

ESTIMASI KETINGGIAN *PLANETARY BOUNDARY LAYER* INDONESIA MENGUNAKAN DATA ECMWF REANALYSIS *ERA-INTERM*

ESTIMATION OF PLANETARY BOUNDARY LAYER HEIGHTS OVER INDONESIA USING ECMWF REANALYSIS ERA-INTERM DATA

Vivi Fitriani¹, Ahmad Bey², Tania June²

¹Klimatologi Terapan, FMIPA IPB, Kampus Dramaga IPB, Jl. Raya Dramaga, Jawa Barat, 16680

²Departemen Geofisika dan Meteorologi, FMIPA IPB, Kampus Dramaga IPB, Jl. Raya Dramaga, Jawa Barat, 16680
E-mail: fitriani.vivi88@gmail.com

Naskah masuk: 17 Februari 2016; Naskah diperbaiki: 24 Mei 2017; Naskah diterima: 14 November 2017

ABSTRAK

Planetary Boundary Layer (PBL) merupakan bagian dari troposfer yang mendapat pengaruh secara langsung dari permukaan bumi, yang memiliki peranan penting dalam iklim, cuaca dan kualitas udara. PBL dikenal sangat sulit untuk diobservasi dari luar angkasa dikarenakan strukturnya yang sangat kompleks dan berubah-ubah. Salah satu properties yang paling relevan dan fundamental untuk diselidiki adalah ketinggian PBL. Ketinggian PBL dihitung menggunakan tujuh metode berbasis gradien dari kelembaban relatif (RH), temperatur virtual (T_v), temperatur potensial (Θ), temperatur potensial virtual (Θ_v), kelembaban spesifik (q), refraktiviti atmosfer (N), dan Kecepatan angin (V) yang diperoleh dari data ECMWF Reanalisis Era Interim selama enam bulan di wilayah 10°LU – 10°LS , 90°BT – 150°BT dengan resolusi spasial $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Beberapa metode menunjukkan hasil yang indentik untuk ketinggian PBL pada waktu dan tempat tertentu. Metode gradien Θ_v dan V konsisten memberikan ketinggian PBL yang tinggi, sementara metode q dan N menghasilkan ketinggian PBL terendah signifikan. Tingginya variasi bulanan dan harian umumnya ditemukan diseluruh wilayah daratan, sedangkan wilayah lautan relatif konstan. Beberapa sumber dari kedua parametrik dan struktur ketidakpastian dari nilai ketinggian PBL diestimasi secara statistik menggunakan lima uji statistik, yaitu uji Student's t , Uji F , Uji Kormogoorv Sminorv, Uji Korelasi Pearson, dan Uji Korelasi NonParametrik Spearman. Ditemukan adanya perbedaan yang signifikan secara statistik antara ketujuh metode. Rata-rata median ketinggian PBL berbeda ratusan hingga ribuan meter untuk kebanyakan metode yang dibandingkan. Estimasi ketinggian PBL di Indonesia menggunakan metode RH berada di ketinggian 2000 m–4000m pada siang hari dan pada malam hari berada di bawah 2500 m.

Kata kunci: reanalisis ecmwf era-interim, metode gradien, Ketinggian PBL

ABSTRACT

Planetary Boundary Layer (PBL) is part of the troposphere, directly influenced by Earth's surface and play a major role on climate, weather, and air quality. Due to complexity and variation over time, PBL become more difficult to observe from space. A fundamental approach to identify PBL is by determining the height. PBL heights are computed by using seven gradient-based methods of relative humidity (RH), virtual temperature (T_v), potential temperature (Θ), potential virtual temperature (Θ_v), specific humidity (q), atmospheric refractivity (N) and wind speed (V) are derived from ECMWF Reanalysis Era Interim data for six months at 10°N – 10°S , 90°W – 150°E with a spatial resolution of $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Some methods showed identical results of PBL height estimation over certain time and place. Θ_v and V methods consistently give higher PBL heights, whereas q and N methods yields significantly lower heights. High monthly and daily variations are generally found in the entire land, whereas ocean regions are relatively constant. Several sources of both parametric and structural uncertainty of PBL height values are estimated statistically using the Student's t test, F test, Kormogorov Sminorv test, Pearson's linear correlation test and nonparametric Spearman rank correlation test. We Found any statistically significant differences between seven gradient methods. The average different in mean PBL height are several hundreds to thousands for most methods are compared. PBL heights in Indonesia using the gradient method of RH is about 2000 m - 4000m during the day and at night were at below 2500 m.

Keywords: ecmwf reanalysis era-interim, gradient methods, planetary boundary layer height

1. Pendahuluan

Atmospheric Boundary Layer (ABL) atau yang juga sering dikenal sebagai *Planetary Boundary Layer* (PBL) merupakan bagian dari troposfer yang mendapat pengaruh secara langsung dari permukaan bumi dengan rentang waktu respon sekitar satu jam atau kurang (Stull 1988; Garatt, 1992)[1]. Menurut Von Engeln & Teixeira (2013), ABL 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 sangat kuat dipengaruhi oleh lapisan batas ini. ABL yang merupakan bagian paling bawah dari atmosfer memiliki peranan penting dalam iklim, cuaca dan kualitas udara.

Proses yang berlangsung di ABL mengontrol pertukaran momentum, air dan sisa dari proses kimia antara permukaan bumi dan troposfer bebas, dan proses ini sering kali dijadikan sebagai parameter dalam model-model atmosferik[2]. ABL sangat sulit untuk diobservasi dari luar angkasa, sehingga tidak mudah mengidentifikasi karakteristiknya dalam skala global, selain itu struktur dari ABL yang sangat kompleks dan juga berubah-ubah.

Salah satu parameter dari ABL yang paling relevan dan fundamental untuk diselidiki adalah ketinggiannya[3]. Parameter ini menentukan proses-proses penting di troposfer seperti distribusi aerosol, aktivitas konvektif, serta formasi awan dan kabut. Ketinggian ABL merupakan kunci dari model cuaca, iklim dan kualitas udara dalam menentukan pencampuran turbulensi, difusi vertikal, perpindahan secara konvektif, proses sedimentasi aerosol dan deposisi polutan di atmosfer[1]. Menurut Coen *et al* (2014), ketinggian ABL sulit diukur secara langsung sehingga perlu diestimasi melalui analisis dari profil vertikal temperatur, turbulensi, atau komposisi atmosfer.

Ketinggian ABL bervariasi terhadap waktu (pagi, siang, sore, dan malam hari) dan tempat (lintang tinggi, lintang sedang, lintang rendah, daratan, dan lautan) (Arya, 1999). Variabilitas dari ketinggian ABL didominasi oleh siklus diurnal yang sangat kuat (Stull, 1988; Garatt, 1992), biasanya rendah pada malam hari, ketika permukaan menjadi lebih stabil karena pendinginan dari radiasi inframerah, kemudian akan bertambah tinggi dengan cepat hingga mencapai beberapa kilometer pada siang hari ketika pemanasan matahari menyebabkan kondisi yang tidak stabil[1].

Informasi tentang ketinggian ABL sangat penting karena sering digunakan sebagai parameter untuk

model prediksi iklim dan cuaca, begitu pula informasi untuk bidang pencemaran udara dan penerbangan, proses yang mengendalikan ketinggian ABL dapat menjelaskan banyak problem cuaca, iklim dan polusi udara. Pengukuran puncak ABL pada *in situ* bukanlah usaha yang mudah, sehingga observasi dari kedalaman ABL sangat jarang dilakukan (Seibert *et al*, 2000; Jordan *et al*, 2010; McGrath-Spangler & Denning, 2012)[4] dan tidak ada observasi mengenai klimatologi global dari ABL[2]. Banyak penelitian yang berhasil mengidentifikasi ketinggian ABL menggunakan data observasi seperti data radiosonde, GPS *Occultation*, data dari *remote sensing* atau data reanalisis. Seidel *et al* (2010) mengestimasi klimatologi global ketinggian ABL menggunakan data radiosonde dengan metode berbasis gradien yang diturunkan dari profil vertikal temperatur dan kelembaban atmosfer. Data radiosonde diambil dari 505 stasiun di seluruh dunia, ditemukan bahwa enam metode gradien yang dibandingkan memberikan hasil estimasi yang berbeda beberapa ratus meter. Basha *et al* (2009) menggunakan resolusi tinggi radiosonde profil refraktiviti untuk mengidentifikasi ketinggian ABL di stasiun wilayah tropis (13.5°N, 79.2°E) yang kemudian dibandingkan dengan pengukuran menggunakan *Global Positioning System* (GPS) *Radio Occultation* ((RO). Dari observasi jangka panjang 2.5 tahun atas resolusi vertikal radiosonde diperoleh korelasi yang sangat baik, mengindikasikan bahwa *N* juga dapat digunakan untuk mendeteksi ketinggian ABL. Ketinggian ABL yang dihasilkan melalui pengukuran independen *N* dari radiosonde resolusi tinggi dan GPS RO, menunjukkan hubungan korelasi yang baik antara keduanya. Ketinggian ABL ditemukan lebih tinggi selama periode *premonsoon*, diikuti oleh *monsoon* dan *postmonsoon*, serta nilai minimum pada kondisi musim dingin. Radiosonde juga digunakan untuk melihat variasi diurnal yang dikumpulkan selama waktu berbeda tiap harinya untuk musim tertentu dan menunjukkan terjadinya variasi diurnal yang sangat kuat.

Global klimatologi ketinggian ABL dapat diperoleh dari data reanalisis, yang merupakan kombinasi dari data observasi dan data model, dapat digunakan untuk mengevaluasi cuaca dan model prediksi iklim. Salah satu data reanalisis adalah reanalisis jangka panjang berjalan [seperti 40-yr ECMWF *Reanalysis* (ERA-40) atau ECMWF *Interim Reanalysis* (ERA-Interim) (Simmons dan Gibson 2000; Simmons *et al* 2009; Dee *et al*. 2011)] yang dalam beberapa hal masih merupakan sumber terbaik informasi iklim global untuk banyak variabel. Sistem reanalisis mengasimilasi berbagai pengukuran mulai dari *in situ* dengan instrumen berbasis ruang menjadi model prediksi cuaca [3]. Von Engeln & Teixeira (2013) menggunakan data reanalisis dari ECMWF *Reanalysis*

Era-Interm untuk mengestimasi klimatologi ketinggian ABL yang selanjutnya dihitung dan dianalisis dengan menggunakan beberapa metode gradien dari profil vertikal atmosfer. Metode ini dibandingkan untuk memperoleh ketinggian ABL dari temperatur atmosfer, tekanan, dan kelembaban relatif (RH). Tiga metode berdasarkan gradien vertikal RH, temperatur virtual dan temperatur potensial dipilih untuk penentuan klimatologi ketinggian ABL. Metode berbasis RH digunakan untuk menangkap inversi pada *cap* dari *convective boundary layer*. Penentuan klimatologi ketinggian ABL menggunakan ECMWF menunjukkan banyak fitur klimatologi yang diharapkan, seperti ketinggian ABL yang rendah di wilayah pantai, di mana awan stratus ditemukan dan ABL tumbuh sebagai akibat dari udara yang diadveksi di atas air laut yang hangat ke arah daerah tropis sepanjang perjalanan angin. Variasi musiman dan harian yang besar umumnya ditemukan di seluruh wilayah daratan. Ketinggian ABL dapat mencapai 3 km, kebanyakan di wilayah gurun pada siang hari, begitu juga nilai yang besar ditemukan di area ITCZ.

Telah banyak diketahui bahwa dinamika ketinggian ABL di ekuator Indonesia (benua maritim) sangat penting dalam pemahaman mengenai mekanisme yang mengontrol iklim global yang berasosiasi dengan temperatur permukaan laut yang tinggi. Sebagai contoh, dinamika ABL menentukan pembentukan konveksi dan variasi konveksi awan di atas benua maritim yang berkaitan erat dengan perilaku *El Niño-southern oscillations* (ENSO) [5]. Pada penelitian ini akan diestimasi ketinggian ABL berbasis ruang dan waktu selama periode Januari 2015 – Juni 2015 di seluruh wilayah Indonesia menggunakan data ECMWF *Reanalysis Era-Interim*. Data reanalisis tersedia dari 1989 sampai sekarang dan akan terus disediakan secara paralel dengan analisis operasional untuk mendukung pemantauan iklim. Estimasi ketinggian ABL diturunkan dari beberapa parameter vertikal atmosfer yang akan dijelaskan pada bagian selanjutnya dari makalah ini.

2. Metode Penelitian

Penelitian dilaksanakan pada Minggu I September 2015 sampai dengan Desember 2015 di laboratorium Meteorologi dan Pencemaran Atmosfer, Departemen Geofisika dan Meteorologi, FMIPA-IPB. Penelitian ini menggunakan seperangkat Personal Computer (PC), perangkat lunak ODV 4 untuk merubah bentuk data *.nc menjadi data *.txt, perangkat lunak Microsoft Office 2007 dan Matlab R2009a untuk pengolahan data dan *NCARG Command Language Version 6.1.2* (NCL) digunakan untuk memplot grafik secara spasial. Untuk mengestimasi ketinggian

PBL digunakan data profil vertikal atmosfer seluruh wilayah Indonesia (10°N–10°S, 90°E –150°E) dari bulan Januari 2015 sampai dengan Juni 2015 yang diperoleh dari data ECMWF *Reanalysis Era-Interim* dengan resolusi spasial 2.5° x 2.5° Profil vertikal dari data ECMWF yang digunakan untuk menentukan ketinggian PBL berupa level tekanan, geopotensial, temperatur, kelembaban spesifik, kelembaban relatif, angin u dan angin v. Empat waktu analisis yang digunakan yaitu 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC dan 18 UTC atau pada waktu lokal 0700 WIB, 1300 WIB, 1900 WIB, dan 0100 WIB. Data ini dapat diunduh dari halaman website <http://apps.ecmwf.int>.

Estimasi Ketinggian PBL. Beberapa pendekatan telah dikembangkan untuk mengestimasi ketinggian PBL menggunakan data radiosonde [6] dan melalui data reanalisis menggunakan data ECMWF [3]. Menurut Kursinski *et al* (1997), PBL merupakan wilayah dengan sifat lebih lembab, lebih rapat, dan merupakan wilayah dengan tingkat pembiasan yang lebih tinggi bila dibandingkan dengan bagian troposfer yang berada di atasnya, sehingga ketinggian PBL dapat diestimasi melalui sifat-sifat tersebut [7]. Metode yang dapat digunakan untuk mengestimasi tinggi PBL yaitu menggunakan metode gradien vertikal dari kelembaban spesifik, gradien vertikal kelembaban relatif dan gradien vertikal indeks refraktiviti atmosfer, menunjukkan bahwa tinggi PBL terdapat pada ketinggian $\frac{\partial q}{\partial z}, \frac{\partial RH}{\partial z}$, dan $\frac{\partial N}{\partial z}$ yang bernilai minimum dari masing-masing nilai gradiennya. Tujuh metode berdasarkan variabel atmosfer dari data reanalysis ECMWF dipilih dan dibandingkan dalam penelitian ini, yang dirangkum pada Tabel 1.

Tes Statistik dan Estimasi Ketidakpastian. Salah satu tujuan penting penelitian ini adalah untuk mengukur parametrik dan struktur ketidakpastian dari estimasi ketinggian PBL. Struktur ketidakpastian estimasi ketinggian PBL Indonesia selama 6 bulan berdasarkan metode yang berbeda dievaluasi menggunakan lima uji statistik. Membandingkan rata-rata ketinggian PBL dari metode gradien yang berbeda menggunakan uji *Student's t*. Uji ini digunakan untuk menguji hipotesis nol bahwa antara dua sampel, yaitu ketinggian PBL dari dua metode yang berbeda, memiliki rata-rata yang konsisten (tidak signifikan berbeda) berdasarkan dua rata-rata sampel, ragam dan ukuran data. Menggunakan taraf kepercayaan 5%, jika nilai *P* hitung lebih kecil dari nilai α (0.05), maka nilai rata-rata kedua metode berbeda secara signifikan. Membandingkan keragaman dari ketinggian PBL menggunakan uji *F*. Uji *F* digunakan untuk menguji hipotesis nol, bahwa dua sampel memiliki keragaman yang konsisten. Jika nilai *P* lebih kecil

dari 0.05 dengan taraf kepercayaan 5%, maka kedua sampel memiliki keragaman yang berbeda secara statistik. Mengukur hubungan/keterkaitan antara ketinggian PBL dari metode gradien yang berbeda dan menguji hipotesis nol, bahwa kedua sampel tidak berkorelasi signifikan. Pengujian hubungan korelasi kedua sampel menggunakan uji Korelasi Linear *Pearson* dan uji Korelasi *non-parametric Spearman rank*. Koefisien dari kedua uji korelasi memiliki rentang antara -1 sampai 1 (-100% - 100%), dan nilai *P* yang kecil mengindikasikan bahwa kedua sampel signifikan berkorelasi secara statistik. Membandingkan distribusi fungsi kumulatif antara ketinggian PBL berdasarkan metode gradien yang berbeda menggunakan Uji *Kormogorov-Sminorv*, uji nonparametrik berdasarkan peringkat data. Uji *Kormogorov-Sminorv* mengevaluasi hipotesis nol bahwa kedua sampel berasal dari distribusi yang sama menggunakan uji statistic *D*, yaitu perbedaan absolut antara dua distribusi fungsi kumulatif. Nilai *P* yang kecil mengindikasikan perbedaan signifikan secara statistik antara kedua sampel.

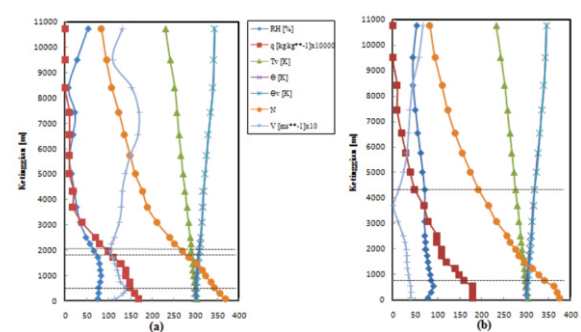
Tabel 1. Metode untuk Mengestimasi Ketinggian PBL

Metode Gradien	Deskripsi	Simbol	Sumber
Kelembaban Relatif	Tinggi PBL diestimasi dari level minimum gradien vertikal kelembaban relatif	RH	[2],[3]
Temperatur Virtual	Tinggi PBL diestimasi dari level maksimum gradien vertikal temperatur virtual	T_v	
Temperatur Potensial	Tinggi PBL diestimasi dari level maksimum gradien vertikal temperatur potensial	Θ	[6],[8]
Temperatur Potensial Virtual	Tinggi PBL diestimasi dari level maksimum gradien vertikal dari temperatur potensial virtual	Θ_v	[2], [6]
Kelembaban Spesifik	Tinggi PBL diestimasi dari level minimum gradien vertikal kelembaban spesifik	q	[2], [3]
indeks refraktiviti atmosfer	Tinggi PBL diestimasi dari level minimum gradien vertikal Indeks indeks refraktiviti atmosfer N	N	[2], [3], [6], [8]
Kecepatan angin (shear Angin)	Tinggi PBL diestimasi dari level maksimum gradien vertikal kecepatan angin	V	[9]–[11]

3. Hasil dan Pembahasan

Tiga analisis ketinggian PBL disajikan dibawah ini. Pertama, akan diinvestigasi perbedaan sistematis antara tujuh metode gradien. Kedua, melihat pola bulanan dan harian ketinggian PBL di wilayah Indonesia. Ketiga, melihat sebaran estimasi ketinggian PBL secara spasial di seluruh wilayah Indonesia dengan metode RH.

Perbedaan Sistematis antara Metode. Tujuan dasar dari analisis ini adalah untuk menentukan ketahanan dari estimasi ketinggian PBL di wilayah Indonesia selama enam bulan dan sensitivitas dari metode yang dipilih. Ketujuh metode berbasis gradien didasarkan pada variabel yang berbeda dari profil vertikal atmosfer. Hasil estimasi ketinggian PBL di Indonesia kadangkala menunjukkan nilai yang identik, seperti pada kasus di koordinat 112.5°E 7.5°N 1 Maret 2015 pukul 1300 WIB (Gambar 2a). Pada kasus ini empat metode (RH, T_v , Θ , dan Θ_v) mengindikasikan estimasi ketinggian PBL yang identik yaitu 1985 m, metode q dan N berada di lokasi 258 m lebih rendah, sedangkan metode V menunjukkan ketinggian PBL berada di ketinggian 306 m, substansial lebih rendah dari metode estimasi lainnya. Pada lokasi yang sama seperti Gambar 2a, pada pukul 0700 WIB 28 Mei 2015 (Gambar 2b) terdapat enam metode gradien yang memberikan nilai estimasi ketinggian PBL yang identik sebesar 760 m, dan estimasi tertinggi ditunjukkan oleh metode V dengan nilai sebesar 4332 m. Berdasarkan Seidel *et al* (2010), bahwa estimasi ketinggian PBL yang identik sama atau berbeda dapat disebabkan oleh tingkat keawanan suatu wilayah, baik itu tinggi rendahnya awan maupun tutupan awan pada wilayah tersebut.

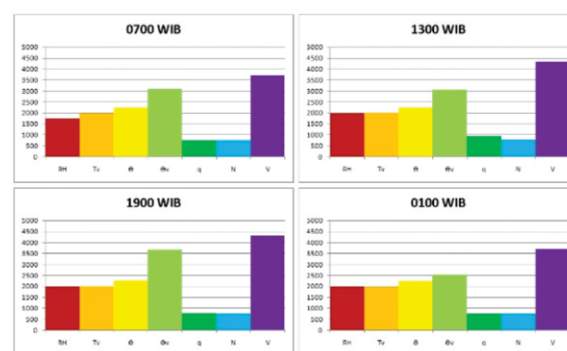


Gambar 2. Estimasi ketinggian PBL menggunakan tujuh metode gradien pada 112.5°E 7.5°N untuk (a) 1300 WIB 1 Maret 2015 dan (b) 0700 WIB 28 Mei 2015. Estimasi ketinggian PBL ditunjukkan oleh garis putus-putus.

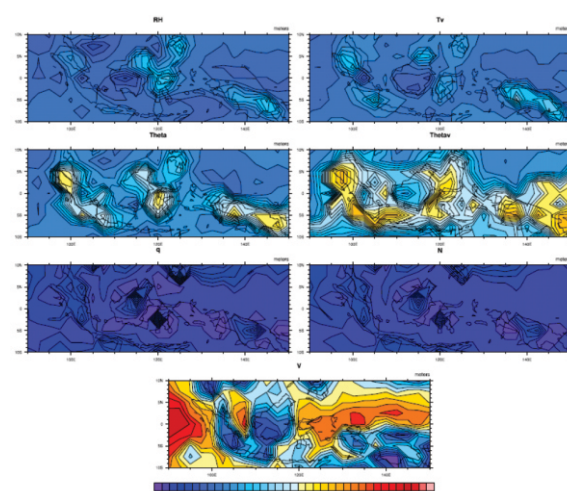
Gambar 3 menunjukkan perbandingan kasar estimasi ketinggian PBL di wilayah Indonesia berdasarkan tujuh metode gradien. Data dipisahkan berdasarkan waktu lokal seperti yang telah dijelaskan pada metodologi penelitian, dan setiap batang merepresentasikan rata-rata ketinggian PBL seluruh lokasi Indonesia (terdapat 225 titik) selama enam bulan (nilai median seluruh data selama Januari 2015 – Juni 2015).

Secara umum nilai rata-rata ketinggian PBL berada diantara 700 m dan 4500 m, dengan q dan N menunjukkan nilai terendah. Diantara metode gradien lainnya, ketinggian PBL berdasarkan gradien Θ_v dan V konsisten lebih tinggi, dan metode berdasarkan gradien q dan N konsisten rendah, dengan perbedaan sekitar 4000 m. Metode berbasis temperatur T_v menunjukkan estimasi yang sama atau tidak jauh berbeda terhadap metode RH. Penurunan rata-rata ketinggian PBL metode Θ_v , q, dan N maksimum pada 1300 WIB ke minimum pada 0100 WIB sekitar 532 m, 197 m, dan 637 m berturut-turut, sementara metode lainnya tidak menunjukkan perbedaan yang jelas. Sedangkan metode RH, q dan V menunjukkan nilai minimum pada 0700 WIB dan maksimum pada 1300 WIB, dengan perbedaan sebesar 232 m, 191 m, dan 631 m berturut-turut.

Secara spasial perbandingan estimasi ketinggian PBL di wilayah Indonesia dengan menggunakan tujuh metode gradien berbeda dapat disajikan seperti pada Gambar 4. Nilai dari tiap posisi lintang dan bujur merupakan rata-rata median selama enam bulan (Januari 2015 – Juni 2015) dan seluruh waktu analisis (0700 WIB, 1300 WIB, 1200 WIB, dan 1800 WIB) di Indonesia. Metode gradien RH dan metode gradien berbasis temperatur menunjukkan rata-rata median ketinggian PBL di seluruh daratan berkisar antara 2000 m hingga 5000 m, dengan wilayah lautan yang lebih rendah di bawah 2000 m. Metode gradien q dan N menunjukkan estimasi yang konsisten lebih rendah diantara ketujuh metode di seluruh wilayah Indonesia, nilai median ketinggian PBL ditemukan di bawah 2000 m untuk wilayah daratan, sementara di lautan ketinggian PBL berada dibawah antara 500 m – 1000 m. Estimasi ketinggian PBL tertinggi ditunjukkan oleh metode V, dengan nilai ketinggian di atas 4000 m. Pola berlawanan ditunjukkan oleh metode V, dimana ditemukannya ketinggian PBL yang lebih tinggi di beberapa wilayah lautan dibandingkan dengan daratan.



Gambar 3. Nilai rata-rata dari median ketinggian PBL Indonesia selama enam bulan di estimasi menggunakan tujuh metode gradien. Hasil estimasi berdasarkan waktu analisis berbeda yaitu 0700 WIB, 1300 WIB, 1900 WIB, dan 0100 WIB.



Gambar 4. Perbandingan spasial rata-rata median ketinggian PBL ketujuh metode gradien di wilayah Indonesia (10°LU–10°LS, 90°BT–150°BT).

Gambar 4 menunjukkan bahwa metode gradien yang berbeda menghasilkan rata-rata ketinggian PBL yang berbeda-beda pula untuk wilayah di Indonesia selama enam bulan. Hasil ini sesuai dengan penelitian yang dilakukan oleh McGrath-Spangler & Denning (2013) bahwa banyak metode yang tersedia untuk menentukan ketinggian PBL, namun estimasi yang dihasilkan menunjukkan hasil yang berbeda tiap metode dan tidak ada definisi standar mengenai ketinggian PBL, sehingga ketinggian PBL yang diperoleh tergantung pada definisi yang digunakan tiap metode terkait. Sehingga dapat dikatakan bahwa tidak ada cara yang sempurna untuk menentukan ketinggian PBL dan kesesuaian setiap metode tergantung pada topik yang akan diselidiki.

Permasalahannya adalah apakah perbedaan antara ketinggian PBL yang dihasilkan signifikan secara statistik? Tabel 2 menunjukkan hasil uji statistik yang dilakukan untuk menguji signifikansi perbedaan

antara dua metode gradien yang berbeda. Terdapat lima uji statistik yang digunakan untuk membandingkan tiap metode gradien. Setiap bagian dari tabel 2 menunjukkan persentase kasus perbandingan dengan nilai signifikan statistik $P \leq 0.05$ pada bagian sudut kiri bawah dan rata-rata nilai uji statistik ditunjukkan pada bagian sudut kanan atas tabel.

Secara keseluruhan, ditemukan korelasi signifikan secara statistik antara ketujuh metode pada perbandingan (Tabel 2, c dan d), dengan hasil yang mirip antara korelasi Pearson dan Spearman. Rata-rata nilai koefisien ~ 90 untuk perbandingan q dan N. Hubungan yang menarik ditunjukkan pada korelasi antara metode gradien berbasis temperatur (Tv, Θ , Θ_v) dan metode N, ditemukan korelasi yang rendah antar kedua jenis metode. Ini mengungkapkan bahwa meskipun keduanya mengandung informasi temperatur dan uap air, kontribusi yang diberikan pada masing-masing metode berbeda. Korelasi sempurna yang ditunjukkan oleh metode q dan N, menunjukkan bahwa kontribusi uap air memiliki porsi yang lebih banyak untuk metode N daripada metode Tv, Θ , dan Θ_v di troposfer bagian bawah [6]. Nilai koefisien terendah ditunjukkan oleh perbandingan antara V terhadap metode lainnya. Pada sebagian besar kasus, rata-rata nilai koefisien korelasi mendekati nol dan bernilai negatif dengan mayoritas nilai yang signifikan secara statistik adalah konsekuensi dari hasil merata-ratakan nilai koefisien korelasi yang positif dan negatif signifikan.

Ketujuh metode gradien menunjukkan hasil estimasi ketinggian PBL yang signifikan berbeda, dengan perbedaan nilai rata-rata sebesar 44 m hingga 3500 m (Tabel 2a), dengan tingkat persentase beda antara satu dengan yang lain 42% -100% (Tabel 2, a dan b). Antara q dan N menunjukkan persentase perbedaan sebesar 58%, dengan beda nilai rata-rata 44.60 m. Begitu pula dengan RH dan Tv, memberikan nilai perbedaan rata-rata sebesar 167.08 m dengan persentase perbedaan 87.5 %. Hasil uji statistik menggunakan uji *Kormogorov-Sminorv* menunjukkan persentase yang sangat tinggi ~ 100 hampir disemua metode, ini mengindikasikan bahwa kedua metode yang diujikan berasal dari distribusi kumulatif yang berbeda. Sebaliknya metode q dan N menunjukkan persentase yang cukup rendah yaitu 38%, hasil ini sesuai dengan yang diharapkan bahwa terdapat hubungan yang kuat antara keduanya. Tingginya persentase hasil uji t , uji F dan *Kolmogorov-Sminorv* yang signifikan secara statistik (Tabel 2, a, b dan e) memperkuat gagasan bahwa terdapat perbedaan yang signifikan antara ketujuh metode gradien.

Tabel2. Hasil perbandingan tujuh metode gradien menggunakan uji statistik untuk estimasi ketinggian PBL^a

(a) Perbedaan rata-rata (m)							
	RH	Tv	Θ	Θ_v	q	N	V
RH		167.08	-429.83	-943.33	1511.83	1556.43	-1969.7
Tv	87.5		-596.92	-1110.42	1344.75	1389.35	-2136.79
Θ	100	100		-513.3	1941.67	1986.26	-1539.87
Θ_v	100	100	100		2455.16	2499.76	-1026.37
q	100	100	100	100		44.6	-3481.54
N	100	100	100	100	38		-3526.13
V	100	100	100	100	100	100	
(b) Rasio dari varians							
	RH	Tv	Θ	Θ_v	q	N	V
RH		2.09	0.94	1.28	5.62	9.38	0.16
Tv	79		0.45	0.61	2.68	4.48	0.08
Θ	67	100		1.36	5.98	9.98	0.17
Θ_v	75	100	42		4.40	7.33	0.12
q	100	100	100	100		1.67	0.03
N	100	100	100	100	100		0.02
V	100	100	100	100	100	100	
(c) Koefisien Korelasi Pearson (%)							
	RH	Tv	Θ	Θ_v	q	N	V
RH		62	81	69	5	-18	-10
Tv	71		87	86	4	-13	-1
Θ	100	100		94	-10	-29	-11
Θ_v	79	100	100		-26	-39	2
q	21	42	75	83		93	-7
N	42	42	83	83	100		5
V	29	46	33	38	42	12.5	
(d) Koefisien Korelasi Spearman (%)							
	RH	Tv	Θ	Θ_v	q	N	V
RH		26	45	29	2	-12	-3
Tv	75		71	68	-7	-8	-2
Θ	100	96		82	-26	-29	-4
Θ_v	83	96	100		-30	-30	1
q	17	46	83	92		83	2
N	58	33	83	87.5	100		9
V	29	37.5	29	33	54	50	
(e) Kolmogorov-Sminorv D Statistic							
	RH	Tv	Θ	Θ_v	q	N	V
RH		0.21	0.31	0.57	0.94	0.96	0.71
Tv	79		0.44	0.68	0.93	0.95	0.77
Θ	96	100		0.36	0.97	0.99	0.6
Θ_v	100	100	100		0.99	0.99	0.48
q	100	100	100	100		0.16	0.92
N	100	100	100	100	38		0.97
V	100	100	100	100	100	100	

^a Setiap sesi dari bagian sudut kanan atas tabel menunjukkan nilai rata-rata Indonesia terhadap test statistik yang relevan dan persentase dari beberapa kasus terhadap uji statistik dengan hasil signifikan ($P \leq 0.05$) pada sudut kiri bawah. Setiap tabel merepresentasikan 24 perbandingan dari rata-rata bulanan dan rata-rata harian wilayah Indonesia selama 6 bulan (Januari 2015 s/d Juni 2015). Uji Statistik yang digunakan yaitu (a) Perbedaan estimasi rata-rata ketinggian PBL Indonesia dievaluasi dengan Uji t Student, (b) Rasio perbandingan estimasi ketinggian PBL Indonesia dievaluasi dengan Uji F, (c) Koefisien Korelasi Linier Pearson, (d) Koefisien Korelasi Spearman., dan (d) Statistik D dari Uji *Kolmogorov-Sminorv* terhadap perbedaan distribusi ketinggian PBL(merepresentasikan nilai maksimum dari perbedaan absolute antara dua fungsi distribusi kumulatif. Perlu dicatat bahwa tingginya persentase dari hasil yang signifikan secara statistik (Nilai mendekati 100% pada sudut kiri bawah tabel) mengindikasikan perbedaan yang signifikan secara statistik hampir disemua kasus untuk uji t , uji F , dan uji *Kormogorov-Sminorv*, sebaliknya hasil menunjukkan korelasi yang signifikan hampir disemua kasus untuk dua uji korelasi yang digunakan.

Seluruh hasil uji statistik pada tabel 2 dapat digunakan untuk menentukan struktur ketidakpastian dari estimasi ketinggian PBL dan berkaitan dengan pemilihan metode [2]. Rata-rata ketinggian PBL berbeda ratusan hingga ribuan meter untuk kebanyakan metode yang dibandingkan. Sehingga, rata-rata estimasi ketinggian PBL di Indonesia memiliki struktur ketidakpastian.

Pola Bulanan dan Harian. Variasi bulanan dari ketinggian PBL harusnya mudah untuk dideteksi

menggunakan data ECMWF karena sampel harian yang tersedia sepanjang tahun, dengan variasi diurnal selama 6-jam. Tabel 3 menunjukkan persentase setiap kasus (satu kasus dari satu wilayah dan satu waktu tertentu) yaitu perbedaan yang signifikan secara statistik dari ketinggian PBL bulanan (berdasarkan uji *t*) dengan mempertimbangkan hanya pada wilayah 100° BT 7.5° LS sampai 125° BT 7.5° LS (wilayah dengan iklim tipe monsun). Umumnya sebagian besar metode kurang sensitif terhadap siklus bulanan, dengan 9% - 27% kasus yang menunjukkan variasi yang signifikan, kecuali metode q dan N menunjukkan 45% dan 64% kasus dengan variasi yang signifikan. Walaupun demikian, variasi alamiah bulanan tidaklah konsisten terhadap wilayah ke wilayah ataupun dari metode ke metode yang lainnya. Fraksi kasus dengan perubahan bulanan yang signifikan juga memiliki ketinggian PBL terendah pada bulan Februari sebesar 50%. Perbedaan spasial dari perubahan ketinggian PBL bulanan dapat dijelaskan, bahwa metode yang berbeda kadang kala menunjukkan variasi bulanan yang berbeda untuk wilayah dan waktu tertentu sehingga menunjukkan bahwa metode yang berbeda tidak dapat dilihat sebagai pengganti satu sama lainnya.

Data reanalisis ECMWF cocok digunakan untuk menganalisis variasi diurnal karena data tersedia dalam empat waktu dalam sehari dengan rentang 6-jam, sehingga penelitian ini mampu melihat perbedaan diurnal dari ketinggian PBL. Terdapat 12 wilayah sepanjang garis ekuator (100°BT-127.5°BT) yang dibandingkan untuk melihat perbedaan diurnal antara ketinggian PBL siang hari dan malam hari. Tabel 3 mengindikasikan persentase kasus ketinggian PBL yang berbeda signifikan antara siang hari (1300 WIB) dan malam hari (1900 WIB), dengan banyaknya kasus yang menunjukkan perbedaan yang signifikan. Metode Θ_v menunjukkan 57% stasiun yang berbeda signifikan, dan menunjukkan kecenderungan yang besar (45% kasus yang signifikan) untuk ketinggian PBL terendah pada malam hari. Metode lainnya juga menunjukkan persentase stasiun yang signifikan berbeda cukup

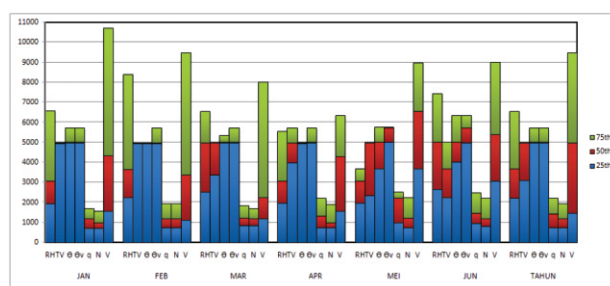
besar (33%-50%), dengan kecenderungan yang sama untuk ketinggian PBL terendah pada malam hari. Perubahan diurnal juga dapat dibandingkan besarnya terhadap struktur ketidakpastian estimasi ketinggian PBL.

Sebagai contoh variasi bulanan dan harian ketinggian PBL pada empat wilayah ditunjukkan oleh gambar 5 dan 6, yang juga mengilustrasikan perbedaan antara ketujuh metode gradien. Estimasi ketinggian PBL wilayah 5°LS 140°BT (Gambar 5) umumnya sangat tinggi untuk semua metode kecuali metode q dan N, yang menunjukkan median ketinggian PBL sekitar 900-2300 m.

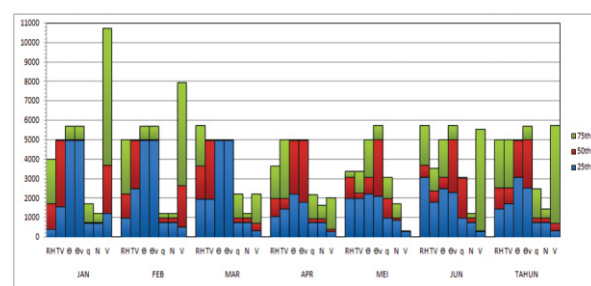
Gambar 5 menunjukkan variasi bulanan yang rendah untuk metode berbasis temperatur dan ditemukannya nilai ketinggian PBL yang mirip antara metode q dan N di setiap bulannya (Pada 1500 WIT). Rendahnya variasi bulanan pada wilayah ini dikarenakan 5°LS 140°BT merupakan wilayah lautan. Definisi yang tepat dari puncak PBL di permukaan lautan sangatlah intuitif. Disebabkan oleh besarnya kapasitas panas lautan, nilai fluks panas terasa umumnya sangat rendah di atas permukaan air laut bila dibandingkan dengan permukaan daratan, sehingga menghasilkan perilaku yang berbeda pada struktur vertikal atmosfer di atas lautan [11]. Metode V menunjukkan variasi bulanan yang berbeda dari metode lainnya, dengan nilai tertinggi pada bulan Januari, diikuti oleh bulan-bulan lainnya (kecuali bulan Juni mengalami peningkatan ketinggian PBL) serta ditemukannya pola diurnal yang kuat, dengan ketinggian PBL lebih rendah pada malam dari pada siang hari (dengan ketinggian median 750 m dan 5000 m, berturut-turut).

Tabel 3. Metode estimasi ketinggian PBL dan persentase kasus musiman dan harian.

Metode	Signifikan perubahan Bulan (%)	PBL Terendah Februari (%)	Signifikan Perbedaan Diurnal (%)	PBL Terendah Malam hari (%)
RH	9	68	42	57
Tv	18	30	50	45
.	27	25	42	45
Θ_v	27	15	58	45
q	45	48	50	30
N	64	50	33	26
V	9	39	42	39

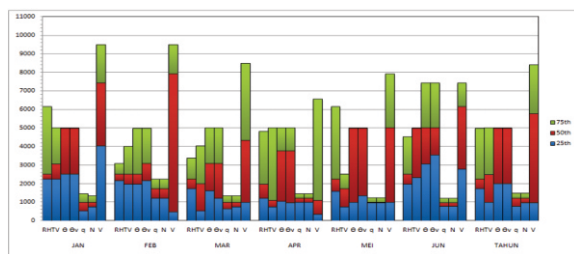


(a)

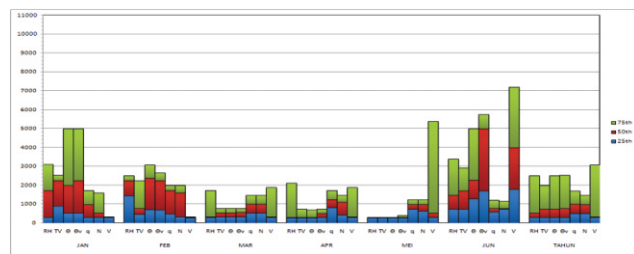


(b)

Gambar 5. Nilai Kuartil bulanan dan tahunan ketinggian PBL (m di atas permukaan air laut) wilayah 140°BT 5°LS, berdasarkan data Januari-Juni 2015. Untuk setiap metode, nilai persentil ke-25, ke-50, dan ke-75 ditampilkan (warna biru, merah, dan hijau berturut-turut), berdasarkan waktu analisis 1500 WIT (a) dan 2100 WIT (b).



(a)



(b)

Gambar 6. Sama seperti pada Gambar 5 dengan wilayah $0^{\circ} 102.5^{\circ}\text{BT}$ untuk waktu 1300 WIB (a) dan 0100 WIB (b).

Siklus diurnal yang kuat dan variasi bulanan yang lebih besar terlihat pada wilayah $0^{\circ} 102.5^{\circ}\text{BT}$ (Gambar 6). Seluruh metode gradien kecuali metode V menunjukkan nilai tertinggi dari ketinggian PBL di bulan Januari serta Juni, dan terendah di bulan Februari hingga Mei. Pola bulanan ini dapat dijelaskan bahwa wilayah ini memiliki curah hujan tipe ekuatorial. Wilayah dengan tipe ekuatorial memiliki dua puncak curah hujan pada bulan November-Desember [ND] dan puncak kecil pada Maret-April-Mei [MAM][12],[13]. Ini menjelaskan bahwa pada bulan Januari dan Juni mengalami pemanasan radiasi matahari yang lebih kuat, sehingga menyebabkan ketinggian PBL di bulan ini lebih tinggi dari bulan lainnya. Pola diurnal yang kuat juga terlihat pada wilayah ini dengan ketinggian PBL yang lebih tinggi pada siang hari (Gambar 6(a)) daripada tengah malam (Gambar 6(b)) dengan nilai median 2259 m dan 547 m berturut-turut (untuk metode RH).

Sebagaimana contoh yang telah dijabarkan di atas, terdapat keragaman yang cukup besar pada masing-masing wilayah terhadap pola variasi bulanan dan diurnal dari ketinggian PBL. Hal ini dapat dijelaskan dalam hal kondisi iklim yang berlaku terkait dengan sirkulasi umum global atmosfer [2]. Perbedaan ketinggian PBL bulanan dan harian sangat bergantung pada tingkat pemanasan matahari yang diterima oleh permukaan. Siklus harian pemanasan radiasi menyebabkan terjadinya siklus harian pada fluks panas teras dan panas laten antara bumi dan udara. Siklus inilah yang menyebabkan perbedaan ketinggian PBL antara pagi, siang dan malam hari.

Distribusi Estimasi Ketinggian PBL. Hasil estimasi ketinggian PBL Indonesia menggunakan data reanalisis ECMWF *era Interim* dapat disajikan dalam bentuk peta dengan resolusi spasial $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Data yang ditampilkan adalah nilai median ketinggian PBL selama enam bulan, yang selanjutnya akan dipisahkan berdasarkan variasi bulanan dan diurnal. Sebagai contoh, metode yang digunakan untuk melihat distribusi ketinggian PBL Indonesia adalah metode gradient RH.

Gambar 7 menunjukkan median ketinggian PBL untuk analisis waktu berbeda. Cukup signifikan terlihat perbedaan siklus diurnal ketinggian PBL antara daratan dan lautan, dengan siklus diurnal hampir tidak terlihat di lautan. Di daratan, seperti yang telah dijelaskan mengalami siklus diurnal ketinggian PBL yang kuat, dengan nilai ketinggian PBL yang besar terjadi di Papua dan Sulawesi pada pukul 1300 WIB. Beberapa wilayah di Indonesia pada pukul 1900 WIB masih mengalami pemanasan permukaan yang masih cukup tinggi akibat besarnya pemanasan radiasi matahari siang hari yang diterima oleh permukaan, seperti pada wilayah Sulawesi, Maluku, Papua dan sebagian kecil pulau Sumatera. Terlihat bahwa pada 1900 WIB rata-rata ketinggian PBL masih berada di sekitar ± 2700 m, sedangkan wilayah lainnya seperti pulau Jawa dan Kalimantan mengalami penurunan rata-rata ketinggian sekitar 1000 m hingga 2500 m.

Siklus diurnal terlihat jelas di wilayah Kalimantan, dengan nilai maksimum ± 2000 m pada siang hari, kemudian mengalami penurunan ketinggian PBL pada pukul 1900 WIB sampai pukul 0100 WIB dini hari hingga pada ketinggian ± 500 m. Begitu pula di wilayah Papua dan Sulawesi yang menunjukkan pola diurnal, dengan nilai maksimum ketinggian PBL terjadi pada pukul 1300 WIB sebesar 3000 m – 4000 m, dan nilai minimum pada pukul 0700 WIB sebesar 1500 m – 2700 m tersebar di wilayah ini. Terlihat pula variasi siklus diurnal di daerah hutan hujan tropis, yaitu sebagian wilayah Sumatera dan Jawa barat dengan ketinggian di atas 2300 m pada siang hari (1300WIB), dan jelas terlihat di bawah 2000 m pada sisa harinya.

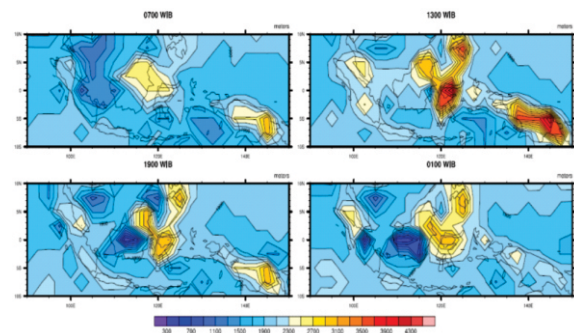
Walaupun dengan resolusi spasial yang cukup besar yaitu $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, penemuan ini cukup mendukung penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Hashiguchi *et al* (1995) yang melakukan penelitian di wilayah ekuator Indonesia menggunakan radar *Doppler L Band*, menemukan bahwa wilayah ekuator Indonesia pada hari yang cerah mengalami siklus diurnal yang sangat signifikan yaitu ketinggian PBL paling rendah pada pagi hari (0800 WIB) ditemukan di ketinggian 300 m, kemudian secara bertahap mengalami peningkatan ketinggian 3-5 km hingga

1600 WIB berlanjut mengalami penurunan ketinggian pada malam hari hingga pagi hari berikutnya sekitar 300 m.

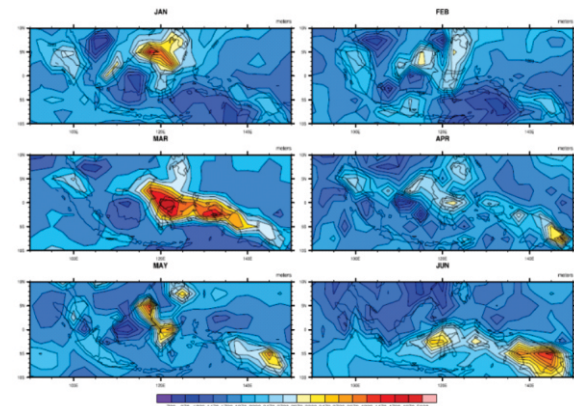
Gambar 8 menunjukkan rata-rata median ketinggian PBL untuk bulan yang berbeda. Ketinggian PBL di wilayah Indonesia sangat ditentukan pula oleh kondisi topografi. Kondisi topografi yang bergunung, berlembah, serta banyak pantai, merupakan fenomena lokal yang menambah beragamnya ketinggian PBL di wilayah Indonesia, baik menurut ruang maupun waktu.

Wilayah dengan rangkaian pegunungan seperti Papua dan Sulawesi menunjukkan siklus bulanan yang sangat kuat dari ketinggian PBL, dengan nilai terendah pada bulan Januari - Februari dan tertinggi pada bulan Maret hingga Juni. Hasil ini mampu mengkonfirmasi penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Von Engeln & Teixeira (2013) mengenai klimatologi ketinggian PBL pada wilayah dengan karakteristik yang sama. Daerah hutan hujan tropis menunjukkan rendahnya variasi bulanan dari median ketinggian PBL. Nilai median bulanan dari nilai-nilai ini mengarah pada nilai ketinggian PBL yang relatif rendah pada daerah hutan hujan tropis seperti yang juga ditunjukkan oleh gambar 8, dengan nilai yang relatif tinggi pada wilayah Sulawesi dan Papua.

Sebagian wilayah Jawa, Sumatera dan Kalimantan menunjukkan nilai ketinggian PBL tidak jauh berbeda selama bulan Januari hingga Juni, hal ini mungkin disebabkan oleh tipe pola curah hujan di wilayah ini yaitu tipe ekuatorial, wilayah ini mengalami dua kali maksimum curah hujan bulanan dalam setahun [13], [14], yang menyebabkan penerimaan radiasi matahari di wilayah ini tidak sebesar wilayah lainnya.



Gambar 7. Median ketinggian PBL harian selama enam bulan menggunakan metode RH.



Gambar 8. Rata-rata median ketinggian PBL bulanan menggunakan metode RH.

Di wilayah lautan siklus bulanan dari ketinggian PBL tidak sekuat seperti yang pada daratan, Hal ini disebabkan karena besarnya variasi diurnal dari temperatur permukaan pada daratan sedangkan pada lautan variasi diurnal hingga musiman yang kecil diakibatkan besarnya kapasitas penyimpanan panas di lautan, sehingga baik proses penyerapan dan pelepasan panas di wilayah lautan sangat lambat bila dibandingkan dengan wilayah daratan[15].

Selama ITCZ, nilai ketinggian PBL yang besar terjadi pada bulan maret di wilayah Sulawesi dan Papua. Pada bulan Januari ketinggian PBL di wilayah selatan ekuator lebih rendah dari pada wilayah utara ekuator. Hal ini mungkin disebabkan karena pada bulan Januari saat ITCZ terjadi pembentukan awan di wilayah selatan ekuator. Pola berlawanan terjadi di bulan Juni, ketinggian PBL di wilayah selatan ekuator lebih tinggi bila dibandingkan dengan utara equator, karena pada bulan ini terbentuk awan di utara ekuator. Sebagian wilayah lautan menunjukkan signifikansi siklus ketinggian PBL bulanan di bagian selatan ekuator dengan nilai ketinggian PBL yang cukup besar pada bulan Juli.

4. Kesimpulan

Kesimpulan yang diperoleh dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Ketujuh metode berbasis gradien umumnya menghasilkan estimasi ketinggian PBL yang berbeda satu sama lainnya selama enam bulan. Rata-rata ketinggian PBL berbeda ratusan hingga ribuan meter untuk kebanyakan metode yang dibandingkan. Sehingga, rata-rata estimasi ketinggian PBL di Indonesia memiliki struktur ketidakpastian
2. Metode q dan N konsisten menghasilkan estimasi ketinggian PBL signifikan terendah, sebaliknya metode Θ_v dan V konsisten menghasilkan estimasi ketinggian PBL tertinggi dari semua metode.
3. Terdapat perbedaan yang signifikan secara statistik (nilai rata-rata, varians, dan distribusi fungsi kumulatif) antara ketujuh metode gradien. Hubungan korelasi antara ketujuh metode gradien signifikan secara statistik, dengan koefisien korelasi yang tinggi antara metode q dan N , dan antara metode RH , TV , Θ dan Θ_v , serta ditemukannya hubungan korelasi yang negatif.
4. Variasi bulanan dan diurnal ketinggian PBL berbeda terhadap masing-masing wilayah di Indonesia. Wilayah lautan ditemukan lebih konsisten terhadap variasi diurnal dan bulanan bila dibandingkan dengan wilayah daratan yang lebih bervariasi.
5. Umumnya ditemukan ketinggian PBL di wilayah Lautan lebih rendah bila dibandingkan dengan ketinggian PBL di daratan yang relatif tinggi, dengan perbedaan ratusan hingga ribuan meter.

Daftar Pustaka

- [1] S. Liu and X. Z. Liang, "Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height," *J. Clim.*, vol. 23, no. 21, pp. 5790-5809, 2010.
- [2] D. J. Seidel, C. O. Ao, and K. Li, "Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 115, no. 16, pp. 115, 2010.
- [3] A. Von Engel and J. Teixeira, "A planetary boundary layer height climatology derived from ECMWF reanalysis data," *J. Clim.*, vol. 26, no. 17, pp. 6575-6590, 2013.
- [4] E. L. McGrath-Spangler and A. S. Denning, "Global seasonal variations of midday planetary boundary layer depth from CALIPSO space-borne LIDAR," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 3, pp. 1226-1233, 2013.
- [5] H. Hashiguchi, S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, "Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results," *Radio Sci.*, vol. 30, no. 4, pp. 1043-1054, 1995.
- [6] G. Basha and M. V. Ratnam, "Identification of atmospheric boundary layer height over a tropical station using high-resolution radiosonde refractivity profiles: Comparison with GPS radio occultation measurements," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 114, no. 16, pp. 111, 2009.
- [7] E. R. Kursinski, G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy, "Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 102, no. D19, pp. 23429-23465, Oct. 1997.
- [8] X. Y. Wang and K. C. Wang, "Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data," *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 7, no. 6, pp. 1701-1709, 2014.
- [9] S. Dewi, "Identifikasi Ketebalan Lapisan Batas Atmosfer Menggunakan Profil Angin Radar Doppler di Daerah Tanggerang dan Sekitarnya," Institut Teknologi Bandung, 2012.

- [10]W. P. Hooper and E. W. Eloranta, "Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and kytoon," *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 25, no. 7. hal. 9901001, 1986.
- [11]D. Bala Subrahmanyam, T. J. Anurose, N. V. P. Kiran Kumar, M. Mohan, P. K. Kunhikrishnan, S. R. John, S. S. Prijith, and C. B. S. Dutt, "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," *Atmos. Res.*, Vol. 107, Hal. 178185, 2012.
- [12]W. Estiningtyas, F. Ramdhani, And E. Aldrian, "Analisis Korelasi Curah Hujan Dan Suhu Permukaan Laut Wilayah Indonesia, Serta Implikasinya Untuk Prakiraan Curah Hujan (Studi Kasus Kabupaten Cilacap)," *J. Agromet Indones.*, Vol. 21, No. September, Hal. 4660, 2007.
- [13]E. Aldrian, "Pembagian Iklim Indonesia Berdasarkan Pola Curah Hujan Dengan Metoda Double Correlation ," *J. Sains Teknol. Modif. Cuaca*, Vol. 2, No. 1, Pp. 211, 2001.
- [14]Tukidi, "KARAKTER CURAH HUJAN DI INDONESIAJ," *J. Geogr. UNNES*, Vol. 7, No. 2, Hal. 136145, 2010.
- [15]B. Medeiros, A. Hall, And B. Stevens, "What Controls The Mean Depth Of The PBL?," *J. Clim.*, Vol. 18, No. 16, Pp. 31573172, 2005.
- [15]B. Medeiros, A. Hall, And B. Stevens, "What Controls The Mean Depth Of The PBL?," *J. Clim.*, Vol. 18, No. 16, Pp. 3157-3172, 2005.