

Analisis Hubungan Ketinggian *Planetary Boundary Layer (PBL)* dengan *Surface Flux* di Makassar dan Sekitarnya

Juliana Tri Lestari*, Eko Hadi Sujiono¹, Muhammad Arsyad²

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Makassar
Jalan Daeng Tata Raya, Makassar, 90224, Indonesia

Info Artikel

Histori Artikel:

Diajukan: 12 April 2024
Direvisi: 7 Mei 2024
Diterima: 24 Juni 2024

Kata kunci:

Bulk Richardson Number (Rib)
Latent Heat Flux (LHF)
Madden-Julian Oscillation (MJO)
Planetary Boundary Layer (PBL)
Sensible Heat Flux (SHF)
Latent Heat Flux (LHF)

Keywords:

Bulk Richardson Number (Rib)
Latent Heat Index (LHF)
Madden-Julian Oscillation (MJO)
Planetary Boundary Layer (PBL)
Sensible Heat Index (SHF)

Penulis Korespondensi:

Juliana tri lestari
Email:
Julianatrilestari91@gmail.com

ABSTRAK

Planetary Boundary Layer (PBL) dipengaruhi oleh proses transfer momentum, energi, dan material antara PBL dengan lapisan permukaan. Variabel *Surface fluxes* meliputi *Sensible heat flux (SHF)* dan *Latent heat flux (LHF)* juga digunakan dalam mengukur tingkat transport pada proses ini. Fenomena *Madden-Julian Oscillation (MJO)* di wilayah tropis turut andil pada kondisi atmosfer seperti pada lapisan PBL. Sehingga penelitian ini dilakukan untuk mendeskripsikan profil SHF/LHF dan PBL pada periode *Madden-Julian Oscillation (MJO)* kuat dan lemah di Makassar dan sekitarnya serta menganalisis hubungan antara keduanya. Penelitian ini menggunakan data *radiosonde*, pengamatan permukaan (suhu udara, titik embun, tekanan dan angin), dan suhu permukaan tanah. Adapun penentuan ketinggian PBL dilakukan menggunakan metode *Bulk Richardson Number (Rib)* dan penentuan SHF dan LHF dengan metode *bulk aerodynamic*. Kemudian dilakukan analisis korelasi antara kedua variabel tersebut. SHF saat MJO kuat dan lemah pukul 12.00 UTC memiliki nilai lebih besar dibandingkan nilai pukul 00.00 UTC, sedangkan LHF sebaliknya. Ketinggian rata-rata PBL selama 6 tahun berkisar antara 549,9-690,5 m. Rata-rata tahunan ketinggian PBL berkisar antara 470-1100 m. Rata-rata maksimum terjadi pada musim peralihan I (MAM) pukul 00.00 UTC, sedangkan minimumnya pada peralihan 2 (SON) pukul 12.00 UTC. Selain itu ketinggian PBL saat MJO kuat dan lemah memiliki hubungan yang sangat lemah terhadap nilai SHF/LHF di Makassar dan sekitarnya.

Planetary Boundary Layer (PBL) is influenced by the processes of transfer of momentum, energy, and materials between *tPBL* and surface layer. *Surface fluxes* variables consist of *Sensible heat flux (SHF)* and *Latent heat flux (LHF)*, these variables are also used to measure transport level in this process. *Madden-Julian Oscillation* also contribute in the PBL condition. Therefore, this study was aimed to describe the SHF/LHF and PBL profiles during strong and weak *Madden-Julian Oscillation (MJO)* periods around Makassar area and its relationship. PBL height was obtained by using the *Bulk Richardson Number (Rib)* method and *bulk aerodynamic* for SHF/LHF. Then correlation analysis was done between these two variables. SHF in both strong and weak MJO at 12.00 UTC have greater value than 00.00 UTC, while LHF showed the opposite. PBL height tends to be higher at 00.00 UTC than 12.00 UTC, with the average values were between 549,9 to 690,5 m. Annual mean of PBL height ranged between 470 to 1100 m. Maximum average PBL occurred during the transition season I (MAM) at 00.00 UTC, while the minimum happened during transition season 2 (SON) at 12.00 UTC. However, the PBL height profile had shown weak correlation to SHF/LHF value during both MJO strong and weak in Makassar Area.

Copyright © 2024 Author(s). All rights reserved

I. PENDAHULUAN

Lapisan batas atmosfer atau biasa dikenal dengan PBL merupakan bagian terbawah troposfer yang secara langsung dipengaruhi oleh permukaan Bumi (Stull, 1988). Lapisan ini memiliki pengaruh sangat besar terhadap proses fisika di atmosfer dan juga sistem iklim secara keseluruhan, seperti halnya proses awan, fluks panas daratan dan lautan, serta siklus hidrologi atmosfer (Engeln & Teixeira, 2013).

Perubahan-perubahan yang terjadi dalam PBL dikontrol oleh proses-proses transfer momentum, energi, dan material-material di dalam PBL dan antara PBL dengan lapisan permukaan dibawahnya atau dengan lapisan atmosfer bebas di atasnya, serta berbagai mekanisme lain seperti konvergensi skala meso, adveksi dingin dan juga subsiden skala sinoptik (Bianco et al., 2011; Lee, 2018; Santanello et al., 2005). Menurut Zhang *et al.*, (2013) PBL yang lebih tinggi mengalami *vertical mixing* yang lebih besar, hal ini terjadi ketika temperatur permukaan tinggi dan kelembaban rendah yang mengakibatkan *SHF* mendominasi *LHF* dan memicu terjadinya *buoyancy*. Selain itu, *SHF* dapat digunakan untuk mengukur kekuatan aktivitas konvektif yang memegang peranan penting dalam proses *mixing* di *mixed layer* dalam PBL (Subrahamanyam *et al.*, 2012). Proses *mixing* yang terjadi di PBL menjadi salah satu hal yang akan mempengaruhi ketinggian PBL tersebut.

Penentuan ketinggian PBL dapat dilakukan dengan memanfaatkan distribusi vertikal temperatur, tekanan, dan kelembapan, yang dapat diperoleh dari pengamatan udara permukaan radiosonde. Profil temperatur dan angin dilapisan bawah juga dapat digunakan dalam mengestimasi ketinggian PBL (Seibert *et al.*, 2000). Penentuan ketinggian PBL dapat pula dilakukan dengan memanfaatkan profil temperatur virtual potensial (θ_v) dan kelembapan spesifik (q), ataupun dengan menggunakan metode *Richardson number* (Ri), yang dapat diidentifikasi apabila *Richardson number* melewati nilai kritisnya (Nair *et al.*, 2011; Seidel *et al.*, 2012).

Penelitian tentang ketinggian PBL telah dilakukan di berbagai wilayah di dunia. (Seidel *et al.*, 2012) dalam penelitiannya menunjukkan klimatologis PBL yang bervariasi dari 200 hingga 2000 m. Penelitian di wilayah Sub Benua India yang telah dilakukan sebelumnya menunjukkan ketinggian PBL maksimum berkisar dari 1000-4000 m. PBL di wilayah Indonesia diteliti pada tahun 2018 menunjukkan nilai PBL memiliki rata-rata ketinggian berkisar 2000 - 4000 m pada siang hari dan kurang dari 2500 m pada malam hari.

PBL sebagai lapisan atmosfer yang paling dekat dengan permukaan turut dipengaruhi oleh berbagai fenomena atmosfer baik lokal, regional hingga global. *Madden-Julian Oscillation* (MJO) merupakan salah satu fenomena global yang berosilasi secara horizontal di sepanjang wilayah equator dan turut andil dalam proses dinamis di PBL. Menurut Sobel & Maloney, (2013) tingkat kelembapan di lapisan rendah searah dengan propagasi timuran MJO berhubungan dengan pengurangan *surface flux*. Dalam penelitian eksperimen model yang dilakukan oleh Garfinkel *et al.*, (2014) menunjukkan bahwa anomali ekstratropikal akibat MJO pada fase 7 (tujuh) meningkatkan meridional *heat flux* di troposfer dan mengurangi *heat flux* pada fase 3 (tiga). Hubungan antara MJO, *surface flux* dan ketinggian PBL ini kemudian menjadi penting untuk diteliti.

II. METODE

2.1 Data dan studi area

Data yang digunakan pada penelitian ini yaitu data indeks MJO untuk nilai RMM1 dan RMM2, data pengamatan permukaan (suhu udara, suhu titik embun, tekanan, dan angin permukaan) dari Stasiun Meteorologi Kelas I Sultan Hasanuddin, data pengamatan suhu permukaan tanah dari stasiun klimatologi sulawesi selatan, serta data pengamatan udara atas *radiosonde* pukul 00.00 dan 12.00 UTC dari website data IGRA NOAA. Adapun penelitian dilakukan di Makassar pada Stasiun Meteorologi Kelas I Sultan Hasanuddin ($-5,07^\circ$ LS - $119,57^\circ$ BT).

2.2 Klasifikasi Fase MJO

Penentuan fase kuat dan lemah pada periode propagasi MJO di Makassar berdasarkan nilai indeks MJO RMM1 dan RMM2. Penentuan periode MJO kuat di Makassar yaitu dilakukan dengan pengelompokan nilai RMM1 yang ≥ 1 pada fase MJO 4 dan 5. Sedangkan MJO lemah ditentukan dengan nilai RMM1 < 1 pada fase 4 dan 5. Periode data MJO yang digunakan adalah dari tahun 2015 hingga tahun 2020.

2.3 Penentuan Ketinggian PBL

Penentuan ketinggian PBL di Makassar dan sekitarnya dilakukan menggunakan Python 3.9 dengan metode *Bulk Richardson number* (Ri_b). Metode ini mengasumsikan bahwa tinggi PBL diperoleh ketika nilai Ri_b mencapai nilai kritisnya 0,25 (Bakas et al., 2020; Seidel et al., 2012; Zhang et al., 2013). Adapun persamaan *Bulk Richardson number* (Ri_b) didefinisikan pada Persamaan 1 (Allabakash, 2020).

$$Ri_b = \frac{(g/\theta_{vs})(\theta_{vz} - \theta_{vs})(z - z_s)}{(u_z - u_s)^2 + (v_z - v_s)^2} \quad (1)$$

dimana, g merupakan percepatan gravitasi, θ_{vs} adalah suhu potensial virtual permukaan, θ_{vz} adalah suhu potensial virtual pada ketinggian z , z menunjukkan ketinggian z , z_s menunjukkan ketinggian permukaan, u_s adalah komponen angin u di permukaan, u_z adalah komponen angin u pada ketinggian z , v_s adalah komponen angin v di permukaan, dan v_z adalah komponen angin v pada ketinggian z .

2.4 Penentuan Nilai SHF dan LHF

Estimasi nilai SHF dan LHF di permukaan bumi dapat dilakukan dengan menggunakan metode perhitungan *bulk aerodynamic* (Wallace & Hobbs, 2006) yang dirumuskan seperti pada Persamaan 2.

$$SHF = \rho C_p C_H |V| (T_s - T_{udr}) \quad (2)$$

dimana, C_H merupakan koefisien *bulk transfer* untuk panas, $|V|$ adalah kecepatan angin 10 m, T_s adalah temperatur permukaan tanah, T_{udr} adalah temperatur udara 2 m, dan $\rho \cdot C_p$ merupakan faktor konversi yang bernilai $1,231 \times 10^3$ (Wm⁻²)/(Kms⁻¹). Adapun estimasi nilai LHF didefinisikan pada Persamaan 3.

$$LHF = \rho \cdot L_v C_E |V| [q_{sat}(T_s) - q_{udr}] \quad (3)$$

dimana, C_E merupakan koefisien *bulk transfer* untuk kelembapan ($C_E \approx C_H$), $|V|$ adalah kecepatan angin 10 m, q_{sat} adalah kelembapan spesifik jenuh, q_{udr} adalah kelembapan spesifik udara, dan $\rho \cdot L_v$ merupakan faktor konversi panas laten yang bernilai $2,8125 \times 10^6$ (J/kg). Berdasarkan (Wallace & Hobbs, 2006), Variabel C_H dan C_E pada Persamaan (2) dan (3) diparameterisasikan dengan nilai koefisien *drag* (C_{DN}) yang sesuai dengan kondisi topografi Makassar yaitu 0.012 dengan klasifikasi tingkat kekasaran "rough".

2.5 Analisis Data

Analisis korelasi dilakukan untuk melihat hubungan antara SHF/LHF dengan ketinggian PBL di Makassar dan sekitarnya. Adapun persamaan korelasi dinotasikan seperti pada Persamaan 4.

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)}{\sqrt{\left[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right] \left[n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}} \quad (4)$$

dimana n adalah Jumlah data, x merupakan variabel ketinggian PBL dan y merupakan variabel nilai SHF/LHF.

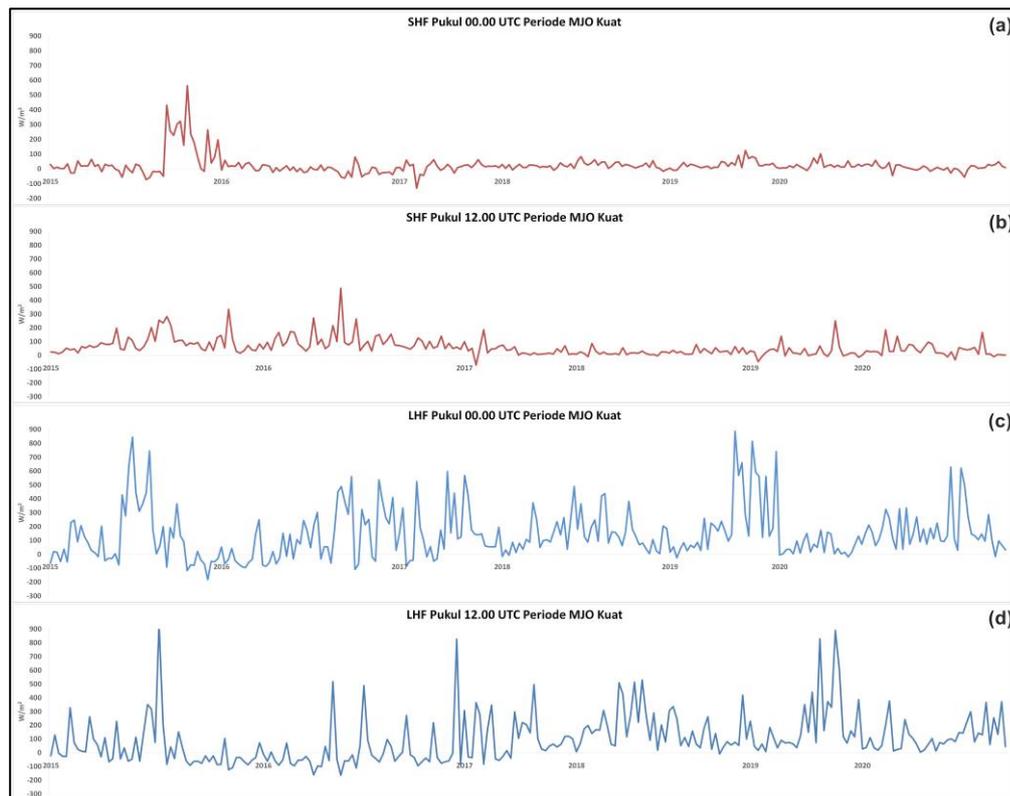
III. HASIL DAN DISKUSI

3.1 Profil *Surface Flux* (SHF dan LHF) di Makassar dan Sekitarnya saat *Madden-Julian Oscillation* (MJO)

3.1.1 Periode MJO Kuat

Nilai SHF saat periode MJO kuat ditunjukkan oleh Gambar 1, dimana trend perubahan nilai SHF pukul 00.00 UTC dari 2015 hingga 2020 menunjukkan bahwa pada awal waktu penelitian nilai SHF cenderung lebih besar dibandingkan tahun-tahun berikutnya. Nilai SHF pukul 00.00 UTC berkisar antara -390,5 hingga 564,0 Wm⁻² dengan rata-rata 19,3 Wm⁻². Adapun SHF pukul 12.00 UTC menunjukkan nilai rata-rata SHF dari -69,7 hingga 488,1 Wm⁻² dengan rata-rata SHF 44,9 Wm⁻². Serupa dengan trend perubahan nilai SHF dari 2015 hingga 2020 pada pukul 00.00 UTC, trend perubahan nilai SHF pada pukul 12.00 UTC juga menunjukkan bahwa nilai SHF cenderung lebih besar pada awal

waktu penelitian (pada tahun 2015 hingga pertengahan 2016) dibandingkan tahun-tahun berikutnya. Nilai SHF di tahun 2015 memiliki nilai yang umumnya lebih tinggi dibandingkan tahun-tahun berikutnya. Hal ini dapat dipicu oleh adanya fenomena El-Nino sedang hingga kuat di Indonesia pada tahun 2015 (Yananto & Sibarani, 2016). El-Nino merupakan kondisi anomali menghangatnya suhu muka laut di Samudra Pasifik bagian tengah (Yeh *et al.*, 2009). Hal ini berpengaruh kuat terhadap iklim Indonesia dan memiliki dampak langsung pada pengurangan curah hujan dan terjadinya kemarau panjang (Safitri, 2015). Pada kondisi El-Nino terjadi pengurangan massa uap air di atmosfer yang berhubungan langsung dengan RH di atmosfer. Kondisi El-Nino menimbulkan adanya penurunan RH di dekat permukaan dan peningkatan radiasi matahari. Adanya fakta ini kemudian dapat mempengaruhi nilai SHF menjadi lebih tinggi seperti yang telah dikemukakan oleh Gu *et al.*, (2020).

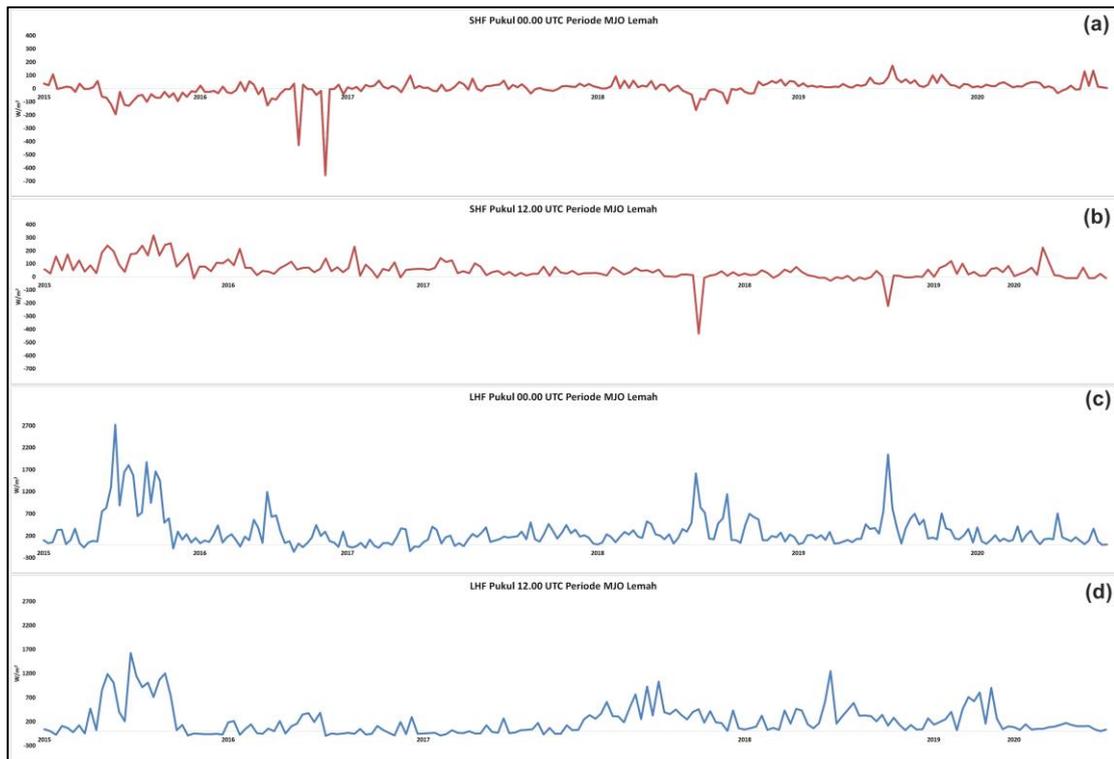


Gambar 1 (a) *Sensible Heat Flux* pukul 00.00 UTC (b) *Sensible Heat Flux* pukul 12.00 UTC (c) *Latent Heat Flux* pukul 00.00 UTC (d) *Latent Heat Flux* pukul 12.00 UTC.

Profil *Latent Heat Flux* (LHF) pada periode MJO kuat pukul 00.00 UTC ditunjukkan dengan Gambar 1 (c), dari gambar tersebut dapat dilihat bahwa nilai LHF dari tahun 2015-2020 memiliki rentang dari -181,6 hingga 1148,4 Wm^{-2} dengan rata-rata LHF sebesar 137,2 Wm^{-2} . Nilai LHF cenderung memiliki variasi perubahan yang signifikan dari tahun ke tahun sejak 2015-2020. Pada Gambar 1 (d) menunjukkan profil nilai LHF pada pukul 12.00 UTC dari tahun 2015-2020, nilai LHF di wilayah Makassar bervariasi dari -162,2 hingga 1338,9 Wm^{-2} dengan rata-rata 94,8 Wm^{-2} . Nilai LHF di Makassar pada pukul 00.00 dan 12.00 UTC tidak memiliki perbedaan nilai yang signifikan, dimana nilai LHF rata-rata lebih tinggi $\sim 42 \text{ Wm}^{-2}$ pada pukul 00.00 UTC dibandingkan LHF pada pukul 12.00 UTC. Hal ini sejalan dengan penelitian yang dilakukan oleh (Huizhi *et al.*, 2012) menunjukkan bahwa rata-rata perubahan yang terjadi antara nilai LHF pada pukul 00.00 dan 12.00 UTC tidak begitu signifikan baik pada musim panas dan musim dingin di Beijing.

3.1.2 Periode MJO Lemah

Nilai SHF pukul 00.00 UTC pada periode propagasi MJO lemah dari tahun 2015-2020 ditunjukkan pada Gambar 2 (a), terdapat variasi nilai SHF dari -653,1 hingga 173,5 Wm^{-2} dengan rata-rata SHF sebesar 3,3 Wm^{-2} . Adapun nilai SHF pada pukul 12.00 UTC tahun 2015-2020 ditunjukkan oleh Gambar 2 (b) menunjukkan bahwa nilai SHF berada pada rentang -430,8 hingga 317,6 Wm^{-2} , dimana rata-rata SHF sebesar 38,4 Wm^{-2} .



Gambar 2 (a) *Sensible Heat Flux* pukul 00.00 UTC (b) *Sensible Heat Flux* pukul 12.00 UTC (c) *Latent Heat Flux* pukul 00.00 UTC (d) *Latent Heat Flux* pukul 12.00 UTC.

Pada Gambar 2 (c) menunjukkan nilai LHF pada pukul 00.00 UTC saat periode MJO lemah tahun 2015-2020 di wilayah Makassar, nilai LHF yang diperoleh berkisar dari -163,3 hingga 2721 Wm^{-2} dengan rata-rata LHF sebesar 262,6 Wm^{-2} . Untuk LHF pada pukul 12.00 UTC saat MJO Lemah di wilayah Makassar ditunjukkan oleh Gambar 2 (d), dimana LHF memiliki variasi nilai dari -95,1 hingga 1627,3 Wm^{-2} dengan rata-rata nilai LHF di Makassar bernilai 191,0 Wm^{-2} .

Pada periode MJO lemah, nilai SHF umumnya lebih besar pada pukul 12.00 UTC. Hal ini didasarkan oleh peningkatan nilai SHF yang diakibatkan oleh pemanasan matahari akan mencapai nilai maksimumnya pada sore hari dan minimum saat matahari terbit (Betts, 2003; Wallace & Hobbs, 2006). Selain itu, SHF yang lebih tinggi pada pukul 12.00 UTC dari pukul 00.00 UTC, sesuai dengan yang dijelaskan oleh Zhang *et al.*, (2013) dan Gu *et al.*, (2020), bahwa suhu permukaan yang lebih tinggi dan kelembapan yang lebih rendah menghasilkan SHF yang lebih tinggi.

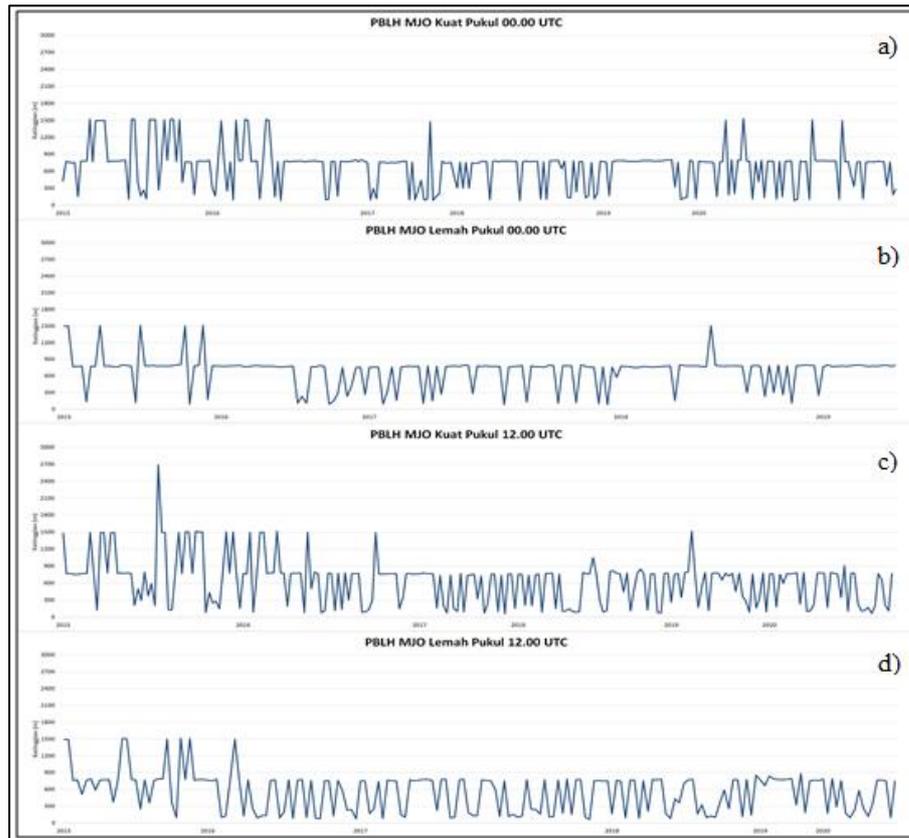
Hal sebaliknya justru ditunjukkan untuk nilai LHF pada saat MJO lemah, dimana nilai rata-rata LHF pada pukul 00.00 UTC lebih tinggi dibandingkan LHF pada pukul 12.00 UTC. Pada pagi hari ketika suhu permukaan mencapai nilai minimum dan kelembapan tinggi, panas laten dilepaskan melalui proses kondensasi embun, kabut dan awan rendah (Galvin, 2015).

3.2 Ketinggian *Planetary Boundary Layer* (PBL) di Makassar dan Sekitarnya saat periode MJO

3.2.1 Ketinggian PBL Periode MJO 2015-2020

Ketinggian PBL dari tahun 2015-2020 pada saat periode MJO di wilayah Makassar ditunjukkan oleh Gambar 3. Pada saat periode MJO lemah di wilayah Makassar, rata-rata ketinggian PBL 2015-2020 pukul 00.00 UTC yaitu 686,8 m. Ketinggian PBL maksimum pada pukul 00.00 UTC tercatat sebesar 1519 m dengan ketinggian terendah pada 84 m. Sedangkan ketinggian PBL pukul 12.00 UTC berkisar dari 68,9 m hingga 1514m, dengan ketinggian PBL rata-ratanya berada pada ketinggian 549,9 m.

Ketinggian PBL pada periode MJO kuat pukul 00.00 UTC rata-rata berada pada ketinggian 690,5 m. Ketinggian PBL maksimum diperoleh mencapai 1531 m dengan ketinggian terendah 84,1 m. Adapun pada pukul 12.00 UTC, ketinggian PBL rata-rata yakni 622,9 m dengan ketinggian tertinggi dan terendahnya masing-masing 1521 dan 60,2 m.



Gambar 3 (a) MJO Kuat pukul 00.00 UTC (b) MJO Lemah pukul 00.00 UTC (c) MJO Kuat pukul 12.00 UTC (d) MJO Lemah pukul 12.00 UTC.

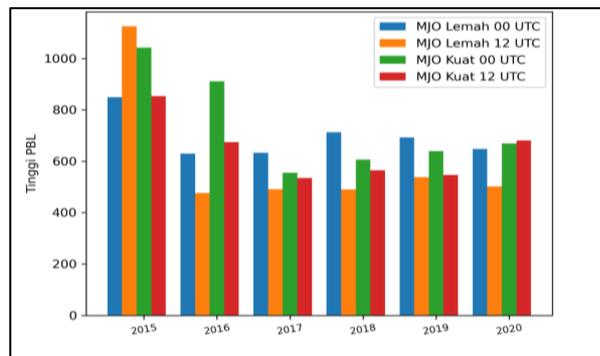
Hasil penelitian terhadap ketinggian PBL tahun 2015-2020 menunjukkan bahwa variasi ketinggian PBL pada saat MJO aktif kuat dan lemah pada pukul 00.00 dan pukul 12.00 UTC kurang signifikan, dimana rata-rata PBL di bawah 1000 meter baik pada pukul 00.00 maupun 12.00 UTC. Sejalan dengan penelitian Lou *et al.*, (2019) bahwa ketinggian PBL di wilayah ekuatorial (BBS) memiliki ketinggian kurang dari satu kilometer (km), dikarenakan oleh homogenitas suhu permukaan pada wilayah dengan iklim hutan hujan tropis, serta karakteristik temperatur yang tinggi dan banyaknya kejadian hujan dalam tiap tahunnya. Selain itu Gu *et al.*, (2020) juga menyebutkan bahwa variasi ketinggian PBL pada wilayah equator tidak signifikan sebagai dampak dari homogenitas radiasi matahari yang diterima wilayah ini. Penelitian ini menunjukkan bahwa ketinggian rata-rata PBL pada saat MJO baik MJO lemah maupun MJO kuat beda pada ketinggian yang lebih rendah. Hal ini sangat dipengaruhi oleh faktor MJO yang menjadi salah satu variabel penentu pada penelitian ini. Rendahnya ketinggian PBL selama periode MJO di Makassar dan sekitarnya berkaitan dengan adanya penambahan massa uap air dan peningkatan RH (Zhang *et al.*, 2013).

3.2.2 Rata-rata Tahunan Ketinggian PBL

Rata-rata tahunan ketinggian PBL di wilayah Makassar dan sekitarnya umumnya memiliki ketinggian yang bervariasi berkisar antara 470 m hingga 1,1 km. Ketinggian PBL rata-rata tahunan pada pukul 00.00 UTC cenderung lebih tinggi dibandingkan dengan PBL pada pukul 12.00 UTC baik ada periode MJO kuat maupun MJO Lemah.

Rata-rata tahunan PBL menunjukkan nilai maksimum pada tahun 2015 baik saat periode MJO lemah maupun MJO kuat. Hal ini dipengaruhi juga oleh adanya fenomena El-nino kuat yang terjadi di Indonesia. El-nino yang terjadi mempengaruhi kondisi atmosfer menjadi lebih kering sehingga awan-awan hujan sulit terbentuk menyebabkan kurangnya presipitasi pada periode itu. Kurangnya presipitasi ini juga dibarengi dengan intensitas penyinaran matahari yang lebih besar dan kecenderungan suhu udara yang lebih panas atau kejadian kemarau yang lebih lama. Sedangkan rata-rata tahunan ketinggian PBL mencapai nilai terendah pada tahun 2017 dimana pada tahun ini terjadi fenomena la-nina di kuartal ketiganya dan tercatat tidak pula terjadi fenomena el-nino. Hal ini sejalan dengan penelitian yang

dilakukan oleh Kristianto & Rani (2019), bahwa ketinggian PBL cenderung lebih rendah pada kondisi cuaca hujan atau cuaca dengan tutupan awan cumuliform dibandingkan saat cuaca cerah yang umumnya terjadi pada musim kemarau.



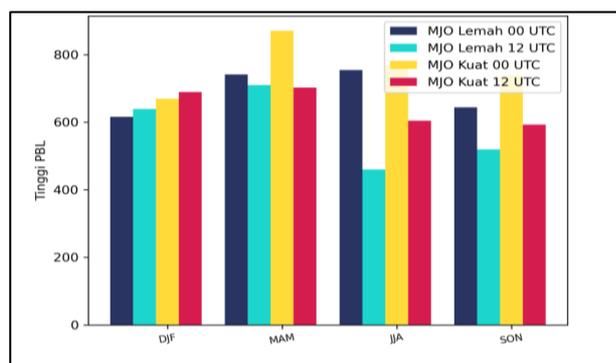
Gambar 4 Rata-rata Tahunan Ketinggian PBL pada Periode MJO

Selain anomali ketinggian PBL pada tahun 2015 hingga pertengahan 2016, trend ketinggian PBL yang ditunjukkan pada periode MJO kuat mengalami peningkatan dari tahun ketahun sejak 2017. Hal ini sejalan dengan penelitian Gu *et al.*, (2020) yang mengemukakan bahwa adanya trend positif pada ketinggian PBL berhubungan dengan penurunan RH permukaan dan peningkatan suhu permukaan.

3.2.3 Rata-rata Musiman Ketinggian PBL

Rata-rata ketinggian PBL juga dikategorikan berdasarkan musim di wilayah Makassar yang ditunjukkan pada Gambar 5. ketinggian PBL umumnya memiliki nilai yang hampir sama pada saat periode penghujan (DJF) dan Peralihan 1 (MAM) sedangkan nilai yang cenderung bervariasi ditunjukkan pada periode kemarau (JJA) dan Peralihan 2 (SON).

Rata-rata ketinggian maksimum pada saat MJO Kuat terjadi pada periode MAM pukul 00.00 UTC dan minimumnya pada periode SON pukul 12.00 UTC. Sedangkan untuk rata-rata maksimum saat MJO lemah terjadi pada periode kemarau pukul 00 UTC sedangkan minimumnya pukul 12.00 UTC. Hal ini sejalan dengan penelitian yang dilakukan oleh Thaisir, (2014) yang mengemukakan bahwa ketinggian PBL di Indonesia pada musim penghujan memiliki nilai yang lebih tinggi dari musim kemaraunya.



Gambar 5 Rata-rata Musiman Ketinggian PBL Pada Periode MJO

Pada kondisi MJO tidak aktif, pelepasan panas permukaan akibat radiasi pada siang hingga sore terjadi pada pukul 12.00 UTC menyebabkan PBL lebih tinggi dibandingkan pukul 00.00 UTC (Thaisir, 2014). Namun, pada kondisi MJO aktif terjadi peningkatan uap air di udara yang dapat meningkatkan RH dan berdampak pada penipisan PBL. Hal ini terjadi pada penelitian ini dimana Rata-rata musiman ketinggian PBL saat periode MJO kuat maupun lemah pada pukul 00.00 UTC cenderung konsisten lebih tinggi dibanding pukul 12.00 UTC kecuali pada saat musim penghujan. Hal ini disebabkan oleh adanya penipisan PBL pada pukul 12.00 UTC akibat peningkatan uap air sebagai dampak dari aktifnya MJO. Seringnya peningkatan uap air diikuti oleh peningkatan presipitasi menjadikan pengaruh MJO pada nilai PBL pada malam hari lebih signifikan menurunkan ketebalan PBL di Makassar dan sekitarnya.

3.3 Hubungan *Surface flux* (SHF dan LHF) terhadap ketinggian PBL pada periode MJO di Makassar dan Sekitarnya.

Analisis Korelasi yang dilakukan terhadap nilai SHF/LHF dan Ketinggian PBL saat periode MJO kuat ditunjukkan melalui Tabel 1.

Tabel 1 Korelasi SHF/LHF dengan Ketinggian PBL pada Periode MJO Kuat

Jenis	Waktu	Korelasi
SHF	00.00	0.0168
	12.00	0.0179
LHF	00.00	-0.0421
	12.00	-0.0421

Korelasi antara ketinggian PBL dan SHF/LHF pada periode MJO hampir tidak memiliki hubungan satu sama lain. Hal ini dilihat dari nilai korelasi nilai SHF maupun LHF pada pukul 00.00 dan 12.00 UTC yang berada pada kategori sangat lemah. Selain itu, nilai LHF juga memiliki hubungan terbalik dengan ketinggian PBL. Analisis Korelasi yang dilakukan terhadap nilai SHF/LHF dan Ketinggian PBL saat periode MJO kuat ditunjukkan melalui Tabel 2.

Tabel 2 Korelasi SHF/LHF dengan Ketinggian PBL pada Periode MJO Lemah

Jenis	Waktu	Korelasi
SHF	00.00	0.0466
	12.00	0.0109
LHF	00.00	-0.0055
	12.00	-0.0055

Nilai korelasi untuk SHF pada pukul 00.00 dan 12.00 UTC terhadap ketinggian PBL menunjukkan hubungan yang sangat lemah. Sedangkan korelasi antara LHF dan ketinggian PBL juga memiliki hubungan terbalik dengan kategori korelasi yang sangat lemah.

Penelitian yang dilakukan oleh Subrahamanyam *et al.*, (2012) pada kondisi normal tanpa memperhitungkan pengaruh MJO, diperoleh korelasi yang cukup tinggi sekitar 0.79 pada SHF dan ketinggian PBL. Namun dalam penelitian ini, analisis hubungan yang dilakukan menggunakan teknik analisis korelasi Pearson menunjukkan bahwa ketinggian PBL dan nilai SFH/LHF memiliki hubungan yang sangat lemah. Penentuan hubungan secara statistik antara SHF/LHF dan ketinggian PBL sangat sulit karena keduanya sangat dipengaruhi oleh kondisi dinamika atmosfer menyeluruh. Adanya faktor MJO yang mempengaruhi dinamika atmosfer menjadikan kondisi cuaca berubah dari normal harian, musimannya maupun klimatologisnya. Adapun kondisi MJO aktif kuat maupun lemah tidak memberi perbedaan yang cukup signifikan pada hubungan statistik kedua variabel.

IV. KESIMPULAN

Berdasarkan hasil penelitian dan pembahasan dapat disimpulkan pada periode MJO kuat dan MJO lemah, Profil nilai rata-rata *Sensible Heat Flux* (SHF) memiliki pola yang sama dimana nilai rata-rata SHF pada pukul 12.00 UTC lebih besar dibandingkan pukul 00.00 UTC. Sedangkan nilai rata-rata *Latent Heat Flux* (LHF) pada pukul 00.00 UTC lebih tinggi dibandingkan pukul 12.00 UTC. Profil ketinggian *Planetary Boundary Layer* (PBL) pada saat periode MJO kuat maupun lemah selama 6 tahun di Makassar cenderung lebih tinggi pada pukul 00.00 UTC dibandingkan pada pukul 12.00 UTC. Nilai rata-rata ketinggian PBL tahun 2015-2020 berkisar antara 549,9–690,5 m. Adapun pada periode tahunan nilai PBL pada pukul 00.00 UTC cenderung lebih tinggi dibandingkan pukul 12.00 UTC berkisar 470-1100 m. Pada periode musiman, nilai rata-rata PBL maksimum terjadi pada musim Peralihan 1 (MAM) pukul 00.00 UTC, sedangkan nilai rata-rata PBL minimum terjadi pada peralihan 2 (SON) pukul 12.00 UTC. Adanya faktor MJO yang mempengaruhi dinamika atmosfer menjadikan kondisi cuaca berubah dari normal harian, musimannya maupun klimatologisnya. Menjadikan penentuan hubungan statistik antara ketinggian PBL dan SHF/LHF menjadi sangat sulit ditentukan dan memperoleh korelasi yang sangat lemah.

DAFTAR PUSTAKA

- Allabakash, S. (2020). Climatology of planetary boundary layer height-controlling meteorological parameters over the Korean Peninsula.
- Bakas, N. A., Fotiadi, A., & Kariofillidi, S. (2020). *Climatology of the boundary layer height and of the wind field over Greece*. 1–17. <https://doi.org/10.3390/atmos11090910>
- Betts, A. K. (2003). *The diurnal cycle over land. January 2003*.
- Bianco, L., Djalalova, I. V., King, C. W., & Wilczak, J. M. (2011). Diurnal Evolution and Annual Variability of Boundary-Layer Height and Its Correlation to Other Meteorological Variables in California 's Central Valley. 491–511. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9622-4>
- Engeln, A. Von, & Teixeira, J. (2013). A planetary boundary layer height climatology derived from ECMWF reanalysis data. *Journal of Climate*, 26, 6575–6590. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00385.1>
- Galvin, J. F. P. (2015). An introduction to the meteorology and climate of the tropics.
- Garfinkel, C. I., Benedict, J. J., & Maloney, E. D. (2014). Impact of the MJO on the boreal winter extratropical circulation. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 6055–6062. <https://doi.org/10.1002/2014GL061094>
- Gu, J., Zhang, Y., Yang, N., & Wang, R. (2020). Diurnal variability of the planetary boundary layer height estimated from radiosonde data Key Points: 479–492. <https://doi.org/10.26464/epp2020042>
- Huizhi, L., W. Feng, J., Leena, J., & T, V. (2012). Eddy covariance measurements of CO₂ and energy fluxes in the city of Beijing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(3), 7677–7704. <https://doi.org/10.5194/acpd-12-7677-2012>
- Kristianto, A., & Rani, A. P. (2019). Kaitan ketinggian lapisan batas atmosfer dengan kondisi cuaca berdasarkan profil Angin vertikal berbasis pengamatan radisonde, radar cuaca dan keluaran model WRF-ARW. *Jurnal Meteorologi Klimatologi Dan Geofisika*, 5(1), 1–8. <https://doi.org/10.36754/jmkg.v5i1.62>
- Lee, X. (2018). *Fundamentals of boundary-layer meteorology*. Springer International Publishing AG.
- Lou, M., Guo, J., Wang, L., Xu, H., Chen, D., Miao, Y., Lv, Y., Li, Y., Guo, X., Ma, S., & Li, J. (2019). On the Relationship Between Aerosol and Boundary Layer Height in Summer in China Under Different Thermodynamic Conditions. *Earth and Space Science*, 6(5), 887–901. <https://doi.org/10.1029/2019EA000620>
- Nair, S. K., Anurose, T. J., Subrahmanyam, D. B., Kumar, N. V. P. K., Santosh, M., Sijikumar, S., Mohan, M., & Namboodiri, K. V. S. (2011). *Characterization of the vertical structure of coastal atmospheric boundary layer over Thumba (8.5°N, 76.9°E) during different seasons. 2011*. <https://doi.org/10.1155/2011/390826>
- Safitri, S. (2015). El Nino , La Nina dan dampaknya terhadap kehidupan. *Jurnal Criksetra*, 4(8), 153.
- Santanello, J. A., Friedl, M. A., & Kustas, W. P. (2005). An Empirical Investigation of Convective Planetary Boundary Layer Evolution and its Relationship with Land Surface. *Journal of Applied Meteorology*, 917–932.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-E., Sylvain, J., Rasmussen, A., & Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination. *Atmospheric Environment*, 34, 1001–1027. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00349-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00349-0)
- Seidel, D. J., Zhang, Y., Beljaars, A., Golaz, J., Jacobson, A. R., & Medeiros, B. (2012). *Climatology of the planetary boundary layer over the continental United States and Europe*. 117, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2012JD018143>
- Sobel, A., & Maloney, E. (2013). Moisture modes and the eastward propagation of the MJO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(1), 187–192. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0189.1>
- Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. In *Kluwer Academic Publishers* (Vol. 13). <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Subrahmanyam, D. B., Anurose, T. J., Kumar, N. V. P. K., Mohan, M., Kunhikrishnan, P. K., Rachel, S., Prijith, S. S., & Dutt, C. B. S. (2012). Spatial and temporal variabilities in vertical structure of the marine atmospheric boundary layer over bay of bengal during winter phase of integrated

- campaign for aerosols, gases and radiation budget. *Atmospheric Research*, 107, 178–185. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.12.014>
- Thaisir, M. (2014). Pendugaan ketinggian planetary boundary layer (PBL) di beberapa lokasi di wilayah Indonesia menggunakan metode empiris. institut Pertanian Bogor.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). Atmospheric science: an introductory survey. In *International Geophysics Series* (2nd editio).
- Yananto, A., & Sibarani, R. M. (2016). Analisis Kejadian El-Nino dan Pengaruhnya terhadap Intensitas Curah Hujan di Wilayah Jabodetabek (Studi Kasus : Periode Puncak Musim Hujan Tahun 2015 / 2016). 17(2), 65–73.
- Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirtman, B. P., & Jin, F. F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511–514. <https://doi.org/10.1038/nature08316>
- Zhang, Y., Seidel, D. J., & Zhang, S. (2013). Trends in planetary boundary layer height over europe. *Journal of Climate*, 26(24), 10071–10076. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00108.1>