhan.....	20
6	Tahap Dewasa.....	21
7	Tahap Mati.....	22
8	Pengukur Hujan Otomatis (ARG/ <i>Automatic Rain Gauge</i>).....	24
9	Peta lokasi penelitian.....	28
10	Tampilan hasil pengolahan RAOB.....	29
11	Rata-rata hujan bulanan Padang periode 2008-2011.....	36
12	Rata-rata hujan bulanan Sicincin periode 2008-2011.....	37
13	Rata-rata hujan bulanan Padang Panjang periode 2008-2011.....	38
14	Rata-rata hujan bulanan Bukit Kototabang periode 2008-2011.....	39
15	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	44
16	Peluang kejadian hujan di Padang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.	45
17	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Padang pada	

	pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	46
18	Peluang kejadian hujan di Padang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.	47
19	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WI.....	48
20	Peluang kejadian hujan di Padang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai LI(-2)-(-6) pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	49
21	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Padang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	50
22	Peluang kejadian hujan di Padang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	50
23	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	52
24	Peluang kejadian hujan di Sicincin antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB	52
25	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	54
26	Peluang kejadian hujan di Sicincin antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.	54
27	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Sicincin pada	

	pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	55
28	Peluang kejadian hujan di Sicincin antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai LI (-20)-(-6) pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB	56
29	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Sicincin pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	57
30	Peluang kejadian hujan di Sicincin antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	58
31	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	59
32	Peluang kejadian hujan di Padang Panjang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB	60
33	Perbandingan nilai KI dengan Total Curah hujan Padang Panjang perjam pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	61
34	Peluang kejadian hujan di Padang Panjang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	62
35	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Padang Panjang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	63
36	Peluang kejadian hujan di Padang Panjang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosounding	

	pukul 07.00 WIB	64
37	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Padang Panjang perjam pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	65
38	Peluang kejadian hujan di Padang Panjang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB	66
39	Perbandingan nilai KI dengan total Curah hujan Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	67
40	Peluang kejadian hujan di Bukit Kototabang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB	68
41	Perbandingan nilai KI dengan total Curah hujan Bukit Kototabang pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	69
42	Peluang kejadian hujan di Bukit Kototabang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai KI 36-40 pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB	70
43	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Bukit Kototabang perjam pada pengamatan Radiosounding pukul 07.00 WIB.....	71
44	Peluang kejadian hujan di Bukit Kototabang antara pukul 07.00 WIB-18.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosoundin pukul 07.00 WIB	72
45	Perbandingan nilai LI dengan Total Curah hujan Bukit Kototabang perjam pada pengamatan Radiosounding pukul 19.00 WIB.....	73

46	Peluang kejadian hujan di Bukit Kototabang antara pukul 19.00 WIB-06.00 WIB pada nilai LI (-2)-(-6) pada pengamatan Radiosoundin pukul 19.00 WIB	74
----	--	----

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	halaman
1 Data Hujan Padang.....	82
2 Data hujan sicincin.....	84
3 Data Hujan Padang Panjang.....	86
4 Data Hujan Bukit Kototabang.....	88
5 Data Radiosounding.....	90
6 Hasil Pengolahan RAOB.....	97
7 Grafik Gabungan nilai KI dan LI dengan Peluang Hujannya.....	101

BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Wilayah Indonesia berada di antara dua benua Asia dan Australia, dan dua samudera Hindia dan Pasifik yang membentang sepanjang daerah katulistiwa serta merupakan wilayah maritim kontinental yang 2/3 bagian wilayahnya merupakan lautan dan sebagian lagi terdiri dari kepulauan besar dan kecil yang jumlahnya kurang lebih 17.000 kepulauan Indonesia. Memperhatikan letak geografis, topografi, dan lingkungan tersebut pembentukan iklim dan cuaca di Indonesia sangat dipengaruhi oleh deklinasi matahari, monsun lokal, karena itu wilayah Indonesia memiliki hujan dengan tipe iklim monsun ditandai dengan dua musim yakni musim penghujan dan musim kemarau yang ditandai dengan curah hujan yang relatif sedikit. Diantara kedua musim terdapat masa peralihan atau transisi. Berbeda dengan musim hujan dan kemarau yang ditandai dengan pola angin yang berbeda mendekati 180°, masa peralihan ditandai dengan arah angin yang tidak tentu di atmosfer.

Kondisi keadaan iklim di Indonesia yang banyak hujan, memberi arti bahwa di wilayah Indonesia banyak tumbuh awan, termasuk jenis awan hujan Cumulonimbus. Awan Cumulonimbus yang dibangkitkan di atmosfer wilayah Indonesia kadang kala menembus Troposfer yang relatif stabil. Bahkan perawanan konvektif ini yang terbesar di dunia. Awan yang mentransport

udara Troposfer ke *Stratosfer* yang membawa fluks momentum dan energi. Dengan demikian Indonesia memainkan peranan penting dalam perubahan global atmosfer bumi [*Holton, 1992; Tsuda, 1995*].

Pertumbuhan awan hujan yang relatif tinggi akibat labilitas atmosfer yang tinggi ditandai dengan nilai *K-Indeks* yang cenderung tinggi dan nilai dari *Lifted Indeks* nilai yang negatif. *K-Indeks* adalah nilai sebagai ukuran dari potensi timbulnya awan badai guntur berdasarkan laju susut suhu vertikal sedangkan *Lifted Indeks* adalah perbedaan suhu parsel udara yang bergerak naik secara adiabatik dengan suhu lingkungannya yang terjadi pada tekanan udara 500 mb (milibar)/ 18.000 feet di atmosfer karena ekspansi, nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* ini merupakan parameter penentu labilitas atmosfer. Pengaruh dari tingginya pertumbuhan awan hujan yang tinggi adalah tingginya curah hujan yang terjadi dan dapat menyebabkan dampak yang berbahaya di suatu daerah seperti banjir, longsor bahkan angin kencang dan puting beliung tergantung dari topografi daerahnya.

Sumatera Barat merupakan provinsi yang berada di bagian barat tengah pulau Sumatera dengan luas 42.297,30 km² dan dilewati oleh Ekuator Bumi . Dengan kondisi yang demikian maka Sumatera Barat memiliki tipe iklim Ekuatorial yaitu daerah yangg antara musim hujan dan musim kemarau tidak jauh berbeda sehingga memiliki puncak musim hujan ganda atau bisa dikatakan tidak memiliki musim kering, selain itu dengan kondisi yang berada di antara laut dan bukit barisan menyebabkan faktor lokal sangat mempengaruhi kondisi iklim maupun cuaca di Sumatera Barat. Berdasarkan

data dari Pusdalops PB Sumbar selama tahun 2011 tercatat banyak kejadian bencana yang di akibatkan oeh Banjir, Longsor, dan Puting Beliung.

Tabell. kejadian bencana di Sumatera Barat selama periode 2011

DATA RECORD KEJADIAN BENCANA WILAYAH SUMATERA BARAT
DARI BULAN JANUARI S/D DESEMBER 2011
PER KABUPATEN/ KOTA

No	Kabupaten/ Kota	Jenis Bencana						Jml	
		Kebakaran	Banjir	Longsor	Puting Beliung	Hanyut	Sambaran Petir		Orang Hilang
1	Kab. Tanah Datar	14	-	9	3	1	1	-	28
2	Kab. Agam	7	2	6	-	1	-	-	16
3	Kab. Pesisir Selatan	3	2	1	-	3	-	2	11
4	Kota Padang	6	-	-	-	-	-	-	6
5	Kab. 50 Kota	2	2	-	-	1	-	-	5
6	Kab. Padang Pariaman	2	-	1	-	-	1	-	4
7	Kota Solok	2	-	-	-	1	-	-	3
8	Kab. Pasaman Barat	1	1	-	1	-	-	-	3
9	Kab. Solok	1	-	-	-	1	-	-	2
10	Kota Padang Panjang	2	-	-	-	-	-	-	2
11	Kota Pariaman	1	-	1	-	-	-	-	2
12	Kab. Sawah Lunto	-	-	-	-	1	-	-	1
13	Kab. Sijunjung	-	-	1	-	-	-	-	1
14	Kota Payakumbuh	-	-	-	1	-	-	-	1
15	Kab. Dharmasraya	-	-	-	1	-	-	-	1
16	Kab. Pasaman	-	-	-	-	1	-	-	1
Total		41	7	19	6	10	2	2	87

Dari tabel 1 datas dapat terlihat bahwa lebih dari 50% kejadian bencana di Sumatera barat diakibatkan oleh faktor cuaca buruk karena labilitas atmosfer yang tinggi

1.2. Rumusan Masalah

Peneliti membahas penentuan rentang nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* yang mempengaruhi labilitas atmosfer di Sumatera Barat yang didapatkan dengan metode Radio Sounding terhadap tingkat pertumbuhan awan hujan yang menyebabkan tingginya intensitas hujan yang dapat memungkinkan

terjadinya bencana. Analisa nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* belum pernah diteliti sebelumnya untuk wilayah Sumatera Barat.

1.3. Pertanyaan Penelitian

Berdasarkan rumusan dan batasan masalah dalam penelitian ini dikemukakan beberapa pertanyaan penelitian untuk wilayah Sumatera Barat, yaitu:

1. Berapa rentangan nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* yang dapat mengakibatkan hujan lebat?
2. Bagaimana pengaruh nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* tersebut terhadap tingkat intensitas hujan yang terjadi?
3. Apakah pengaruh topografi wilayah mempengaruhi hubungan antara tingkat intensitas hujan dengan nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks*?

1.4. Tujuan Penelitian

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui batasan nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* untuk mendapatkan tingkat labilitas atmosfer Sumatera Barat yang berpeluang menyebabkan tingginya intensitas pertumbuhan awan hujan dan pengaruhnya dari topografi Sumatera Barat itu sendiri.

1.5. Kegunaan Penelitian

1. Dengan mengetahui kisaran nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* di Sumatera Barat dapat menentukan tingkat intensitas curah hujan yang akan ditimbulkan dari awan hujan yang terbentuk.
2. Mengantisipasi kejadian bencana yang mungkin terjadi akibat hujan yang ditimbulkan, sehingga di harapkan korban yang timbul akan dapat di minimalisir.

BAB II

KAJIAN TEORI

2.1. Labilitas Atmosfer

Sebagian besar penyebab pembentukan awan dan hujan adalah gerakan vertikal massa udara di atmosfer. Hal ini terjadi karena ketidakstabilan lapisan udara dekat permukaan tanah. Pemanasan yang tidak sama rata, karena perbedaan sifat permukaan menyebabkan gangguan yang menghasilkan udara yang bergerak ke atas dan atau ke bawah. Udara stabil bila mendapat gangguan akan kembali ke kondisi semula, artinya tidak ada perubahan yang cukup berarti. Sebaliknya bila keadaan udara tidak stabil (labil), adanya gangguan menghasilkan perubahan cuaca yang cukup signifikan. Pada udara labil berpeluang terjadi pembentukan awan, khususnya awan yang berpotensi menghasilkan cuaca buruk [**Prawiwardoyo, 1996**].

Keadaan stabilitas udara dapat diketahui dari perubahan suhu terhadap ketinggian (*Lapse Rate*) yang di dapatkan dari model densitas konstan dimana model yang menganggap densitas atmosfer konstant terhadap ketinggian dan nilainya tetap dari paras laut hingga puncak atmosfer konsep ini disebut konsep atmosfer homogen, dari model ini variasi tekanan terhadap ketinggian di peroleh dari persamaan hidrostatis:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho \cdot g \quad (2.1)$$

Dengan:

dp : pertambahan tekanan akibat pertambahan ketinggian dz

ρ : densitas udara

g : percepatan gravitasi

tanda negatif menunjukkan bahwa ρ berkurang sesuai ketinggian z . dalam atmosfer riil, densitas fungsi dari z . baik atmosfer model maupun atmosfer riil tingkat penurunan temperature terhadap ketinggian disebut susut suhu dan di definisikan sebagai:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (2.2)$$

Dalam model densitas konstan, susut suhu γ diperoleh dengan mendiferensiasikan persamaan keadaan yaitu:

$$p = \rho RT \quad (2.3)$$

Diferensiasi menjadi

$$\frac{dp}{dT} = \rho R \quad (2.4)$$

Dimana:

T : temperature udara mutlak

R : konstanta udara spesifik untuk udara kering : 287,06 J/ kg K

Dengan mensubstitusikan nilai dp dari persamaan (2.1) ke persamaan (2.4)

diperoleh:

$$-\rho \frac{g \cdot dz}{dT} = \rho R \quad \text{atau} \quad -\frac{dz}{dt} = \frac{R}{g}$$

Jadi penurunan temperature terhadap ketinggian (susut suhu) adalah

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R} \text{ [Bayong,2008]}$$

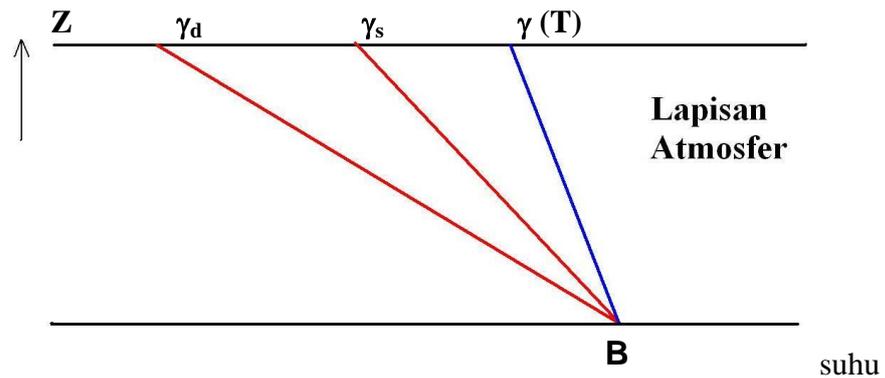
Dalam penjelasan stabilitas atmosfer, ada 3 macam penurunan suhu terhadap ketinggian, yaitu : *Lapse Rate* lingkungan (γ), *Lapse Rate* adiabatik kering (γ_d) dan *Lapse Rate* adiabatik basah (γ_s). *Lapse Rate* lingkungan adalah angka penurunan suhu terhadap ketinggian dari keadaan udara yang sebenarnya. *Lapse Rate* adiabatik kering merupakan angka yang menunjukkan penurunan suhu parcel udara kering terhadap ketinggian, akibat pengambilan panas laten parcel itu sendiri untuk memperbesar volume akibat gerakan vertikal ke atas parcel. Sedangkan *Lapse Rate* adiabatik basah yaitu angka yang menunjukkan penurunan suhu terhadap ketinggian saat kondisi pelepasan panas latent dari parcel udara jenuh pada proses kondensasi. Sistem adiabatik itu sendiri adalah suatu sistem dimana tekanan, suhu dan volume dapat berubah-ubah tanpa adanya penambahan atau pengurangan panas ke dalam sistem tersebut.

Dari ketiga *Lapse Rate* tersebut dapat diperoleh 3 macam hubungan yang menunjukkan kriteria kestabilan massa udara, yaitu sebagai berikut :

2.1.1. Udara Stabil Mutlak ($\gamma < \gamma_s < \gamma_d$)

Kondisi dimana parcel udara yang di naikkan dari posisi B pada lapisan dasar atmosfer ke lapisan atasnya *Lapse Rate* lingkungan lebih kecil daripada *Lapse Rate* adiabatik jenuh maupun tidak jenuh,

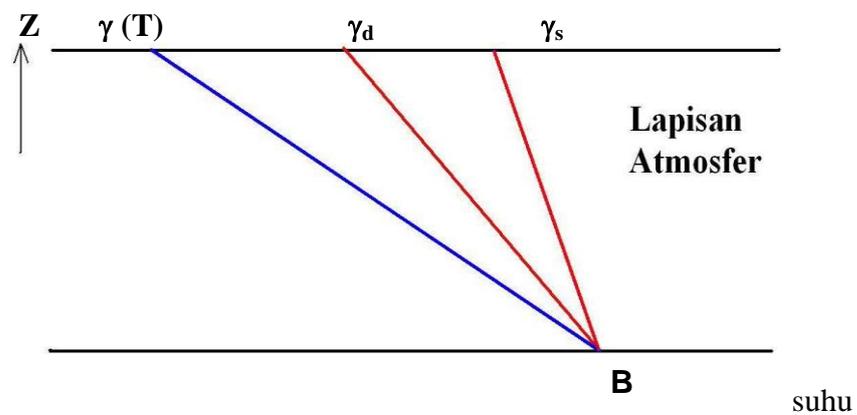
menjadikan udara lingkungan lebih panas daripada udara yang naik mengikuti adiabat jenuh, oleh karena itu lapisan ini disebut labil mutlak. [Prawiwardoyo, 1996].



Gambar 1. Udara Stabil (mutlak)

2.1.2. Labil Mutlak ($\gamma_s < \gamma_d < \gamma$)

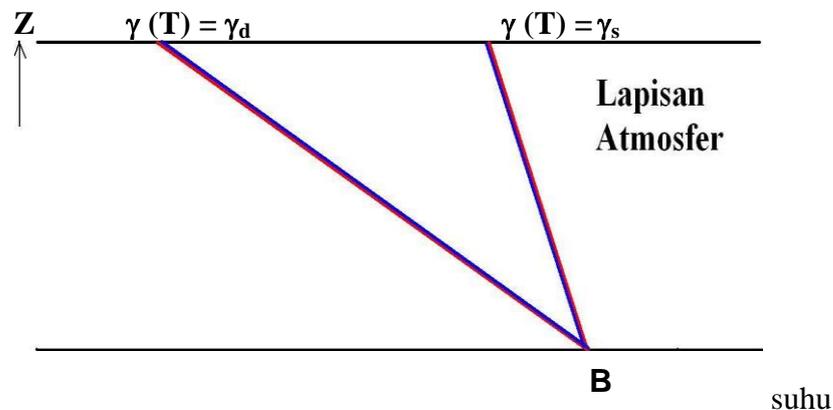
Jika parcel udara bergerak naik dari posisi B dan suhu parcel udara lebih panas dari pada suhu lingkungan mengikuti laju dari *Lapse Rate* jenuh maupun yang tidak jenuh sehingga arahnya bergerak terus ke atas dengan kecepatan bertambah dan tidak stabil, oleh karena itu lapisan atmosfer ini disebut labil mutlak.



Gambar 2. Udara Labil (mutlak).

2.1.3. Netral ($\gamma = \gamma_a$ dan $\gamma = \gamma_s$)

Jika parcel udara bergerak naik ke atas dari posisi B baik sejajar dengan *Lapse Rate* jenuh maupun tidak jenuh lalu berhenti. Pada saat kondisi ini suhu parcel sama dengan suhu lingkungan, maka atmosfer dalam keadaan netral.



Gambar 3. Udara Netral.

2.2. Jenis Indeks Labilitas

2.2.1. Trop lvl (*Tropopause Level* atau ketinggian tropopause)

Tropopause merupakan lapisan pembatas antara troposfer atas dengan stratosfer bawah. Tropopause mempunyai ketinggian yang bervariasi, di sekitar ekuator tingginya mencapai 16 km sedangkan di sekitar kutub tingginya hanya 8 km. Tropopause dicirikan dengan tidak adanya penurunan maupun kenaikan suhu udara (isothermal). Semakin tinggi tropopause menandakan semakin tinggi puncak awan yang bisa dicapai. Jika puncak awan tinggi

maka potensi volume awan lebih besar dan potensi hujan juga semakin besar.

2.2.2. CCL (*Convective Condensation Level*)

CCL merupakan level atau ketinggian parcel udara naik secara adiabatik jika mendapat pemanasan yang cukup dari bawah sampai mulai berkondensasi. Menurut Haby (2006a), level ini biasanya digunakan untuk mengidentifikasi ketinggian dasar awan bentuk cumuli (menggulung-gulung).

2.2.3. LFC (*Level of Free Convection*)

LFC merupakan level parcel udara yang dapat bergerak sendiri tanpa bantuan energi dari luar. Level ini merupakan batas bawah dari daerah CAPE atau *Convective Available Potential Energy* di troposfer. Pada level ini suhu parcel sama dengan suhu lingkungan. LFC dapat digunakan dalam memprediksi kemungkinan konveksi (Haby 2006d; Subarna & Satiatli 2006).

2.2.4. EL (*Equilibrium Level*)

EL digunakan untuk mengidentifikasi puncak awan konvektif khususnya thunderstorm. Level ini merupakan batas atas daerah CAPE di atmosfer. Menurut Haby (2006b) EL di definisikan dalam dua cara LFC-EL (EL yang dimulai dari LFC) dan CCL-EL (EL yang dimulai dari CCL).

2.2.5. LCL (*Lifting Condensation Level*)

LCL adalah level parcel udara yang menjadi jenuh setelah mengalami pengangkatan secara adiabatik kering. Level ini digunakan untuk mengidentifikasi tinggi dasar awan. Nilai LCL lebih rendah atau sama dengan CCL. Berdasarkan Wallace dan Hobbs (1977) pada saat LCL maka nilai *Relative Humidity* adalah 100%.

2.2.6. TPW (*Total Precipitable Water*)

Total Precipitable Water (TPW) adalah jumlah kandungan massa uap air dalam kolom udara yang bisa diendapkan atau turun sebagai presipitasi jika semua uap air tersebut mengembun. Haby (2006f) menyatakan bahwa semakin tinggi suhu titik embun maka semakin besar juga nilai TPW. Menurut Syaifullah (1998) nilai TPW menggambarkan potensi uap air yang bisa menjadi awan-awan potensial.

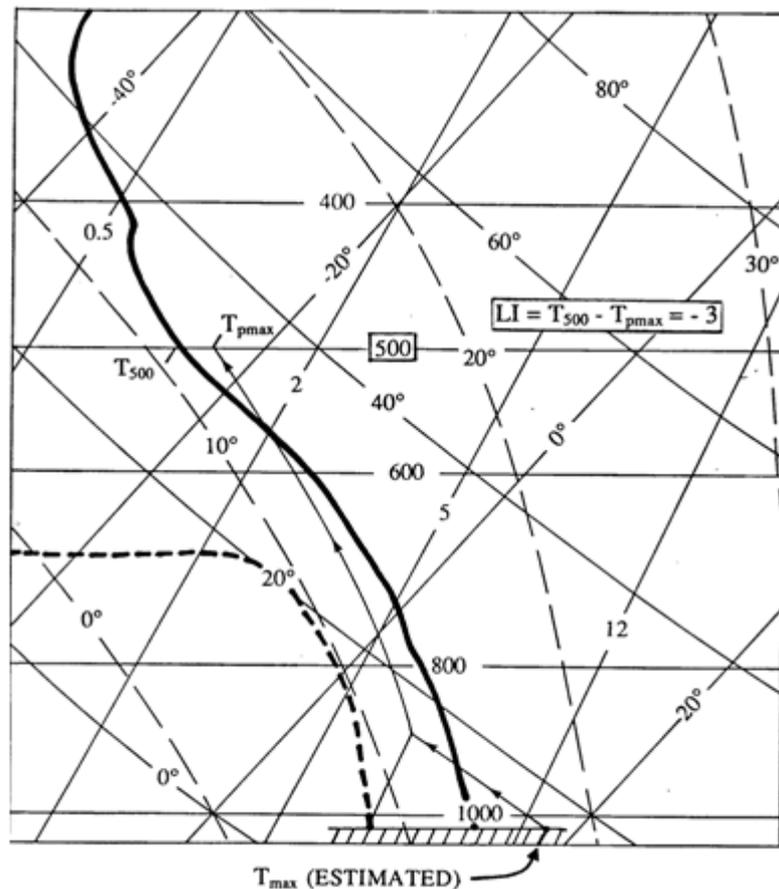
2.2.7. LI (*Lifted Index*)

LI adalah perbedaan suhu parcel udara yang bergerak naik secara adiabatik dengan suhu lingkungannya yang terjadi pada tekanan udara 500 mb (milibar)/ 18.000 feet di atmosfer karena ekspansi, dan nilai ini menjelaskan stabilitas troposfer bawah. Nilai LI mengindikasikan potensi terjadinya thunderstorm.

Perhitungan dengan grafis menggunakan cara:

(1) Cari lapisan kondensasi angkat (PKA)

- (2) Cari suhu pada lapisan p, misalnya 500 hPa (T_p)
- (3) Dari PKA naik sepanjang garis adiabat jenuh sampai lapisan 500 hPa
- (4) Cari perpotongan garis adiabat jenuh (3) dengan lapisan tekanan 500 hPa, perpotongan tersebut menunjukkan suhu gugus pada lapisan 500 hPa (T_{gp})
- (5) Dari (2) dan (4) diperoleh $LI = T_{500} - T_{gp}$.



Gambar 4. grafis mencari LI

LI yang bernilai positif berarti bahwa sebidang udara, jika diangkat, akan lebih dingin dibandingkan udara di sekitarnya di lapisan 500 milibar. oleh karena itu, Udara stabil dan akan menolak

gerakan vertikal. Semakin positif nilainya maka akan menunjukkan udara yang sangat stabil.

LI yang bernilai negatif berarti bahwa udara tingkat rendah jika diangkat sampai lapisan 500 milibar, akan lebih hangat dari pada udara di sekitarnya menyebabkan udara menjadi tidak stabil dan menunjukkan kemungkinan konveksi. Nilai negatif yang semakin besar akan menunjukkan udara yang sangat tidak stabil. Dengan kategori:

- Bila LI sama atau lebih besar dari 6, atmosfer dikategorikan dalam keadaan stabil.
- Bila LI antara 1 dan 6, atmosfer dikategorikan dalam keadaan stabil bersyarat, dalam keadaan tersebut badai guntur tidak mudah tumbuh.
- Bila LI antara 0 dan -2 , atmosfer dikategorikan dalam keadaan labil ringan. Dalam keadaan tersebut awan badai guntur dengan kilat mungkin timbul, utamanya pada saat dilewati perenggan dingin atau pada saat pemanasan pada siang hari.
- Bila LI antara -2 dan -6 , atmosfer dikategorikan labil; dalam keadaan tersebut badai guntur kuat dengan kilat dapat terjadi.
- Bila LI lebih kecil dari -6 , atmosfer dikategorikan sangat labil. Dalam keadaan tersebut badai guntur sangat kuat dengan kilat dapat terjadi.

2.2.8. KI (*K-Indeks*)

KI adalah nilai sebagai ukuran dari potensi timbulnya awan badai guntur berdasarkan laju susut suhu vertikal, kelembaban atmosfer yang lebih rendah, dan tingkat vertikal dari lapisan lembab.

Perbedaan suhu antara lapisan 850 milibar dan lapisan 500 milibar digunakan untuk parameterisasi *Lapse Rate* suhu vertikal. Titik embun lapisan 850 milibar memberikan informasi mengenai kadar air dari atmosfer yang lebih rendah. Luas vertikal lapisan lembab diwakili oleh perbedaan suhu lapisan 700 milibar dan lapisan 700 milibar titik embun. Ini disebut temperatur depresi titik embun lapisan 700 milibar. Indeks ini berasal deret hitung dan tidak perlu di plot di sounding. Di dapatkan dari rumus:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - \Delta_{700} \quad [\text{James, W. 1979}]$$

T_{850} = suhu pada lapisan 850 milibar

T_{500} = suhu pada lapisan 500 milibar

Td_{850} = suhu titik embun lapisan 850 milibar

Δ_{700} = depresi suhu titik embun pada lapisan 700 milibar (selisih suhu udara dan suhu titik embun pada lapisan 700 milibar).

$$\Delta_{700} = T_{700} - Td_{700}$$

Digunakan lapisan 850 milibar – 500 milibar karena di pandang sebagai lapisan bebas dimana lapisan bawahnya merupakan lapisan planeter (lapisan yg bersinggungan langsung dengan permukaan bumi) yag faktor gesekannya masih sangat dominan. Proses atmosfer dipandang sebagai hasil interaksi peredaran lapisan bebas dengan lapisan planeter. Oleh karena itu, lapisan bebas di pandang sebagai indikator keadaan atmosfer seluruhnya.

Indeks K cukup baik untuk digunakan menandai potensi timbulnya badai guntur massa udara. Selain digunakan untuk menandai adanya badai guntur, indeks K digunakan pula untuk menandai dampak dari badai guntur, misalnya banjir.

Tabel 2. range standar K-indeks dari WMO

Indeks K	Kemungkinan timbulnya badaiguntur (%)
<15	hampir 0
15 - 20	20
21 - 25	20 - 40
26 - 30	40 - 60
31 - 35	60 - 80
36 - 40	80 - 90
> 40	hampir 100

Tetapan indeks di atas merupakan tetapan indeks internasional yang diujicobakan pada daerah lintang tinggi/subtropis sehingga kurang sesuai dengan daerah kita yang lintang rendah/Tropis dikarenakan faktor yang mempengaruhi

labilitas atmosfer lebih beragam, oleh sebab itu diperlukan penelitian untuk menentukan nilai indeks untuk daerah Tropis dalam hal ini di daerah Sumatera Barat.

Di Amerika Serikat nilai LI dan KI menjadi salah satu tolak ukur kemungkinan Cuaca yang akan terjadi dan pengaruhnya terhadap kondisi untuk penerbangan dan keputusan untuk terbang atau tidaknya pesawat dari bandara tersebut. [Hamilton,2000].

Tabel 3. nilai LI dan KI serta dampak cuaca yang akan terjadi (balloon magazine)

Lifted index	K Index	Probable Weather	Operational impact
Zero or Negative(Unstable)	High (Wet)	Instability showers or thunderstorms	Turbulence, may be hazardous
Zero or Negative (Unstable)	Low (Dry)	Some cumulus activity; light precipitation	Bumpy with thermals
Positive (Stable)	High (Wet)	Stratus clouds; steady precipitation	Poor visibility; light winds
Positive(Stable)	Low (Dry)	Predominantly fair	Smooth air; light winds

2.2.9. Tc (Convective Temperature)

Tc atau suhu konvektif merupakan suhu yang harus dicapai oleh permukaan bumi agar terjadi konveksi. Suhu konvektif biasanya dicapai saat siang hari yaitu ketika terjadi penumpukan atau akumulasi penyinaran matahari (Haby 2006i).

2.2.10. CAPE (*Convective Available Potential Energy*)

CAPE adalah jumlah energi yang dimiliki oleh sebuah parcel udara jika diangkat secara vertikal pada jarak tertentu di atmosfer. CAPE juga dapat mengindikasikan bahwa atmosfer dalam kondisi tidak stabil.

2.3. Jenis Awan Hujan dan Proses Terbentuknya

Awan adalah suatu bentuk kondisi udara yang berupa kumpulan atau campuran uap air, butir-butir zat cair (air), dan kristal-kristal es akibat adanya gerakan vertikal ke atas yang kemudian mengalami pendinginan.

Awan hujan memiliki ciri yang mudah dikenali, dari bentuk dan perkembangannya bisa dinyatakan awan hujan atau bukan. Awan Cumulus dapat berkembang menjadi awan hujan tergantung pada tingkat kestabilan atmosfer.

Awan Hujan dapat terjadi jika salah satu dari beberapa kondisi berikut ini terpenuhi yaitu :

1. Ada pemanasan sangat intensif oleh matahari pada udara lembab dipermukaan atau *surface*, sehingga udara terangkat naik atau proses konveksi.
2. Terjadi pengangkatan udara lembab yang tidak stabil akibat halangan pegunungan, atau mekanisme lain seperti *konvergen*, *trough*, dan lain-lain.

Kebanyakan awan terbentuk jika udara yang mengandung uap air bergerak ke atas dan kemudian pada ketinggian tertentu mengalami pendinginan, yang akhirnya sebagian uap air mengalami proses kondensasi dan membentuk awan.

Awan hujan yang aktif disertai *thunderstorm* sampai mencapai ketinggian 9–13 Km dan selalu lebih tinggi untuk daerah tropis. Untuk awan hujan yang terjadi diatas lautan akibat udara dingin yang bergerak biasanya mencapai 5–7 Km [Soeharsono, 1981].

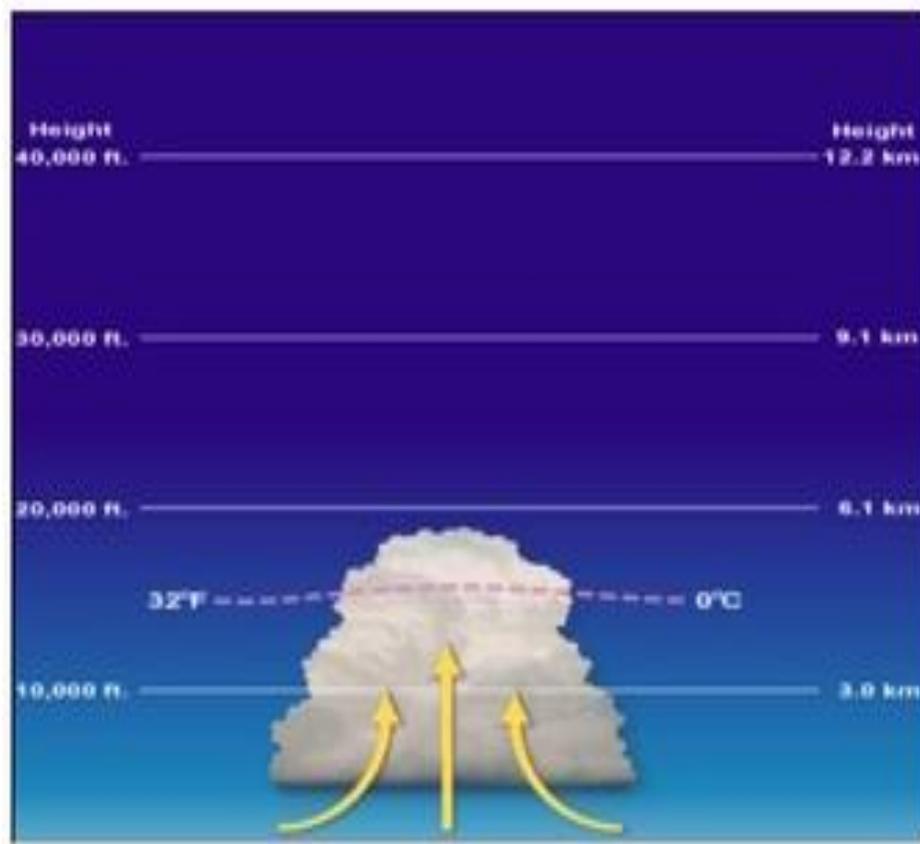
Bentuk awan di Indonesia sebagian besar berkelompok, yang terbentuk dari sistem konveksi dan orografis. Dikenal sebagai Cumulus dan menjadi Cumulonimbus. Gerakan vertikal ke atas yang menyebabkan terbentuknya awan karena adanya beberapa gaya, yaitu gaya turbulensi, gaya konveksi dan gaya orografis [Hernowo dan Suwignyo, 1995].

Bila ditinjau dari arah dan kecepatan aliran vertikal siklus awan hujan, maka ada tiga tahapan pertumbuhan awan hujan yaitu :

2.3.1. Tahap Pertumbuhan (*Cumulus Stage*)

Tahap ini mulai ada arus udara ke atas vertikal dan berkembang pada seluruh bagian awan (gambar 5). Makin keatas (*up-draft*) makin kuat dan maksimum pada puncak awan. Tercapainya suhu konveksi, dan adanya konvergensi serta orografi suatu tempat berakibat terjadinya percampuran massa udara yang naik pada tiap-tiap lapisan di atmosfer /

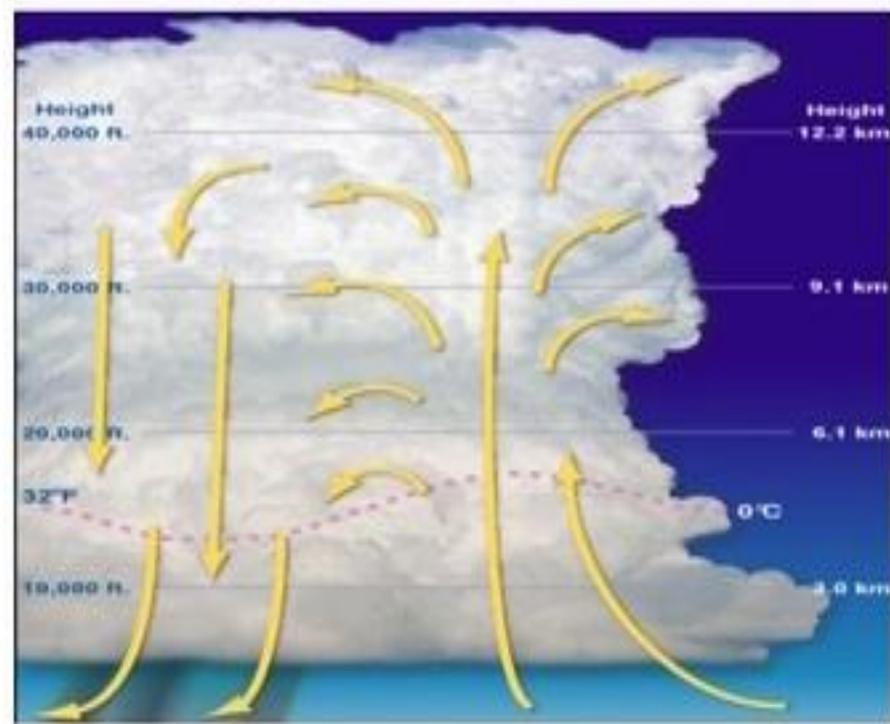
mixing sehingga pada tahap ini akan mulai terbentuk tinggi dasar dan puncak awan *Cumulus form* yang cukup tebal.



Gambar 5. Tahap Pertumbuhan (Wikipedia, 2008)

2.3.2. Tahap dewasa (*Mature Stage*)

Didalam awan terjadi *up-draft* dan *down-draft* atau udara naik dan udara turun (gambar 6). Pada tingkat ini mulai ada presipitasi yang mencapai tanah. Perbedaan yang paling besar dari proses ini didapatkan pada daerah yang aliran udara keatas paling besar atau cepat. Aliran udara ke bawah makin melemah.



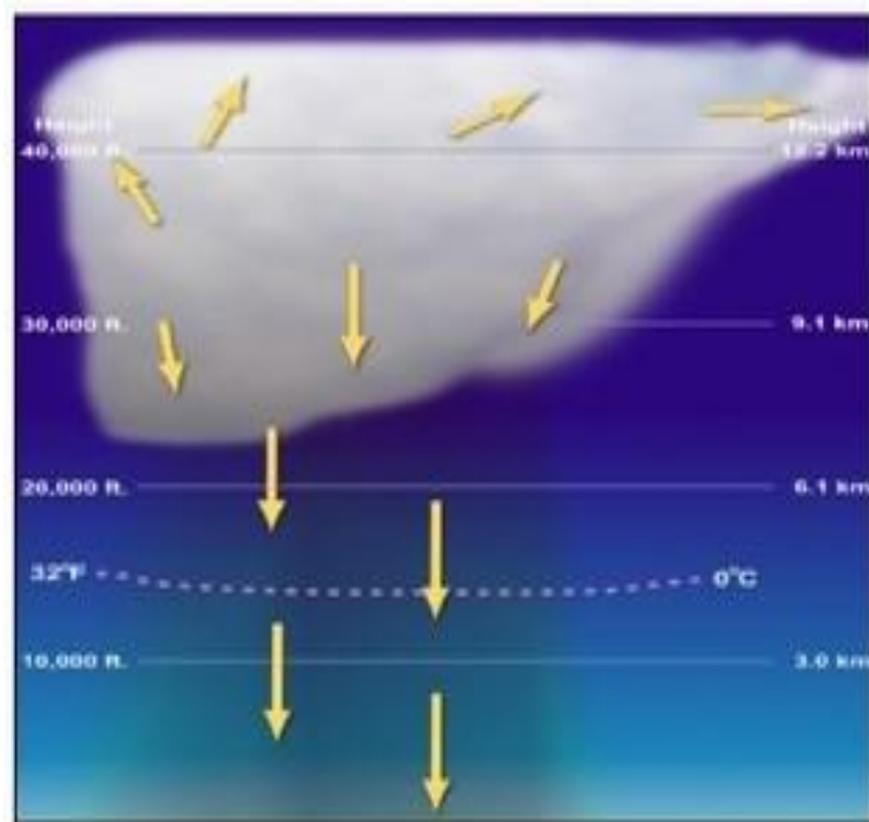
Gambar 6. *Tahap Dewasa* (Wikipedia, 2008)

Dan pada akhirnya sedikit demi sedikit kecepatannya akan bertambah melebar baik dalam arah vertikal maupun horizontal, dan makin kebawah makin kuat dan mencapai maksimum pada dasar awan. Suhu aliran udara pada bagian bawah (*down-draft*) akan lebih rendah dari udara sekelilingnya, sehingga pada tingkat ini disertai dengan arus dingin yang kuat, hujan lebat dan dapat juga disertai angin kencang. Intensitas badai guntur dicapai pada tahap ini.

2.3.3. Tahap mati (*Dissipating Stage*)

Pada tingkat ini *up-draft* sudah tidak ada (gambar 7), sedangkan aliran kebawah meluas diseluruh sel. Jumlah kristal-kristal es akan

menjadi lebih kecil, akhirnya menjadi air sehingga dapat digunakan untuk mempercepat turunya udara atau *down-draft*. Selama hujan dan *down-draft* yang terjadi pada saat suhu udara didalam awan lebih rendah dari sekitar. Pada suatu saat suhu udara didalam awan sama dengan suhu udara sekelilingnya, maka hujan makin berkurang dan gangguan medan angin pada permukaan hilang. Dan pada saat inilah berakhirnya masa hidup badai guntur.



Gambar 7. Tahap Mati (Wikipedia, 2008)

2.4. Hujan

Hujan merupakan satu bentuk presipitasi yang berwujud cairan. Presipitasi sendiri dapat berwujud padat (misalnya salju dan hujan es) atau aerosol (seperti embun dan kabut). Hujan terbentuk apabila titik air yang terpisah jatuh ke bumi dari awan. Tidak semua air hujan sampai ke permukaan bumi karena sebagian menguap ketika jatuh melalui udara kering.

Hujan memainkan peranan penting dalam siklus hidrologi. Pemanasan di atas permukaan laut menyebabkan air laut menguap, berubah menjadi awan, terkumpul menjadi awan mendung, lalu turun kembali ke bumi, dan akhirnya kembali ke laut melalui sungai dan anak sungai untuk mengulangi daur ulang itu semula.

Secara fisika proses terjadinya hujan disebabkan oleh empat mekanisme utama pada proses pendinginan udara sampai mencapai titik embun. Keempat mekanisme tersebut adalah pendinginan adiabatik, konduktif, rasional, serta evaporatif. Pendinginan adiabatik akan muncul ketika udara naik dan menyebar, kenaikan ini biasanya disebabkan oleh konveksi pergerakan atmosfer dalam skala besar atau ada halangan seperti gunung. Pendinginan konduktif berlangsung ketika udara akan bersinggungan dengan permukaan yang bersuhu lebih rendah dan merupakan persyaratan teknis untuk terjadinya hujan. Pendekatan rasional disebabkan oleh adanya emisi infra merah karena udara maupun permukaan di bawahnya, sedangkan untuk pendinginan evaporatif berlangsung saat kelembapan masuk menuju udara melewati penguapan

akibatnya suhu udara turun hingga mencapai suhu bola basah atau titik kelembapan.



Gambar 8. Pengukur Hujan Otomatis (ARG/Automatic Rain Gauge)

Jumlah air hujan diukur menggunakan pengukur hujan atau ombrometer yang dinyatakan sebagai kedalaman air yang terkumpul pada permukaan datar. Satuan curah hujan menurut SI adalah milimeter, yang merupakan penyingkatan dari liter per meter persegi.

a. Jenis-jenis hujan berdasarkan terjadinya adalah:

- 1) Hujan siklonal, yaitu hujan yang terjadi karena udara panas yang naik disertai dengan angin berputar.
- 2) Hujan zenithal, yaitu hujan yang sering terjadi di daerah sekitar ekuator, akibat pertemuan Angin Pasat Timur Laut dengan Angin

Pasat Tenggara. Kemudian angin tersebut naik dan membentuk gumpalan-gumpalan awan di sekitar ekuator yang berakibat awan menjadi jenuh dan turunlah hujan.

- 3) Hujan orografis, yaitu hujan yang terjadi karena angin yang mengandung uap air yang bergerak horisontal. Angin tersebut naik menuju pegunungan, suhu udara menjadi dingin sehingga terjadi kondensasi. Terjadilah hujan di sekitar pegunungan.
 - 4) Hujan muson atau hujan musiman, yaitu hujan yang terjadi karena Angin Musim (Angin Muson). Penyebab terjadinya Angin Muson adalah karena adanya pergerakan semu tahunan Matahari antara Garis Balik Utara dan Garis Balik Selatan. Di Indonesia, hujan muson terjadi bulan Oktober sampai April. Sementara di kawasan Asia Timur terjadi bulan Mei sampai Agustus. Siklus muson inilah yang menyebabkan adanya musim penghujan dan musim kemarau.
- b. Jenis-jenis hujan berdasarkan besarnya curah hujan (definisi BMKG)

- 1) Hujan sedang, 20 - 50 mm per hari.
- 2) Hujan lebat, 50-100 mm per hari.
- 3) Hujan sangat lebat, di atas 100 mm per hari.

Karakteristik hujan di Sumatera Barat dipengaruhi oleh sistem monsoon, yaitu sistem sirkulasi udara yang berbalik arah secara musiman yang disebabkan oleh perbedaan sifat termal antara benua dan lautan. Namun demikian akibat dari posisinya secara geografis dilalui oleh garis

khatulistiwa (0° lintang), dikenal pula pola ekuatorial, sehingga bentuk pola curah hujannya memiliki 2 puncak (bimodal). Selain itu, kondisi topografi Sumatera bagian barat yang berpegunungan juga turut mempengaruhi karakteristik curah hujannya.[**A.Turyanti,2007**]

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1. Kesimpulan

1. Nilai *K-Indeks* yang berpeluang menyebabkan hujan lebat yaitu pada kisaran 36-40 dan nilai *Lifted Indeks* (-2)-(-6) pada lokasi penelitian.
2. Semakin besar tetapan batasan nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* maka semakin besar peluang kejadian hujannya kecuali untuk tetapan batasan *K-Indeks* >40 dan *Lifted Indeks* <-6 karena nilai pengamatan radiosounding dengan hasil nilai tersebut sedikit.
3. Peluang kejadian hujan per jam pada setiap lokasi penelitian yaitu:
 - a. Pengamatan radiosounding pukul 07.00 WIB dengan nilai *K-Indeks* 36-40 dan *Lifted Indeks* (-2)-(-6)
 - Padang peluang hujan pukul 19.00 WIB
 - Sicincin peluang hujan pukul 21.00 WIB hingga pukul 24.00 WIB
 - Padang Panjang peluang hujan pukul 07.00 WIB hingga pukul 10.00 WIB
 - Bukit Kototabang peluang hujan pukul 08.00 WIB dan 17.00 WIB

- b. Pengamatan radiosounding pukul 19.00 WIB dengan nilai *K-Indeks* 36-40 dan *Lifted Indeks* (-2)-(-6)
- Padang peluang hujan pukul 17.00 WIB hingga 18.00 WIB
 - Sicincin peluang hujan pukul 07.00 WIB hingga puku 10.00 WIB
 - Padang Panjang peluang hujan pukul 23.00 WIB
 - Bukit Kototabang peluang hujan pukul 19.00 WIB
4. Topografi wilayah mempengaruhi waktu kejadian hujan yang terjadi walaupun dengan nilai *K-Indeks* dan *Lifted Indeks* yang sama

5.2. Saran

1. Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut dengan menggunakan *indeks* labilitas lainnya agar perakiraan hujan yang dihasilkan lebih akurat dan prosentasenya lebih besar.
2. Perlu penambahan lokasi ARG agar data hujan yang di dapat lebih rapat dan banyak lokasinya sehingga bisa di dapatkan bahan penbanding yang lebih banyak.