ANALISIS STABILITAS ATMOSFER MENGGUNAKAN *CONVECTIVE AVAILABLE POTENTIAL ENERGY* (CAPE) TERHADAP TERJADINYA HUJAN DI PADANG

Yudha Nugraha [1)], Asrul [1)] , Sugeng Nugroho [2)]
[1]Jurusan Fisika, FMIPA Universitas Negeri Padang,
[2]BMKG Stasiun Klimatologi Padang Pariaman
email: yudhahysteria@yahoo.co.id

Abstract

Precipitation is ones of many atmospheric phenomena which closed with human activity. There is so many factors in earth atmosphere that can cause precipitation from global into local scale. One of them is atmospheric stability that identified based on convective available potential energy (CAPE). Using of CAPE is to know the characteristics of atmospheric stability and its correlation with precipitation so we can estimate accuracy of CAPE for predicting daily rainfall. Study took location at several areas in Padang as a region which is located in tropical latitude and divide it based on topographical characteristic such coastal, urban, and slope mountain area. To understand characteristic of atmospheric stability, is used scatterplot between CAPE with precipitation rainfall. Conclusion shows that for all studied area, CAPE value have variation from slight into moderate, with a little case heavy and extreme value. Correlation between CAPE and daily rainfall shows a negative correlation, which has r *score less than -0.2. It can be assumed that relationship between CAPE and rainfall is not significantly closed. Hence, we can assume that atmospheric stability has a less relationship for making high intensity precipitation.*

Keywords: *Atmospheric stability, CAPE, precipitation*

PENDAHULUAN

Atmosfer bumi merupakan kumpulan gas heterogen yang menyelubungi bumi mulai dari permukaan bumi sampai luar angkasa[1]. Atmosfer bumi terdiri atas lapisan-lapisan dengan ketebalan tertentu yang dibedakan berdasarkan laju perubahan suhu terhadap ketinggian. Lapisan yang paling bawah dan terdekat dengan permukaan bumi, yaitu troposfer merupakan lapisan dimana sebagian besar proses dan fenomena cuaca terjadi. Sebagai lapisan yang paling dekat dengan permukaan bumi, maka seluruh proses dan fenomena meteorologi yang terjadi di troposfer juga berhubungan langsung dengan kehidupan di permukaan bumi.

Penelitian mengemukakan bahwa besarnya radiasi matahari rata-rata tahunan yang diterima permukaan bumi berbeda-beda berdasarkan letak lintang. Daerah di sekitar khatulistiwa diketahui memiliki radiasi matahari rata-rata tahunan yang paling besar[2]. Dengan demikian, daerah-daerah di sekitar garis khatulistiwa memiliki potensi pertumbuhan awan-awan konvektif yang kuat.

Salah satu cara untuk mengamati proses konvektif di atmosfer yang sedang berlangsung ialah dengan melakukan pengamatan atmosfer secara vertikal. Pengamatan dapat dilakukan dengan menggunakan suatu instrumen yang terdiri atas sensor-sensor untuk mengukur parameter cuaca seperti suhu udara, tekanan udara, serta arah dan kecepatan angin. Pengamatan dapat dilakukan melalui beragam cara seperti aerosonde, roketsonde, radiometer, maupun radiosonde. Namun, pengamatan melalui radiosonde lazim dilakukan di seluruh dunia untuk mengamati profil vertikal troposfer.

Sumatera Barat merupakan salah satu propinsi Indonesia yang dilewati oleh garis khatulistiwa. Secara geografis Sumatera Barat berbatasan dengan Samudera Hindia di sebelah barat dengan luas wilayah 42,297.30 km2. Selain itu topografi Sumatera Barat juga terdiri atas barisan perbukitan Bukit Barisan yang memanjang sejajar dengan garis pantai. Bentuk topografi ini menjadikan Sumatera Barat istimewa karena memiliki keragaman bentang alam. Propinsi Sumatera Barat beribukota di Kota Padang. Padang sebagai ibukota dan pusat pemerintahan Sumatera Barat dengan luas wilayah 694,96 km2 yang terletak di pesisir barat pantai Sumatera memiliki wilayah dataran rendah di sebelah barat dan perbukitan di sebelah timur dan selatan kota.

Padang merupakan sebuah daerah aliran sungai (DAS) yang dilalui oleh lima sungai besar dan enam belas sungai-sungai kecil yang banyak diantaranya berhulu di daerah perbukitan barat kota. Secara teori, debit air sungai tersebut bergantung

pada hujan yang terjadi di bagian hulu. Semakin tinggi curah hujan, maka debit air sungai akan semakin meningkat. Hal ini perlu disikapi dengan bijak mengingat potensi bencana yang dapat ditimbulkan apabila terjadi hujan dengan kondisi ekstrem di hulu sungai.

Untuk menentukan proses konvektif di atmosfer, dapat diukur dengan menggunakan parameter stabilitas atmosfer, salah satunya ialah CAPE (*Convective available potential energy*). Berdasarkan hal itu, penulis memilih untuk meneliti intensitas hujan berdasarkan proses konvektif yang ditimbulkan oleh stabilitas atmosfer menggunakan parameter CAPE di daerah Padang. Tujuan dari penelitian ini ialah untuk menentukan karakteristik stabilitas atmosfer menggunakan CAPE berdasarkan data radiosonde. Selain itu juga untuk menentukan hubungan antara CAPE terhadap curah hujan di Padang

METODE

Jenis penelitian ini merupakan penelitian deskriptif kuantitatif yang menggunakan data sekunder berupa data profil suhu udara vertikal berasal dari pengamatan radiosonde di Stasiun Meteorologi Minangkabau. Pada penelitian ini dilakukan kajian terhadap peristiwa yang sudah terjadi menggunakan data-data yang tersedia kemudian dilakukan analisa.

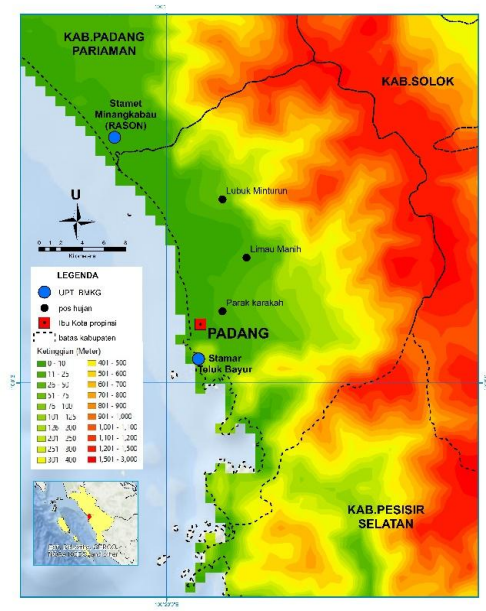
Variabel penelitian terdiri atas variabel terikat dan bebas. Variabel terikat merupakan variabel yang berkaitan dengan variabel lainnya. Dalam penelitian ini, variabel terikat berupa nilai CAPE, sedangkan variabel bebasnya yaitu curah hujan.

Penelitian ini menggunakan data sekunder, berupa data profil suhu udara dari radiosonde dan data curah hujan sepanjang tahun 2012-2016. Penelitian dilakukan di Padang dengan mengambil lokasi di stasiun meteorologi Minangkabau dengan koordinat 00°47’38”LS dan 100°17’24”BT, stasiun meteorologi Teluk Bayur dengan koordinat 0°58’48”LS dan 100°21’36”BT, pos hujan Parak Karakah dengan koordinat 0°56’24”LS dan 100°22’48”BT, pos hujan Lubuk Minturun dengan koordinat 0°50’16”LS dan 100°23’03”BT , dan pos hujan Limau Manis dengan koordinat 0°54’14”LS dan 100°22’48”BT.

Data yang digunakan dalam penelitian ini diperoleh dari stasiun meteorologi Minangkabau dan stasiun klimatologi Padang Pariaman dengan teknik pengumpulan data terbagi sebagai berikut

a. Data Radiosonde

Data radiosonde yang digunakan ialah data pengamatan di stasiun meteorologi Minangkabau pada jam 0000 UTC (07.00 WIB) dan jam 1200 UTC (19.00 WIB).



Gambar 1. Lokasi Penelitian

b. Data curah hujan

Data curah hujan yang digunakan ialah data curah hujan harian pada lokasi sampel yaitu Bandara Internasional Minangkabau, Teluk Bayur, Parak Karakah, Lubuk Minturun, dan Limau Manis yang diperoleh dari stasiun klimatologi Padang Pariaman.

CAPE diinterpretasikan sebagai total usaha yang bekerja per unit massa mulai dari LFC sampai LNB, sehingga CAPE dapat dinyatakan dalam fungsi berikut

$$CAPE = \frac{W}{m} = \int_{LFC}^{LNB} \frac{F_b}{m_p} dz = \int_{LFC}^{LNB} b\, dz$$

$$= -g \int_{LFC}^{LNB} \frac{(T_p - T)}{T_p} dz \qquad (1)$$

Dengan :

g = percepatan gravitasi bumi (9,8 ms-2)
T_p = suhu parsel (K)
T = suhu udara lingkungan (K)

Dimana LFC merupakan ketinggian awal parsel saat mulai mengapung dan LNB merupakan ketinggian dimana suhu udara lingkungan dan parsel sama besar. LFC dan LNB ditentukan dalam satuan meter[3].

Hubungan CAPE dengan curah hujan dikorelasikan dengan Korelasi Pearson dengan persamaan berikut[4]

$$r_{xy} = \frac{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}[(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\right]^{\frac{1}{2}}\left[\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2)$$

Dengan :

r_{xy} = koefisien korelasi
n = jumlah data
x_i = variabel CAPE ke-i
y_i = variabel curah hujan ke-i
$\bar{x}$ = rata-rata CAPE

$\bar{y}$ = rata-rata curah hujan

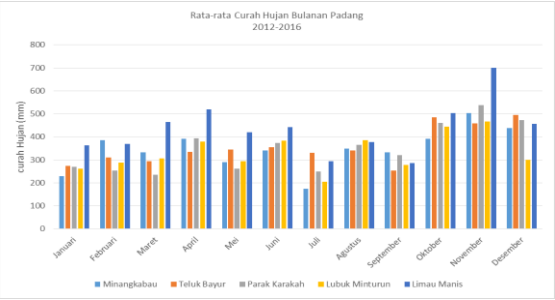
Niilai koefisien korelasi memiliki rentang $-1<r_{xy}<1$, dengan nilai koefisien mendekati 0 menunjukkan tidak ada hubungan antara variabel x dengan variabel y dan nilai -1 menunjukkan korelasi berbanding terbalik serta nilai 1 berarti korelasi berbanding lurus.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Selama periode 2012-2016, didapat data pengamatan radiosonde dari stasiun meteorologi Minangkabau sebanyak 3575 data yang terbagi menjadi 1790 data untuk pengamatan jam 0000 UTC (07.00 WIB) dan 1785 data untuk pengamatan jam 1200 UTC (19.00 WIB). Data sekunder lain yang digunakan, yaitu data curah hujan lokasi penelitian untuk rentang waktu 2012 sampai 2016 didapat sebanyak 1824 data untuk stasiun Minangkabau, 1817 data di Teluk Bayur, 1454 di hujan Parak Karakah, 1817 data di Lubuk Minturun, serta 1461 data hujan Limau Manis.

Rata-rata curah hujan

Untuk melakukan analisa, perlu diketahui pola klimatologis curah hujan dalam menentukan seberapa besar potensi akibat terjadinya fenomena cuaca di atmosfer. Metode yang paling umum ialah dengan menentukan rata-rata bulanan dari data yang telah dikumpulkan. Dalam bagian ini rata-rata curah hujan bulanan per tahun ditentukan untuk mengetahui pola klimatologis curah hujan daerah yang diteliti selama periode 2012-2016.

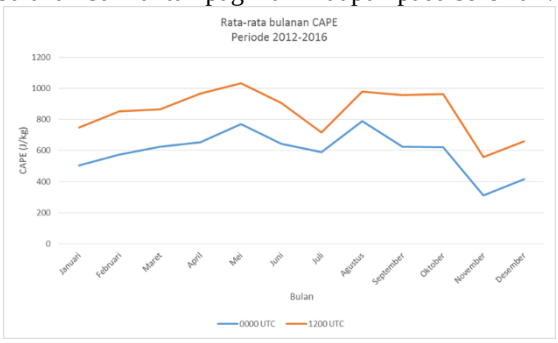


Gambar 2. Rata-rata curah hujan bulanan Padang periode 2012-2016

Gambar 2. menunjukkan rata-rata curah hujan bulanan untuk lokasi penelitian di Padang. Dari pengolahan data klimatologi tersebut, tercatat bahwa pada bulan November memiliki rata-rata curah hujan bulanan tertinggi untuk seluruh lokasi pos hujan. Sedangkan nilai terendah berada pada bulan Juli untuk Minangkabau dan Lubuk Minturun, bulan September untuk Teluk Bayur dan Limau Manis, serta bulan Maret untuk Parak Karakah. Secara umum terlihat bahwa pola curah hujan bervariasi di awal dan pertengahan tahun namun terjadi peningkatan rata-rata curah hujan bulanan pada triwulan akhir. Berdasarkan hal yang telah dikemukakan tersebut, wilayah Padang menunjukkan pola ekuatorial namun masih terdapat karakteristik lokal yang berbeda-beda pengaruhnya untuk setiap titik penelitian[1].

Rata-rata CAPE

Selain menentukan pola klimatologi curah hujan, maka perlu juga diketahui pola rata-rata CAPE bulanan baik untuk pagi hari maupun pada sore hari.



Gambar 3. Rata-rata bulanan CAPE jam 0000 UTC (7.00 WIB) dan 1200 UTC (19.00 WIB) periode 2012-2016

Dari gambar 3. rata-rata bulanan CAPE pada jam 1200 UTC memiliki nilai yang lebih besar dibandingkan dengan pada saat jam 0000 UTC. Nilai rata-rata CAPE yang lebih besar pada sore hari mengindikasikan bahwa energi untuk proses konvektif yang tersedia lebih banyak terjadi pada saat sore hari. Hal ini menunjukkan bahwa energi CAPE menjadi lebih besar setelah terjadinya pemanasan matahari saat siang hari. Selama bulan Januari hingga Desember untuk jam 0000 UTC dan 1200 UTC, CAPE memiliki dua titik puncak dan dua titik minimum. Mulai dari bulan Januari, CAPE mengalami peningkatan hingga bulan Mei lalu mengalami penurunan hingga bulan Juli selanjutnya kembali meningkat di Agustus dan berkurang kembali hingga bulan November.

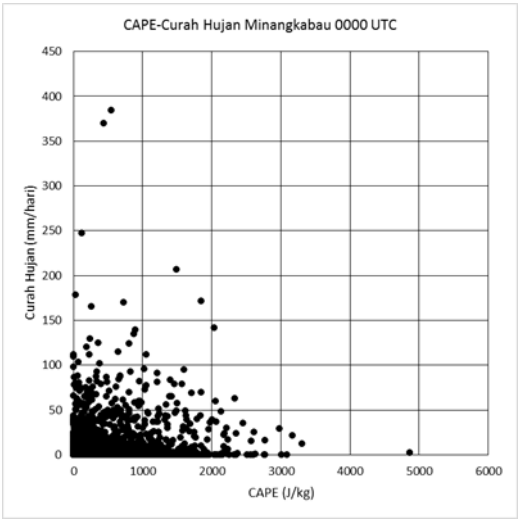
Apabila kita bandingkan dengan pola curah hujan terdapat perbedaan karakteristik pada bulan Oktober dan November dimana untuk seluruh lokasi pos hujan terjadi peningkatan curah hujan yang signifikan. Namun, apabila melihat nilai CAPE terdapat penurunan yang signifikan pula pada bulan-bulan tersebut.

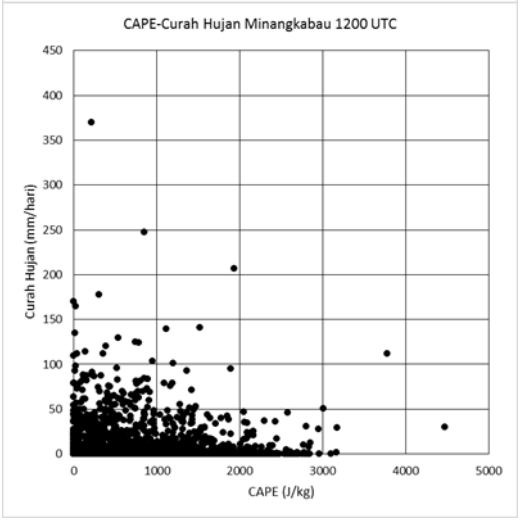
Korelasi CAPE dengan Curah Hujan

Perbedaan karakteristik daerah yang digunakan dibagi menjadi tiga, yaitu wilayah pesisir pantai, wilayah perbukitan/kaki bukit, serta wilayah urban (perkotaan).

a. Pesisir pantai

Plot sebaran antara CAPE dengan curah hujan di stasiun meteorologi Minangkabau ditunjukkan pada Gambar 4. Untuk data radiosonde pagi hari, selama periode 2012-2016, tercatat nilai CAPE tertinggi sebesar 4863 J/kg hanya menghasilkan hujan sebesar 2,3 mm/hari di Minangkabau. Sebaliknya, untuk curah hujan tertinggi pada periode 2012-2016 di Minangkabau sebesar 384,1 mm/hari hanya diakibatkan oleh nilai CAPE sebesar 553 J/kg.

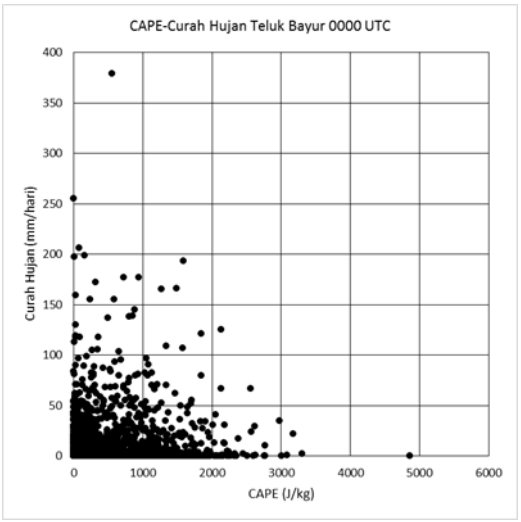


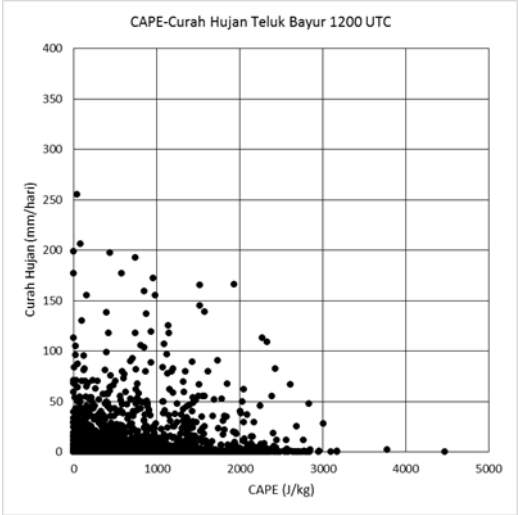


Gambar 4. Plot sebaran CAPE-curah hujan di Minangkabau jam 0000 UTC dan 1200 UTC

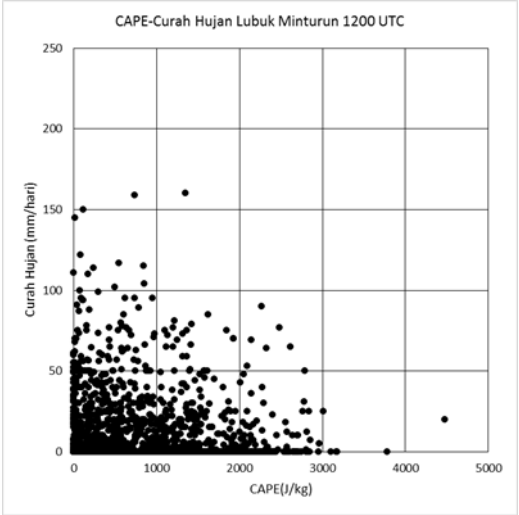
Sama halnya dengan kondisi pada pagi hari, untuk pengamatan sore hari menghasilkan plot sebaran yang tidak jauh berbeda antara CAPE dengan curah hujan di wilayah Minangkabau. Berdasarkan data pengamatan radiosonde, pada sore hari tercatat nilai CAPE maksimal sebesar 4476 J/kg diikuti dengan curah hujan sebesar 29,8 mm/hari sedangkan untuk curah hujan maksimal sebesar 370 mm/hari tercatat nilai CAPE sebesar 215,4 J/kg.

Gambar 5. menunjukkan plot sebaran antara CAPE dengan curah hujan di Teluk Bayur pada pengamatan pagi hari yaitu 0000 UTC dan sore hari atau 1200 UTC. Secara umum plot sebaran menunjukkan hal yang sama dengan Minangkabau dimana untuk pagi hari nilai CAPE sebesar 4863 J/kg tidak terdapat hujan di wilayah Teluk Bayur. Sebaliknya, curah hujan sebesar 379 mm/hari memiliki nilai CAPE hanya sebesar 553 J/kg. Untuk sore hari menimbulkan kondisi yang tidak jauh berbeda dimana nilai CAPE maksimum sebesar 4476 J/kg juga tidak menghasilkan hujan di Teluk Bayur, sedangkan curah hujan 255 mm/hari tercatat dengan nilai CAPE yang sebesar 41,2 J/kg. Distribusi CAPE banyak berada pada tingkat labilitas ringan hingga sedang baik pada pagi maupun sore hari.





Gambar 5. Plot sebaran CAPE-curah hujan di Teluk Bayur jam 0000 UTC dan 1200 UTC

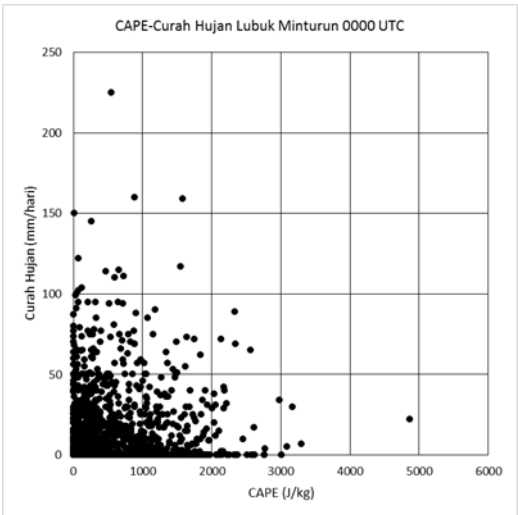


Gambar 6. Plot sebaran CAPE-curah hujan di Lubuk Minturun jam 0000 UTC dan 1200 UTC

b. Perbukitan

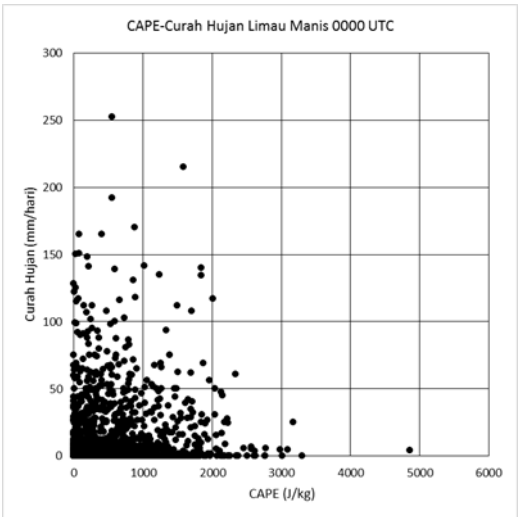
Analisis untuk melihat seberapa besar pengaruh antara CAPE terhadap hujan yang terjadi juga dilakukan di wilayah lereng perbukitan. Proses pengangkatan massa udara dapat dipaksa naik apabila melalui lereng bukit atau pegunungan. Penelitian ini mengambil sampel lokasi di wilayah Lubuk Minturun yang memiliki elevasi 105 mdpl dan Limau Manis yang berada pada ketinggian 120 mdpl.

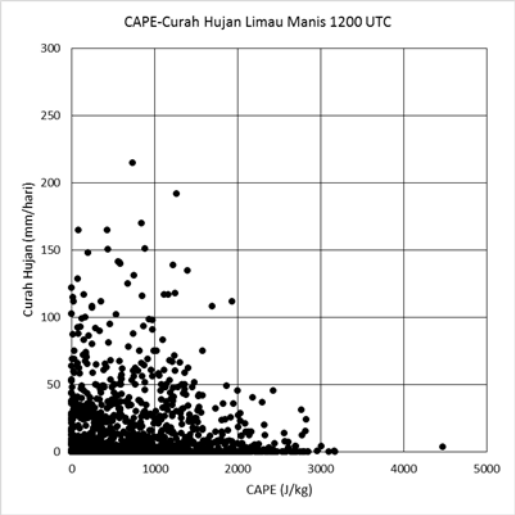
Gambar 6. di bawah ini menunjukkan hasil sebaran data CAPE dengan curah hujan untuk daerah Lubuk Minturun pada jam 0000 UTC dan 1200 UTC dimana frekuensi kejadian curah hujan dibawah 50 mm/hari menempati frekuensi terbanyak selama periode 2012-2016.



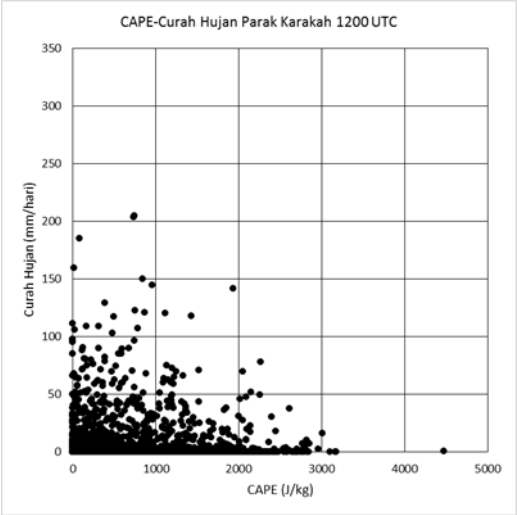
Untuk nilai CAPE maksimum pagi hari sebesar 4863 J/kg berkaitan dengan curah hujan sebesar 22 mm/hari sedangkan curah hujan sejumlah 225 mm/hari hanya memiliki nilai CAPE 553 J/kg. Secara umum, dari sebaran data dpat diketahui hubungan terbalik antara CAPE dengan curah hujan dengan inkonsistensi tren yang rendah. Nilai CAPE yang tinggi belum tentu menghasilkan curah hujan dengan intensitas yang tinggi dan sebaliknya.

Hasil plot sebaran di daerah lereng bukit lainnya yaitu Limau Manis menunjukkan bahwa nilai CAPE yang besar tidak menunjukkan curah hujan yang meningkat secara signifikan baik pada pagi hari maupun sore hari. Sebagian besar hujan yang terjadi dengan intensitas lebat hingga ekstrem terjadi pada nilai CAPE yang kurang dari 1000 J/kg untuk pagi hari dan kurang dari 1500 J/kg pada sore hari.





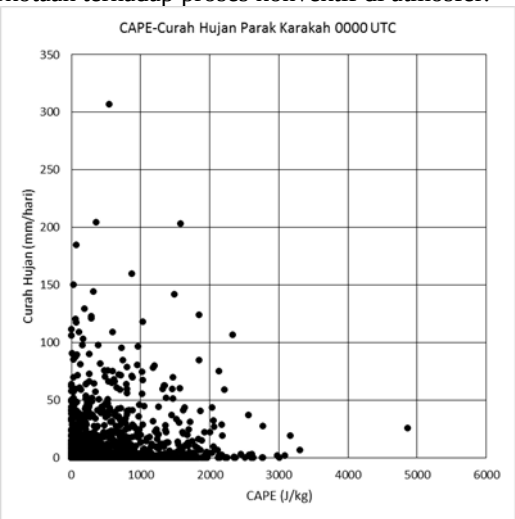
Gambar 7. Plot sebaran CAPE-curah hjan di Limau Manis jam 0000 UTC dan 1200 UTC



Gambar 8. Plot sebaran CAPE-curah hujan di Parak Karakah jam 0000 UTC dan 1200 UTC

c. Perkotaan (*Urban area*)

Dalam penelitian ini, yang menjadi sampel lokasi untuk wilayah perkotaan ialah pos hujan Parak Karakah, yang terletak pada elevasi 28 mdpl. Daerah perkotaan dipilih untuk melihat pengaruh lingkungan perkotaan terhadap proses konvektif di atmosfer.



Untuk daerah Parak Karakah, hujan-hujan lebat cenderung terjadi pada nilai CAPE yang rendah. Curah hujan tertinggi pada periode 2012-2016 sebesar 307 mm/hari memiliki nilai CAPE pagi hari sebesar 553,3 J/kg, sedangkan untuk curah hujan sebesar 203,5 mm/hari nilai CAPE pada sore hari menjadi 739,2 J/kg. Nilai CAPE maksimal pada pagi hari selama periode 2012-2016 yaitu 4863 J/kg berhubungan dengan curah hujan sebesar 26 mm/hari dan CAPE sore hari sebesar 4476 J/kg dikaitkan dengan kejadian hujan yang sangat ringan sebesar 0,5 mm/hari.

Secara keseluruhan, hubungan antara nilai CAPE dengan curah hujan pada seluruh lokasi dapat dilihat pada Tabel 1. dibawah. Untuk seluruh lokasi penelitian, nilai koefisien korelasi bersifat negatif baik untuk pengamatan radiosonde pagi hari maupun sore hari. Untuk Minangkabau, pada pagi hari koefisien korelasi bersifat negatif namun dengan nilai koefisien yang lebih kecil dari 0,1 sehingga dapat dikatakan tidak signifikan.

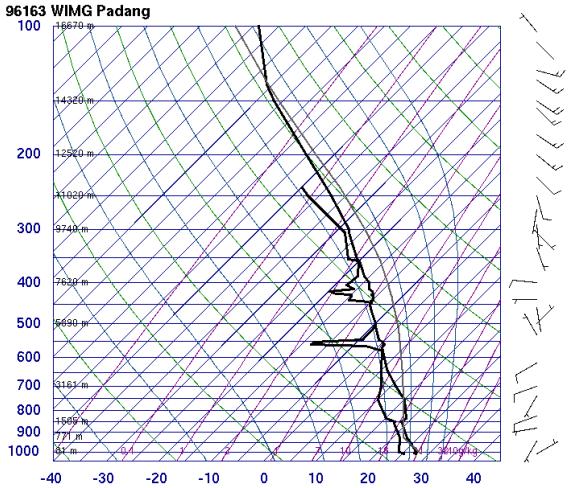
Tabel 1. Koefisien korelasi CAPE dengan curah hujan di Padang

Lokasi	Koefisien korelasi	
	0000 UTC	1200 UTC
Minangkabau	0,01	-0,12
Teluk Bayur	0,01	-0,08
Parak Karakah	-0,04	-0,16
Limau Manis	-0,03	-0,14
Lubuk Minturun	-0,01	-0,1

Berdasarkan hasil pengolahan data, dapat diketahui bahwa secara umum nilai CAPE pada saat sore hari lebih tinggi dibandingkan pada saat pagi hari. Nilai CAPE pada sore hari menjadi lebih tinggi ini dikarenakan telah terjadinya proses pemanasan

matahari terhadap permukaan bumi pada siang hari sehingga menyediakan energi konvektif yang cukup besar juga untuk suatu parsel udara bergerak naik.

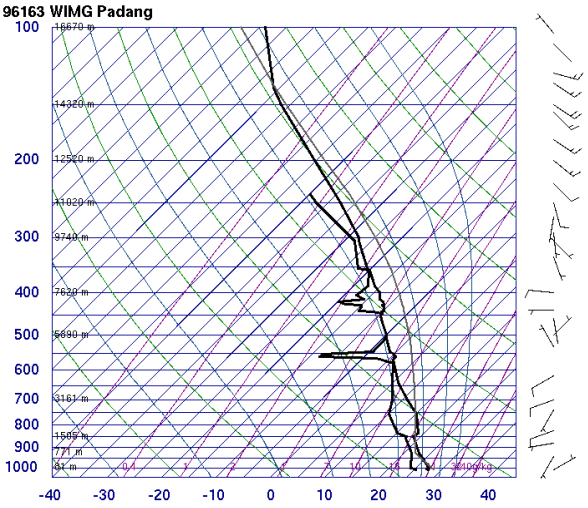
Jika melihat nilai korelasi antara CAPE dengan curah hujan yang bernilai negatif menimbulkan pertanyaan mengenai penyebab hal tersebut. Analisis lebih jauh mengenai hubungan CAPE terhadap curah hujan dengan mengambil beberapa kasus menunjukkan bahwa selain nilai CAPE, terdapat juga parameter yang berpengaruh dalam proses konvektif yang terdapat dalam pengamatan radiosonde seperti *Convective Inhibits* (CIN) yaitu energi awal yang dibutuhkan parsel yang berasal dari kondisi eksternal[8].



Gambar 9. Diagram Aerologi pada saat pengamatan Radiosonde tanggal 21 April 2016 jam 1200 UTC

Gambar 9. menunjukkan profil lapisan vertikal atmosfer dari pengamatan radiosonde pada tanggal 21 April 2016, dimana memiliki nilai CAPE yang lebih besar dibandingkan tanggal 24 Juni 2016 dengan nilai sebesar 1330 J/kg. Dengan nilai CIN -13,0 J/kg namun ketinggian LFC lebih tinggi sebesar 2520 m. Curah hujan pada tanggal tersebut hanya mencatat terjadinya hujan di daerah perbukitan di yaitu di Lubuk Minturun dan Limau Manis sebesar 2 mm dan 2,5 mm berturut-turut dan tidak ada kejadian hujan di daerah Minangkabau, Teluk Bayur, maupun Parak Karakah.

Apabila selanjutnya kita lihat profil suhu udara pada Gambar 10. terhadap ketinggian pada saat terjadi fenomena atmosfer dalam skala yang lebih besar seperti Dipole Mode, dapat dilihat untuk nilai sebesar 1295 J/kg dengan nilai CIN -27,4 J/kg dan ketinggian LFC 1520 m. Pengamatan radiosonde tersebut terkait dengan kejadian hujan sebesar 8,5 mm di Minangkabau, 25,3 mm di Teluk Bayur, 12,2 mm di Parak Karakah, 25 mm di Lubuk Minturun, dan 16,2 mm di Limau Manis.



Gambar 10. Diagram Aerologi pada Saat Pengamatan Radiosonde Tanggal 21 April 2016 Jam 1200 UTC

Dengan memperbandingkan kedua diagram aerologi diatas, terlihat pengaruh ketinggian awal LFC, dimana pada gambar 10. yang memiliki nilai CAPE sebesar 1295 J/kg dan LFC pada ketinggian 1520 m dan gambar 35. dengan nilai CAPE sebesar 1330 J/kg dan LFC 2520 m. Terlihat bahwa meskipun nilai CAPE yang lebih kecil, namun dengan ketinggian LFC yang lebih rendah dibandingkan gambar 9, curah hujan yang terjadi juga menjadi lebih besar. Nilai CIN sebesar -13,0 J/kg mengindikasikan energi yang diperlukan parsel udara untuk bergerak naik. Peran topografi membantu parsel untuk bergerak naik hingga LFC. Ketika terjadi fenomena global, hujan terjadi secara merata di seluruh titik di Kota Padang, yang menandakan bahwa hujan terjadi dalam skala yang luas. Berbeda dengan keadaan tersebut, pada saat keadaan normal, hujan berada pada daerah yang tidak merata.

PENUTUP

Berdasarkan hasil dan pembahasan yang telah dikemukakan sebelumnya, dapat disimpulkan bahwa karakteristik stabilitas atmosfer berdasarkan CAPE secara umum bergantung pada waktu pengamatan, dimana pada saat sore hari nilai CAPE cenderung lebih besar dibandingkan dengan pada saat pagi hari. Hal ini menunjukkan bahwa pada saat sore hari, stabilitas atmosfer menjadi lebih labil sebagai akibat dari pemanasan matahari terhadap permukaan bumi. Untuk daerah Padang, stabilitas atmosfer cenderung menunjukkan tingkat kelabilan yang ringan hingga sedang selama periode 2012-2016. Selain itu dari

seluruh lokasi penelitian di Padang, korelasi antara CAPE dengan curah hujan menunjukkan korelasi negatif dengan koefisien korelasi yang kurang kuat dengan nilai kurang dari -0,3. Hal ini didasarkan pada tingginya nilai CAPE namun dengan intensitas curah hujan yang rendah bahkan tidak terjadi hujan dan sebaliknya. Dengan demikian, dapat disimpulkan hujan dengan intensitas tinggi di Padang tidak selalu terjadi akibat stabilitas atmosfer yang tinggi.

REFERENSI

[1] Tjasyono, Bayong. 2008. *Klimatologi*. Penerbit ITB : Bandung.

[2] Ahrens, Donald. 2004. *Essentials of Meteorology :an Invitation to the Atmosphere*. Pergamon Press : San Diego.

[3] Lamb, Dennis dan Verlinde, Johannes. 2011. *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press : Cambridge.

[4] Wilks. Daniel. 2012 *Statistical Methods in Atmospheric Sciences, 2nd ed.* Elsevier Academic Press : New York.

[5] McBride, John dan Frank, William. 1999. *Relationship between Stability and Monsoon Convection.* Journal of the Atmospheric Sciences vol. 56 hal 24-36.

[6] Monkam, David. 2002. *Convective Available Potential Energy (CAPE) in Northern Africa and tropical Atlantic and Study of its connections with rainfall in Central and West Africa during Summer 1985*. Journal Atmospheric Research vol. 62 hal 125-147. Elsevier Academic Press.

[7] Air Weather Service. 1990. *The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting*. Illinois : Scott Air Force Base.

[8] Barkidija, Sanda & Fuchs, Zeljka. 2013. "Precipitation correlation between convective available potential energy, convective inhibition and saturation fraction in middle latitudes".*Jurnal Atmospheric Research, vol. 124, Elsevier*. Hlm. 170-180.

[9] Muttaqin, Alfan., dkk. 2016. "Analisis Profil CAPE (Convective Available Potential Energy) Radiometer selama Kegiatan Intensive Observation Period (IOP) di Darmaga Bogor". *Jurnal Sains dan Teknologi Modifikasi Cuaca, Vol 17 No. 2*. Hlm. 83-89.

[10] Suryantoro, A. 2004. "Fenomena MJO/ISO dan Hubungannya dengan Pola Aktivitas Awan Konvektif dan Curah Hujan di Lampung, Sumatera Selatan dan Aceh". *Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol. 5, No. 4, Desember 2004, BMG, Jakarta. ISSN : 1411-3083.* Hlm 30-45.