

Kajian Angin Lokal di Palu dengan menggunakan Model Weather Research And Forecasting- Advanced Research WRF (WRF-ARW)

Santy Wulandari^{1,2} Indra Gustari²

¹Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta

²Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta

Email : santyswan@gmail.com, indragustari@gmail.com

Abstrak

Penelitian ini bertujuan untuk mendapatkan sebuah gambaran/ karakteristik sirkulasi angin lokal di Palu, pengaruh dari topografi yang kompleks serta melihat kemampuan model WRF dalam mensimulasikan sirkulasi angin lokal. Analisis dilakukan dengan menggunakan data observasi permukaan dari Stasiun Meteorologi (Stamet) Mutiara Palu berupa data arah dan kecepatan angin untuk melihat pola angin lokal yang terjadi. Simulasi dengan model cuaca numerik WRF-ARW dilakukan untuk melihat gambaran besar dari sirkulasi angin lokal yang terjadi. Dari hasil analisa data observasi menunjukkan bahwa karakteristik angin lokal di Palu umumnya berasal dari arah Utara, begitu juga hasil simulasi model WRF. Angin Utara yang dominan ini adalah angin laut, yang terjadi antara pukul 12.00 LT-14.00 LT. Analisis dengan plot spasial menunjukkan bahwa penetrasi angin laut ke daratan sejauh 77 km. Sedangkan struktur vertikal angin laut belum dapat diketahui karena terbatasnya data pengamatan udara atas. Hasil dari simulasi curah hujan di wilayah yang kompleks dengan model WRF menunjukkan baik pada saat monsun Asia maupun Australia jumlah curah hujan yang rendah (<150 mm) di wilayah kajian, yang juga didukung dengan hasil analisa satelit GSMaP. Atau dalam hal ini lebih dipengaruhi oleh sifat lokalnya serta wilayah kajian ini disebut sebagai daerah bayangan hujan (rain shadow).

Kata kunci: angin lokal, topografi kompleks, simulasi model WRF-ARW.

Abstract

The objective of this research is to obtain representation or characteristic of local winds circulation in Palu, the influence of the complex topography and see WRF model's ability to simulate the wind circulation locally. Analyses were performed using surface observation data from meteorological stations (Stamet) Mutiara Palu in the form of wind speed and direction data to see the local wind patterns that was occurred. Simulations with numerical weather models WRF-ARW done to see the big representation of the local winds circulation occurred. From the analysis of observation data indicates that the local winds characteristics in Palu generally come from the North, as well as WRF model simulation results. North winds are dominant sea breezes, which occurred between 12:00 LT-14:00 LT. Analysis of the spatial plot shows that the penetration of the sea breeze inland as far as 77 km. While the sea breeze vertical structure cannot be known because of lack of upper air observation data. Results of the simulation of rainfall in the area of complex WRF model shows at the time of the Asian and Australian monsoon rainfall amount is low (<150 mm) in the study area, which is also supported by the results of the satellite analysis GSMaP. Or in this case is more influenced by their local nature and the study area is referred to as a rain shadow area (rain shadow).

Keywords: local winds, complex topography, WRF-ARW model simulation.

1. PENDAHULUAN

Kota Palu yang merupakan ibukota Provinsi Sulawesi Tengah termasuk salah satu daerah yang merupakan wilayah dengan topografi yang kompleks dengan adanya pegunungan di sebelah barat dan timur serta berhadapan dengan teluk sehingga memiliki perilaku atau karakteristik dalam pola angin lokal yang terjadi di atasnya. Karena merupakan wilayah yang kompleks data observasi diperlukan untuk meneliti efek dari topografi terhadap sirkulasi angin yang terjadi. Selain itu perlu dilakukan simulasi dengan suatu pemodelan cuaca numerik yaitu WRF-ARW untuk mendapatkan sebuah gambaran umum dari sirkulasi angin yang terjadi. Salah satu model cuaca numerik yang berkembang pesat dan banyak digunakan saat ini adalah model Weather Research and Forecasting – Advanced Research WRF (WRF-ARW).

Model WRF-ARW merupakan suatu model generasi lanjutan sistem simulasi cuaca numerik skala meso yang didesain untuk melayani simulasi operasional dan kebutuhan penelitian atmosfer. Model ini mempunyai keistimewaan inti dinamik yang berlipat, sistem asimilasi data dan arsitektur perangkat lunak yang memungkinkan untuk melakukan komputasi secara paralel dan sistem ekstensibel. WRF cocok untuk aplikasi yang luas dari skala meter sampai ribuan meter. Model ini sering dipakai pada banyak penelitian dan prediksi real time (Skamarock dkk., 2008). Sebuah model numerik yang dianggap dapat mewakili keadaan atmosfer dengan resolusi WRF bisa ditingkatkan sampai dengan 1 km, sehingga bisa digunakan untuk mensimulasikan pola cuaca lokal.

Beberapa penelitian di wilayah monsun dunia menunjukkan topografi mempunyai pengaruh yang signifikan pada cuaca lokal dan presipitasi (Riehl 1954; Ramage 1971; Ding 1994). Dan penelitian lain juga menunjukkan bahwa adanya topografi yang kompleks memainkan peranan penting dalam proses curah hujan (Rife, 1996; Kim dan Soong, 2005; Roe, 2005). Untuk membuktikan bahwa topografi kompleks di daerah Palu dapat berpengaruh terhadap curah hujan orografis, model WRF-ARW diaplikasikan untuk mensimulasikan beberapa

parameter atmosfer utama seperti jumlah curah hujan dan kelembaban udara. Selain itu, simulasi model WRF akan dijalankan untuk memperoleh gambaran aliran angin secara spasial di atas daerah Palu. Setelah itu akan dilakukan analisis dari hasil yang didapat dengan cara membandingkan hasil observasi dan hasil model.

Pada penelitian ini, ingin melihat sejauh mana performa atau kemampuan dari WRF-ARW dalam menggambarkan sirkulasi angin lokal (angin darat-laut dan angin lembah-gunung) di daerah Palu serta diharapkan dapat menghasilkan gambaran dari karakteristik angin lokal di atas daerah Palu.

Angin lokal termasuk dalam fenomena skala Meso. Penelitian mengenai angin lokal (darat-laut dan lembah-gunung) telah banyak dilakukan sebelumnya. Umumnya para peneliti menggunakan simulasi model cuaca numerik, data radar, data satelit, dan data observasi permukaan. Sehubungan dengan itu, penulis ingin melakukan penggabungan dengan data yang tersedia untuk menggambarkan lebih detail karakteristik angin lokal di atas daerah Palu.

Dalam penelitian Araki dkk. (2006), dengan menggunakan data observasi Boundary Layer Radar (BLR) di Serpong menunjukkan pada musim kemarau (Mei-Oktober) terdapat sirkulasi angin darat-laut yang menonjol. Sementara pada musim hujan (November-April) terdapat sirkulasi angin darat-laut, namun tidak sejelas pada saat musim kemarau. Bayu (2013) pada penelitiannya tentang angin lokal di Labuhan Bajo dengan menggunakan data angin pada data synoptik selama periode 2005-2012 menunjukkan dari hasil perhitungan komponen u dan v , angin lokal yang dominan bertiup adalah angin laut dari arah barat dan utara.

Caballero dan Lavagnini (2002) pada penelitiannya menggunakan sebuah model cuaca numerik untuk mengetahui karakteristik sirkulasi angin lokal dengan mensimulasikan sirkulasi angin lokal disekitar Roma, Italia pada saat musim panas. Dari hasil penelitian menunjukkan bahwa sirkulasi lokal yang terjadi pada saat

siang hari/ awal sore terjadi angin laut dan bersamaan dengan angin lembah (anabatik) di sekitar Roma. Pada malam hari, angin didominasi oleh angin gunung (katabatik) atau angin yang menuruni lereng. Ellis dan Chen (2004) melakukan penelitian mengenai interaksi antara angin lokal dan koveksi. Penelitian mereka menggunakan model atmosfer skala meso MM5 dan terfokus pada simulasi sirkulasi angin laut yang memegang peranan penting dalam prakiraan curah hujan di Florida Selatan. Dan dari hasil penelitian yang dilakukan dengan resolusi grid yang tinggi yaitu pada 2 km dapat menunjukkan sirkulasi dari angin laut. Serta dari hasil menggambarkan bahwa curah hujan yang berhubungan dengan angin laut terjadi hampir 50% dari hari-hari pada bulan Juni tahun 1999. Gunawan (2007) pada penelitiannya menggunakan model atmosfer skala meso MM5 dan data yang digunakan sebagai inisialisasi model dan syarat batas adalah data Global Forecast System (GFS). Dalam penelitian ini dilakukan prakiraan tentang curah hujan, angin, suhu dan kelembaban udara di Sulawesi Tengah serta fenomena dari angin darat –laut. Dari hasil model menunjukkan adanya sirkulasi angin darat-laut di sepanjang pantai Sulawesi Tengah. Megatroika (2013) dalam penelitiannya tentang angin lokal di Cekungan Bandung dengan menggunakan data observasi Sonic Detection and Ranging (SODAR) dan model WRF mengatakan bahwa umumnya aliran angin lembah didominasi terjadi pada pagi dan siang hari dan hanya berlangsung beberapa saat. Sementara berdasarkan hasil simulasi WRF menunjukkan pola diurnal yang sama jika dibandingkan dengan data observasi SODAR.

2. DATA DAN METODE

Daerah Penelitian dilaksanakan di Kota Palu, Sulawesi Tengah. Kota Palu terletak di sebelah garis khatulistiwa pada koordinat 0.6° LU– 0.9° LS dan 119.7° BT – 121.0° BT. Waktu penelitian dilakukan pada puncak musim hujan, puncak musim kemarau dan masa transisi (peralihan), yaitu pada dasarian kedua pada bulan Januari 2014 (musim hujan), April 2014 (transisi dari musim hujan ke musim kemarau), Juli 2014 (musim

kemarau), dan Oktober 2014 (transisi dari musim kemarau ke musim hujan).

Data yang digunakan dalam penelitian ini antara lain Data *input* untuk simulasi model yaitu data *Final Analysis* (FNL) dasarian kedua untuk bulan Januari, April, Juli, dan Oktober 2014 (<http://rda.ucar.edu>), Data synop berupa data suhu udara, kelembaban udara, dan angin, data Rawinsonde, data satelit *Global Satellite Mapping Of Precipitation* (GSMaP) dasarian kedua untuk bulan Januari dan Juli 2014 (<ftp://hokusai.eorc.jaxa.jp/realtime/daily0.1>).

Proses pengerjaan penelitian ini melalui 3 tahapan. Tahapan pertama yaitu melakukan pengolahan data pengamatan untuk identifikasi sirkulasi angin lokal dengan menggunakan data tiap jam pada bulan Januari, April, Juli dan Oktober. Selain itu dengan menggunakan parameter angin komponen u (zonal) dan v (meridional) dengan menggunakan persamaan :

$$u = ff \times \sin(ddd+180^0) \quad 3.1$$

$$v = ff \times \cos(ddd+180^0) \quad 3.2$$

dengan:

u = komponen angin timur-barat (m/s)

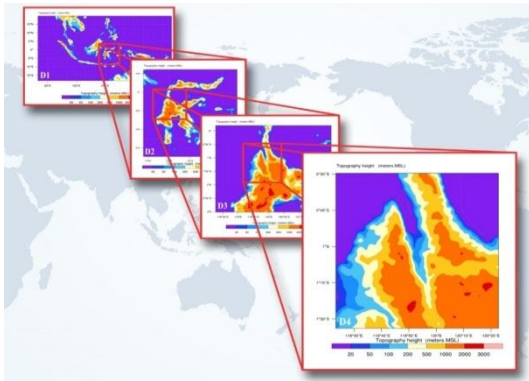
v = komponen angin utara-selatan (m/s)

ff = kecepatan angin (m/s)

ddd = arah angin dalam satuan derajat.

Pada tahapan kedua dilakukan proses running model WRF-ARW, dan pada tahapan terakhir dilakukan verifikasi dan analisa dari hasil keluaran (output) model.

Proses *downscaling* dan *nesting* pada model perlu dilakukan untuk mendapatkan keluaran model dengan resolusi tinggi agar fenomena lokal dapat dilihat secara detail. *Nesting* akan membuat proses *downscaling* lebih baik, karena domain yang lebih kecil (domain anak) membutuhkan kondisi batas (*boundary condition*) dari domain yang lebih besar (domain induk). Pada Penelitian ini nesting akan dilakukan sebanyak tiga kali sehingga menghasilkan 4 domain, dengan domain 4 (domain anak paling kecil) memiliki resolusi spasial 1 km dengan titik point (center point) berada di Stasiun Meteorologi Mutiara-Palu (0°54' LS 119°54' BT). Secara detail domain dan data topografi dapat dilihat pada gambar 2.1.



Gambar 2.1 Domain Penelitian

Konfigurasi WRF dalam penelitian ini dapat dilihat pada tabel 2.1 berikut :

Tabel 2.1 Konfigurasi model WRF yang digunakan dalam simulasi

Konfigurasi	Domain 1	Domain 2	Domain 3	Domain 4
Jumlah Level Vertikal	30	30	30	30
Resolusi grid horizontal	27 km	9 km	3 km	1 km
Skema Mikrofisik	WSM3	WSM3	WSM3	WSM3
Skema PBL	YSU	YSU	YSU	YSU
Skema Cumulus	GD	GD	GD	GD

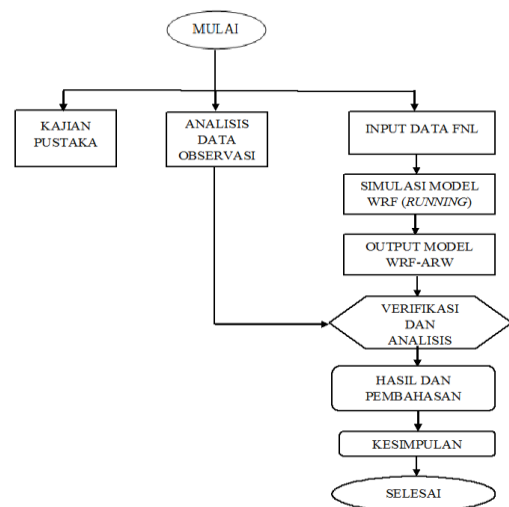
Tabel 3.1 menunjukkan konfigurasi yang digunakan dalam menjalankan model WRF. Pengaturan skema parameterisasi perlu dilakukan agar model dapat mewakili proses-proses dalam sub-grid dengan baik. Dalam memodelkan angin lokal di WRF diperlukan perhatian khusus dalam parameterisasi *Planetary Boundary Layer* (PBL) atau lapisan batas planeter dimana pada lapisan ini merespon semua gaya dan pengaruh diatas

permukaan bumi dalam waktu satu jam atau kurang (Stull, 1988).

Dalam skema *Planetary Boundary Layer* (PBL) dipilih skema *Yonsei University Scheme* (YSU). Skema ini merupakan penyempurnaan dari skema *Medium Range Forecast* (MRF). Skema non lokal-K dengan lapisan entrainment dan profil parabolik K pada lapisan campuran yang tidak stabil (Skamarock dkk., 2005). Skema ini bergantung pada bilangan Bulk Richardson. Jumlah counter gradient yang lebih sedikit di YSU PBL menghasilkan sebuah profil lapisan batas tercampur mengingat adanya struktur yang kelewat stabil di bagian atas dari lapisan campuran pada skema MRF PBL.

Sementara itu, data tutupan lahan yang digunakan dalam WRF adalah data tutupan lahan yang berasal dari data United States Geology Survey (USGS) tahun 1989 (Dudhia, 2010).

Berikut secara umum alur kerja penelitian ditunjukkan oleh diagram alir pada Gambar 2.2 berikut :

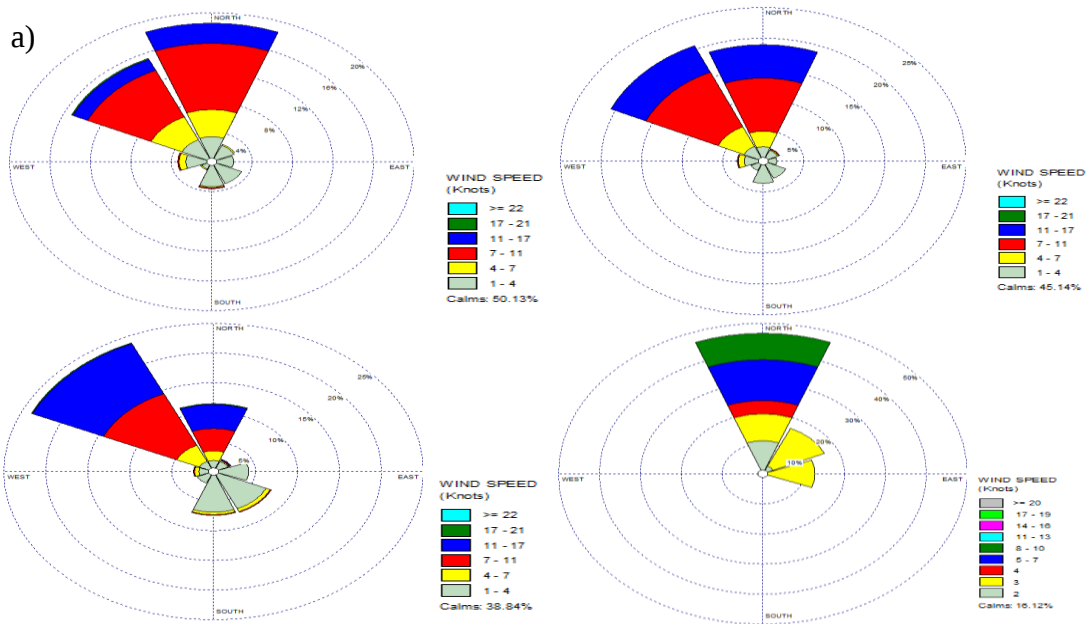


Gambar 3.2 Diagram alir penelitian

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 Kondisi Angin Permukaan bulan Januari, April, Juli dan Oktober 2014

Hasil olahan data angin permukaan ini dimaksudkan untuk mendapatkan karakteristik dan arah angin permukaan terbanyak selama rentang data yang diolah. Dari hasil pengolahan data dengan perangkat lunak WRPLOT didapatkan hasil seperti pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Mawar Angin Stasiun Meteorologi Palu Bulan a).Januari, b). April, c). Juli dan d). Oktober tahun

2014

Pada bulan Januari 2014 pada stasiun meteorologi mutiara tercatat data angin permukaan seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.1, dari gambar terlihat bahwa arah angin kebanyakan pada bulan Januari 2014 adalah arah angin Utara atau Utara Barat Laut sebanyak 18 % dan kecepatan angin terbanyak adalah 7-11 knot dengan prosentase 10%.

Pada bulan April 2014 dominan arah angin dari Utara atau Utara Barat Laut sebanyak 21 % dan kecepatan angin terbanyak adalah 7-11 knot dengan prosentase 16%.

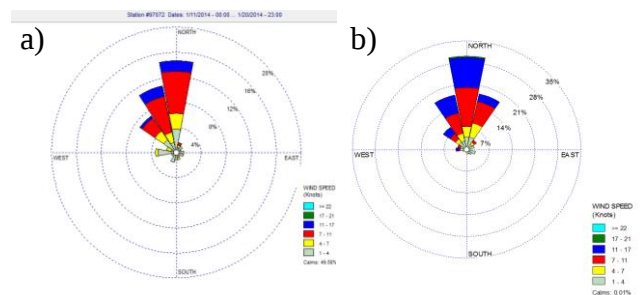
Pada bulan Juli 2014 dominan arah angin dari Barat Laut sebanyak 24 % dan kecepatan angin terbanyak adalah 11-17 knot dengan prosentase 10%.

Pada bulan Oktober 2014 dominan arah angin dari Utara sebanyak 48 % dan kecepatan angin terbanyak adalah 5-7 knot dengan prosentase 18%.

Secara umum berdasarkan hasil pengolahan data angin permukaan di Stamet Mutiara Palu berasal dari arah Utara. Stamet Mutiara Palu terletak didekat teluk Palu dan diapit oleh daerah pegunungan disisi barat,timur dan selatan sehingga arah angin tidak begitu bervariasi atau dengan kata lain pengaruh angin dari laut cukup kuat, karena

belum terpengaruh oleh gesekan dengan permukaan daratan. Dengan demikian dugaan sementara bahwa angin lokal dalam hal ini angin laut yang berlaku di wilayah Palu adalah angin Utara. Pendugaan ini didasarkan karena arah angin tersebut berasal dari laut atau diakibatkan oleh gaya yang dihasilkan oleh perbedaan temperatur antara daratan dan laut, transport momentum dan panas melalui turbulensi, dan perputaran bumi (Fisher, 1960).

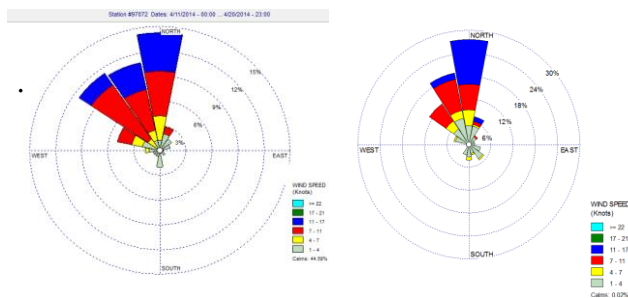
3.2 Kondisi Angin Permukaan dasarian ke 2 bulan Januari, April, Juli dan Oktober 2014 Observasi dan Output WRF

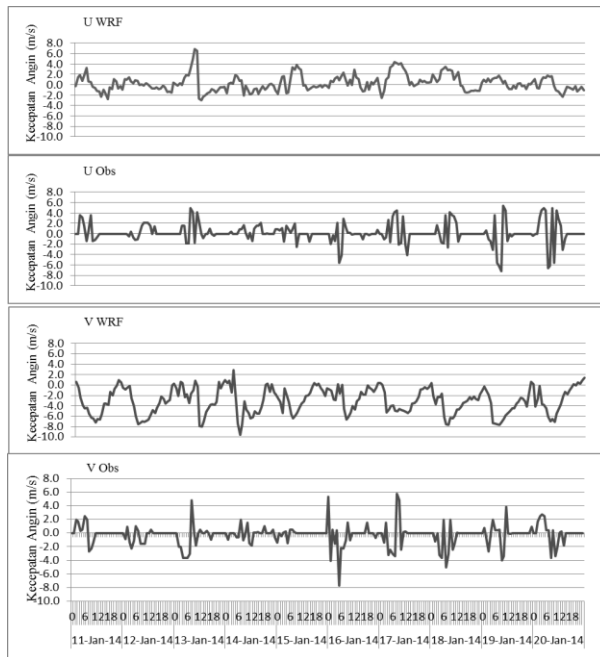


Gambar 3.2 Mawar Angin Januari (das II).

a) Hasil Observasi Stasiun Meteorologi Mutiara dan b) Hasil Keluaran model WRF

Kondisi angin permukaan untuk dasarian kedua bulan Januari 2014 di wilayah Palu pada umumnya menunjukkan bahwa arah angin hasil observasi maupun hasil model menunjukkan pola yang sama yaitu arah angin dari Utara, dengan variasi angin untuk observasi dari Utara (15%) sedangkan variasi angin untuk model dari Utara (30%). Sementara kecepatan angin yang ditunjukkan oleh hasil keluaran model WRF memiliki data kecepatan angin yang belum sama dengan data observasi atau cenderung *overestimated*.





Gambar 3.6 Plot Deret Waktu data komponen kecepatan angin U dan V untuk dasarian II bulan Januari

Pada Gambar 3.6, grafik komponen zonal (U) dan meridional (V) hasil observasi dan WRF menunjukkan selama periode waktu penelitian yaitu pada bulan Januari (dasarian ke II) menunjukkan bahwa dari model WRF dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 9.5 m/s, sementara dari data observasi menunjukkan hal yang sama dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 7.7 m/s.

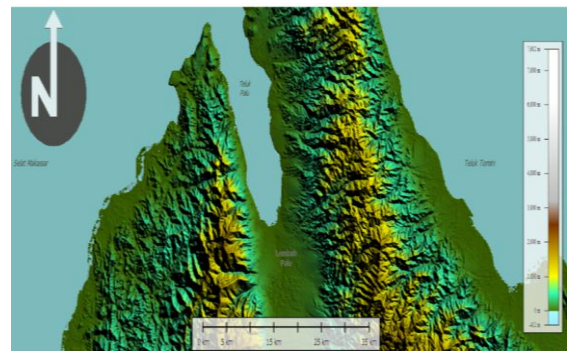
Untuk kasus pada bulan April, dari grafik komponen zonal (U) dan meridional (V) hasil observasi dan WRF selama periode waktu penelitian yaitu pada bulan April (dasarian ke II) menunjukkan bahwa dari model WRF dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 8.1 m/s, sementara dari data observasi menunjukkan dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 5.9 m/s.

Untuk kasus bulan Juli, dari grafik komponen zonal (U) dan meridional (V) umumnya selama periode waktu penelitian yaitu pada bulan Juli (dasarian ke II) menunjukkan bahwa dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari Utara dengan kecepatan maksimum 7.7 m/s,

sementara dari data observasi menunjukkan dominan komponen V yang bernilai positif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 7.9 m/s.

Untuk kasus bulan Oktober, dari grafik komponen zonal (U) dan meridional (V) menunjukkan selama periode waktu penelitian pada bulan Oktober (dasarian ke II) menunjukkan bahwa dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 6.8 m/s, sementara dari data observasi menunjukkan dominan komponen V yang bernilai negatif atau arah angin dari utara dengan kecepatan maksimum 7.7 m/s.

3.4 Simulasi Curah Hujan di Wilayah yang Kompleks



Gambar 3.7 Peta Ketinggian Topografi wilayah Sulawesi Tengah

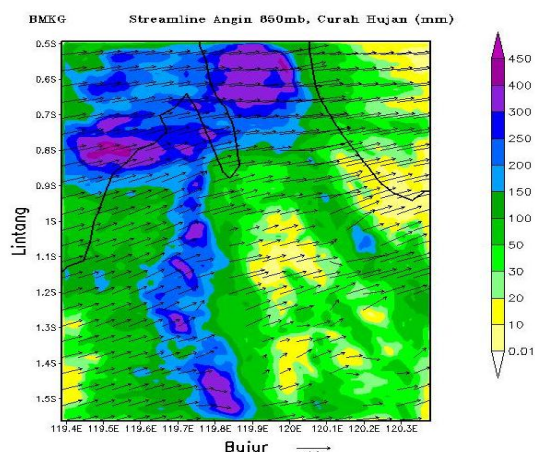
Gambar 3.7 merupakan gambar dari kondisi topografi wilayah Sulawesi Tengah dengan kondisi topografi yang cukup kompleks di bagian barat dan timur Stamet Palu dengan ketinggian berkisar 1000 - 2000 m. Adanya daerah pegunungan dan lembah di daerah ini dapat mempengaruhi jumlah curah hujan pada lereng di atas angin (*windward side*) dan pada lereng di bawah angin (*leeward side*).

Dalam Tjasyono (2013) menyebutkan bahwa pegunungan dan dataran (tanah tinggi) menerima curah hujan lebih banyak dari pada dataran rendah (*lowlands*) didekatnya sekurang-kurangnya pada lereng di atas angin karena efek orografik. Pada umumnya dapat dianggap bahwa curah hujan secara bertahap meningkat dengan ketinggian. Dan biasanya curah hujan meningkat sampai ketinggian

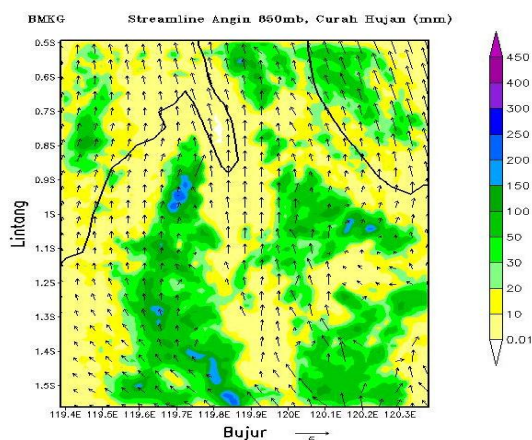
1000-1500 m, tetapi makin tinggi lagi jumlah curah hujan biasanya menurun dengan ketinggian.

Gambar 3.8 dan Gambar 3.9 menunjukkan hasil simulasi model curah hujan dasarian kedua yang dipilih pada tahun 2014 untuk mewakili monsun Asia dan monsun Australia. Monsun Asia diwakili oleh hasil model dasarian kedua bulan Januari dan Monsun Australia diwakili oleh hasil model dasarian kedua bulan Juli.

Distribusi spasial curah hujan dasarian pada bulan Januari yang berkaitan erat dengan topografi sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 3.7, menunjukkan jumlah curah hujan dari hasil model WRF untuk bulan Januari yang mewakili Monsun Asia. Curah hujan tertinggi terjadi di daerah pegunungan dan curah hujan terendah berada di lembah Palu.



Gambar 4.8 Distribusi spasial dari Curah Hujan dan Streamline 850mb bulan Januari 2014 (Dasarian II)

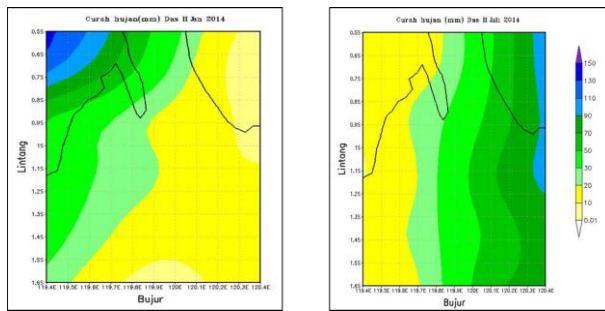


Gambar 4.9 Distribusi spasial dari Curah Hujan dan Streamline 850mb bulan Juli 2014 (Dasarian II)

Pada bulan Januari sirkulasi udara sesuai dengan adanya monsun Asia yang membawa uap air dari Laut Cina Selatan (Langmann dan Heil, 2004). Massa udara yang mencapai pulau Sulawesi berasal dari arah barat dan akibat adanya topografi berupa pegunungan menyebabkan terjadi pengangkatan (*lifting*) yang menaiki pegunungan terbentuk kondensasi dan terjadi hujan. Hal yang sangat berbeda ditunjukkan pada bulan Juli dimana ketika massa udara yang berasal dari benua Australia membawa massa udara yang cukup kering. Hal yang sama ditunjukkan oleh hasil penelitian Gunawan (2007), pada saat monsun Asia yang diwakili bulan Desember tahun 2003 menunjukkan jumlah curah hujan yang lebih tinggi dibandingkan dengan pada saat monsun Australia yang diwakili bulan Juni 2003.

Curah hujan secara bertahap meningkat dengan elevasi dan setelah melewati puncak gunung udara bergerak turun dan udara menjadi lebih hangat dan kelembapan relatif menurun. Curah hujan berkurang ketika elevasi menurun dan jumlah curah hujan minimum terjadi di lembah Palu. Adanya pegunungan berikutnya setelah lembah Palu dibagian timur, udara kembali terangkat (*orographic lifting*) dan jumlah curah hujan secara bertahap meningkat sepanjang lereng gunung dan mencapai maksimum diatas puncak gunung dan kemudian turun dengan ketinggian yang lebih rendah.

Disisi lain, lembah Palu merupakan daerah di bawah angin (*leeward side*) di kedua musim dan oleh karena itu jumlah curah hujan minimum/rendah atau bisa disebut sebagai daerah bayangan hujan (*rain shadow*). Perbandingan spasial dari domain model ini dikedua musim menunjukkan bahwa pada bulan Juli 2014 (dasarian II) yang mewakili monsun Australia memiliki jumlah curah hujan yang kurang dibandingkan pada bulan Januari 2014 (dasarian II).



Gambar 3.10 Total Sebaran Curah Hujan (mm) GSMaP Das II Januari 2014 (kiri) dan Das II Juli 2014 (kanan). Kontur gradasi berisi data total curah hujan (mm)

Selain itu hal yang sama juga ditunjukkan oleh sebaran curah hujan satelit GSMaP yang terlihat pada gambar 3.10 dimana pada bulan Januari 2014 (dasarian II) jumlah curah hujan lebih besar dibandingkan jumlah curah hujan bulan Juli 2014 (dasarian II). Hal ini berkaitan dengan pola monsun yang turut berpengaruh disekitar luar daerah Palu, sebagaimana dijelaskan oleh Tjasyono (2013) curah hujan yang terjadi di wilayah Indonesia dipengaruhi oleh monsun yang ditimbulkan oleh adanya sel tekanan tinggi dan sel tekanan rendah di benua Asia dan Australia secara bergantian. Sementara untuk daerah Palu, distribusi curah hujan rendah (<150 mm) atau lebih dipengaruhi oleh sifat lokalnya. Didukung juga oleh hasil penelitian Nugraha (2008) mengenai hubungan curah hujan dengan pola pergerakan angin di stamet mutiara Palu, yang menjelaskan bahwa kota Palu memiliki curah hujan yang rendah (kering) dengan rata-rata curah hujan < 100 mm serta adanya angin pada 850 mb yang mengindikasikan adanya pola Monsun Asia (Baratan) dan Monsun Australia (Timuran).

3.5 Analisis Angin Lokal

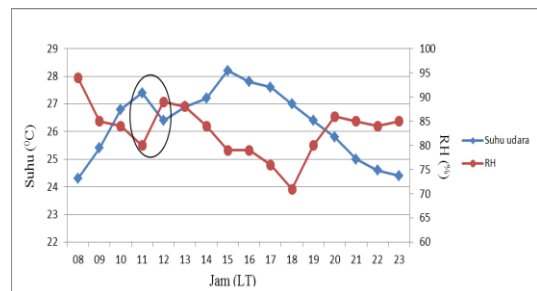
Perhitungan komponen angin sebagaimana yang dijelaskan di subbab 3.3 menunjukkan bahwa pada daerah lembah Palu komponen angin meridional (V) akan lebih merespon terhadap pengaruh lokal, sedangkan komponen angin zonal (U) akan lebih merespon terhadap pengaruh global, terutama pengaruh adanya angin monsun. Pengaruh lokal yang berpengaruh disini perlu diperiksa. Plot spasial medan angin dapat digunakan

untuk memeriksa pengaruh lokal yang berpengaruh. Plot spasial ini akan di fokuskan pada waktu pagi hari, siang hari dan sore hari.

3.5.1 Studi Kasus Kejadian Angin Lokal bulan Januari

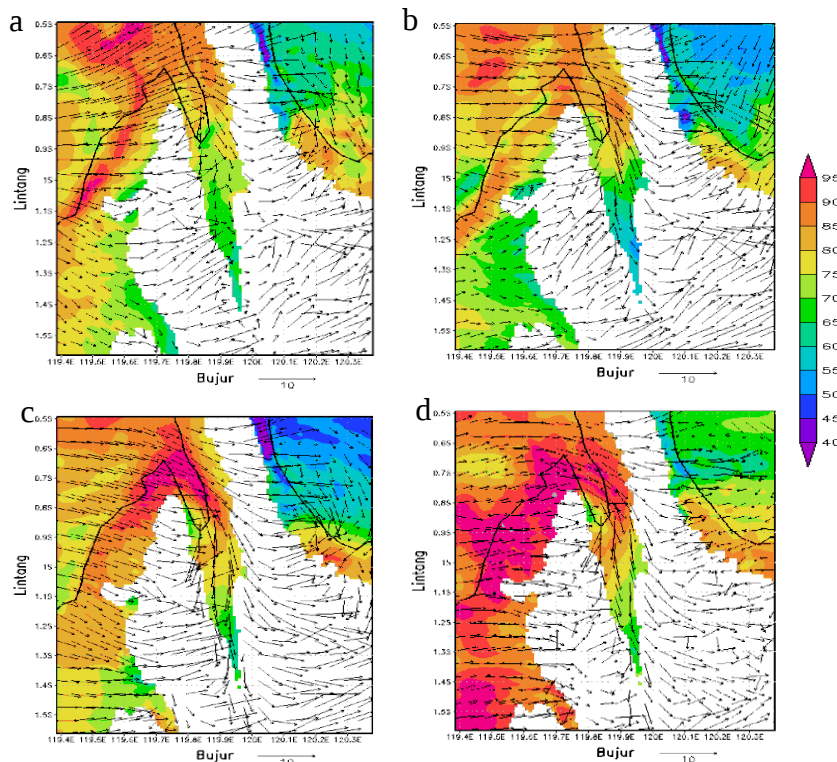
Studi kasus dilakukan untuk melihat waktu intrusi angin laut dan dari hasil plot model untuk dasarian II Januari dipilih tanggal 12 Januari 2014. Dengan mencermati data pengamatan permukaan, dapat dikatakan bahwa angin laut merupakan sarana transportasi udara dingin dan kelembapan ke daratan (Simpson, 1974).

Dari hasil olahan data suhu udara dan RH (Gambar 3.11) memperlihatkan adanya kenaikan RH dan penurunan suhu udara, hal ini disebabkan karena adanya massa udara yang lebih dingin masuk dan berasal dari laut melalui proses angin laut. Untuk kejadian intrusi angin laut pada tanggal 12 Januari 2014 ini diikuti dengan kenaikan kelembapan udara sebesar 9% pada pukul 12.00 LT.



Gambar 3.11 Parameter Suhu udara dan kelembapan udara pada tanggal 12 Januari 2014 (lingkaran hitam menandakan waktu intrusi angin laut)

Hal ini juga dijelaskan oleh Abbs (1986) bahwa angin laut biasanya disertai dengan penurunan suhu dan peningkatan pada kelembapan udara. Hasil pengamatan untuk parameter suhu udara dan kelembapan udara dari Stamet Palu ini menunjukkan intrusi angin laut yang cukup jelas karena pada saat angin laut masuk dari Utara disertai dengan kenaikan kelembapan yang terjadi antara pukul 11.00 LT – 12.00 LT.

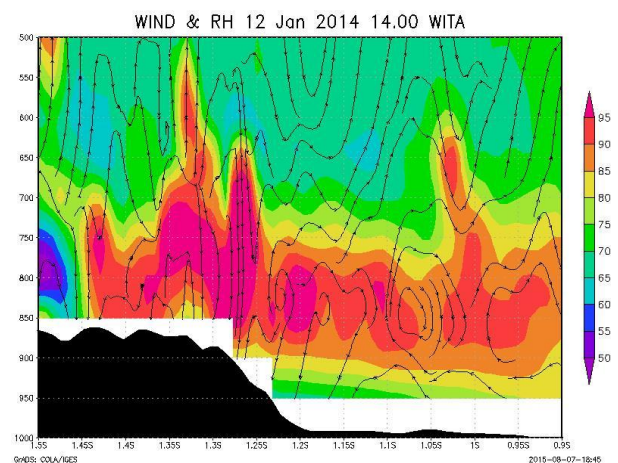


Gambar 3.12 Peta Spasial Keberadaan Angin Laut pada tanggal 12 Januari 2014 a). 10.00 LT, b). 12.00 LT, c) 14.00 LT dan d). 16.00 LT. Garis panah merupakan arah angin (m/s) dan kontur gradasi menunjukkan kelembapan udara (%)

Kejadian ini juga dapat dilihat pada gambar 3.12 yang menunjukkan adanya angin laut melalui plot spasial dari arah dan kecepatan angin yang di overlay dengan kelembapan udara pada waktu pagi dan siang hari serta sore hari.

Melalui hasil running model pada Gambar 3.12 dan hasil olahan data permukaan yang ditampilkan sebelumnya dapat dijadikan data dukung untuk melihat seberapa jauh masuknya angin laut. Dari gambar 3.12 terlihat pada tanggal 12 Januari 2014 jam 14.00 LT angin laut sepanjang bagian bawah lembah Palu bertiup ke selatan sampai menghilang di tepi medan yang kompleks akibat terhalang oleh kondisi topografi berupa pegunungan dengan jarak sekitar 77 km. Hasil yang sama juga ditunjukkan pada penelitian Gunawan (2007) dimana angin laut dinyatakan sepanjang hari dan mencapai jauh kepedalaman (arah selatan) hingga daerah Gimpu (120.00 E, 1.60 S; 417 mdpl) di sore hari (16.00 LT) dan jaraknya sekitar 75 km dari garis pantai di Teluk Palu.

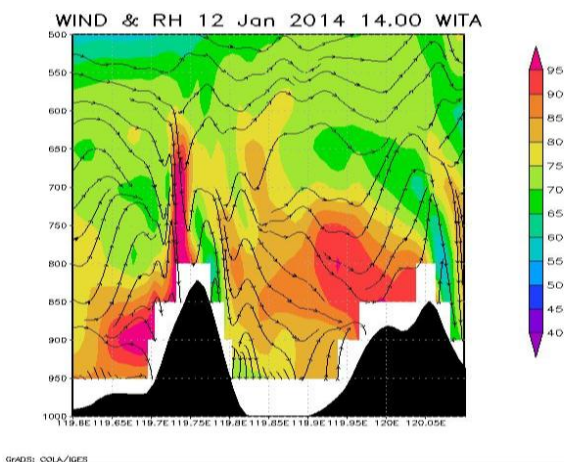
Secara teori dijelaskan oleh Tjasyono (2013) bahwa angin didaerah tropis seperti Indonesia dapat masuk kedaratan hingga sejauh 100 km.



Gambar 3.13 Plot vertikal pada tanggal 12 Jan 14 irisan bujur 109.9 BT. Garis panah merupakan arah angin dan kontur gradasi menunjukkan kelembapan udara (%)

Pada gambar 3.13 merupakan kasus kejadian angin laut untuk bulan Januari yaitu

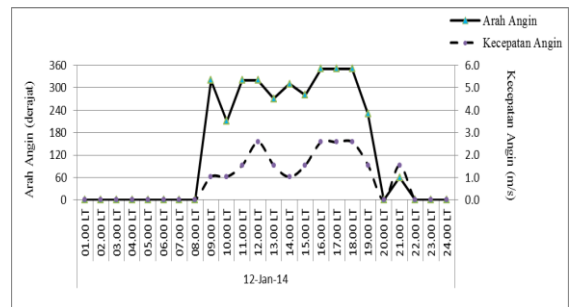
pada jam 14.00 WITA dari irisan bujur 109.9 BT. Pada siang hari tersebut terlihat bagaimana arah datangnya angin dari laut menuju darat, hal ini sesuai dengan intrusi angin laut ke darat yang terjadi pada siang hari (Simpsons,1994). Hal ini terjadi karena pada siang hari terjadi tekanan rendah di atas darat dan tekanan tinggi di atas laut. Sehingga angin akan berhembus dari laut ke darat (Tjasyono,2004). Selain arah angin dari laut yang memasuki daratan terlihat bagaimana kondisi kelembapan udara yang cukup basah ($> 80\%$) yang berada pada lapisan 950 mb sampai lapisan sekitar 700 mb.



Gambar 3.14 Plot vertikal pada tanggal 12 jam 14 irisan lintang 0.9 LS. Garis panah merupakan arah angin dan kontur gradasi menunjukkan kelembapan udara (%)

Kombinasi angin lokal lain yang mempunyai periode harian adalah angin gunung dan angin lembah (Tjasyono,2004) serta adanya gunung dekat pantai sering menimbulkan sistem angin gabungan angin laut-lembah. Dari analisa irisan lintang 0.9 LS (Gambar 3.14) dimana dari garis angin terlihat bagaimana arah angin yang menaiki gunung dan kontur gradasi yang merupakan kontur kelembapan. Dari Gambar 3.14 ini menunjukkan arah angin dari barat yang menaiki lereng yang diikuti dengan nilai kelembapan udara yang cukup basah ($>85\%$) dan angin turun di sisi kanan gunung yang diikuti dengan berkurangnya kelembapan udara. Sementara pada punggung berikutnya setelah lembah palu ke arah timur, arah angin kembali menaiki lereng (angin lembah) yang

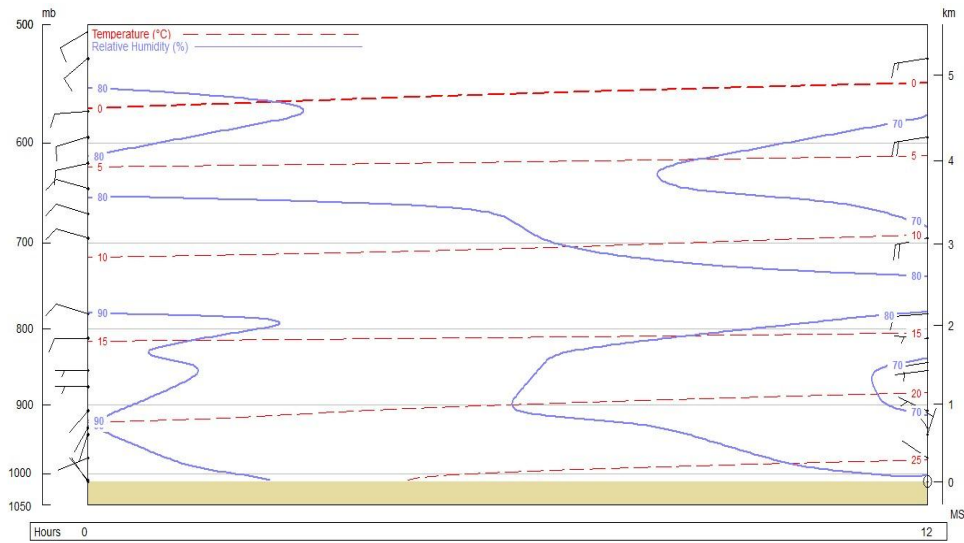
diikuti dengan nilai kelembapan yang cukup basah ($>80\%$).



Gambar 3.15 Variasi harian dari arah angin (garis penuh) dan kecepatan angin (garis putus-putus) pada tanggal 12 Januari 2014

Dengan mencermati hasil pengolahan data arah dan kecepatan angin tiap jam (Gambar 3.15) memperlihatkan bahwa adanya pola harian angin. Pada tanggal 12 Januari 2014, arah angin pada pagi hari cenderung tenang (*calm wind*). Kemudian sekitar pukul 09.00 LT arah angin mulai dari barat laut dan berubah arah menjadi utara sebagai tanda perkembangan adanya angin laut yang memasuki daratan kearah selatan. Arah angin dari utara ini teramati sepanjang siang hingga sore hari (18.00 LT). Selanjutnya arah angin mulai berubah arah menjadi Barat daya yang menandakan angin laut melemah diikuti dengan kecepatan angin 1.5 m/s hingga arah angin tenang (*calm wind*) pada malam hari (22.00 LT).

Hasil olahan data udara atas (Gambar 3.16) pada tanggal 12 Januari 2014 jam 08.00 LT dan 20.00 LT tidak menunjukkan adanya pergerakan dari angin laut atau pembalikan arah angin di lapisan atas sebagai deteksi adanya angin laut, hal ini disebabkan karena tidak tersedianya pengamatan radiosonde untuk siang hari sehingga awal keberadaan angin laut tidak dapat dideteksi. Secara umum pada tanggal 12 Januari 2014 hasil olahan data di pagi hari (08.00 LT) arah angin di lapisan bagian bawah (permukaan - 900 mb) berasal dari barat daya dan lapisan atas (900 mb – 600 mb) yang lebih tebal dengan arah angin dari barat, sedangkan pada malam hari (20.00 LT) arah angin dipermukaan menunjukkan hal yang sama dilapisan bawah umumnya angin dari barat daya hingga barat.



Gambar 3.16 Data udara atas pada tanggal 12 Januari 2014 jam 08.00 LT (kiri) dan 20.00 LT (kanan). Vektor angin menunjukkan arah dan kecepatan angin (m/s), kontur garis merah putus-putus merupakan kontur suhu udara serta kontur garis biru merupakan kontur kelembapan udara (%)

Dari hasil olahan data udara atas pada tanggal 12 Januari 2014 belum dapat disimpulkan tentang ketebalan dari angin laut atau deteksi adanya sirkulasi angin laut berdasarkan pembalikan arah angin di lapisan atas.

4. KESIMPULAN

Pada penelitian ini dilakukan kajian angin lokal di Palu. Kajian dilakukan dengan menggunakan data pengamatan dan simulasi dengan menggunakan model WRF. Simulasi dilakukan untuk bulan Januari, April, Juli, dan Oktober 2014 masing-masing di dasarian kedua. Dari hasil dan analisis diperoleh kesimpulan sebagai berikut :

1. Karakteristik angin lokal di wilayah Palu didominasi oleh arah angin dari Utara wilayah tersebut. Angin Utara di wilayah kajian ini merupakan angin laut. Secara harian angin laut yang aktif cenderung lebih bervariasi dalam hal waktu kejadian. Sementara dari data udara atas tidak terlihat jelas adanya sirkulasi angin laut.
2. Pengaruh topografi yang kompleks di wilayah kajian turut berperan dalam pembentukan awan hujan yang diakibatkan oleh proses mekanisme pengangkatan

orografik. Dari angin regional mengindikasikan adanya pola monsun Asia dan monsun Australia, namun faktor lokal yang berperan lebih dominan sehingga menyebabkan daerah disekitar wilayah kajian memiliki jumlah curah hujan yang rendah/kering (<150 mm) di bulan Januari dan Juli dan menjadi daerah bayangan hujan dikedua musim.

3. Hasil simulasi model menunjukkan model mampu menggambarkan adanya kejadian angin lokal dalam hal ini baik angin darat-laut dan angin lembah-gunung. Secara spasial hasil model mampu menggambarkan adanya intrusi angin laut di wilayah kajian dengan penetrasi sekitar 77 km ke daratan dan terhalang oleh pegunungan di bagian selatan kota Palu. Secara kualitatif model mampu menggambarkan adanya sirkulasi angin darat-laut.

5. SARAN

1. Untuk lebih jelas melihat pola angin lokal dipelukan kajian khusus dengan menggunakan lebih banyak alat observasi pada beberapa titik dalam waktu yang bersamaan dan pengolahan data yang lebih banyak.
2. Penggunaan parameterisasi dalam model WRF dengan tepat perlu dilakukan, oleh karena itu diperlukan uji skema parameterisasi

di wilayah kajian agar dapat menghasilkan output yang lebih baik.

3. Agar hasil model yang dihasilkan lebih akurat dan dapat merepresentasikan kondisi angin lokal dengan lebih baik, bisa menggunakan data landuse terbaru.

DAFTAR PUSTAKA

- Abbs, D.J., 1986. *Sea-breeze interactions along a concave coastline in southern Australia: observations and numerical modeling study*. *Mon Weather Rev.*, 114, 831-848.
- Adiyasa, A., 2011. *Studi Penetrasi dan Perilaku Angin Laut Di Pesisir Timur Medan, Skripsi Program Studi Meteorologi*, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Affandi, R., 2013. *Studi Sensitivitas Skema Lapisan Batas Planeter Dalam Simulasi Parameter Angin (Studi Kasus Wilayah Pantai Utara Papua)*. *Buletin BMKG*, Vol.1, No.4, Desember 2010.
- Ahrens, C. D., 2001. *Essentials of Meteorology – An Invitation to the Atmosphere 3rd Edition*.
- Araki, R., M.D. Yamanaka, F. Murata, H. Hashiguchi, Y. Oku, T. Sribimawati, M. Kudsy, dan F. Renggono, 2006. *Seasonal and interannual variations of diurnal cycles of wind and cloud activity observed at Serpong, West Java, Indonesia*, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, pp 171-194.
- Bayu, P. D. A., 2013. *Studi Angin Lokal di Labuhan Bajo, Tugas Akhir D3 Program Studi Meteorologi*, Akademi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang.
- Caballero, R. dan A. Lavagnini., 2002. *A numerical investigation of the sea breeze and slope flows around Rome*. *Nuovo Cimento C*, 25, 287-304.
- Ding, Y., 1994. *Monsoons over China*. Kluwer Academic Publisher, 419 pp.
- Dudhia, J., 2010, *ARW-Modelling System User Guide, Version 3*, Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research
- Ellis, R.T., dan Shuyi S. C., 2004. *Effect Of Sea Breeze And Local Winds On Rainfall in South Florida*. *Jour. American Meteorology Society*.
- Fisher, L, Edwin, 1960, *A Theoretical Study Of The Sea Breeze*, *Journal Of Meteorology*, Vol 11
- Gunawan, D., 2007. *Atmospheric Variability in Sulawesi, Indonesia – Regional Atmospheric Model Result and Observation*. *Disertation Phd*, Goettingen University. Germany
- Kalnay, E., 2003., *Atmospheric Modelling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kim, J., dan S.-T. Soong., 2005. *Simulation of a rainfall Event in the western United States*. Diunduh dari <http://www.llnl.gov/str/pdfs/UCRL-JC-114412.pdf>
- Listiaji, E., 2009. *Simulasi Curah Hujan di Atas Pulau Lombok Studi Kasus Bulan Januari 2007. Skripsi Program Studi Meteorologi*, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Megatroika, A., 2013. *Analisis Angin Lokal di Cekungan Bandung berdasarkan Data Observasi SODAR dan Hasil Simulasi Model WRF, Skripsi Program Studi Meteorologi*, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, J. Klemp, dan Skamarock W., 1999, *Design of a Next-Generation Regional*

- Weather Research and Forecast Model*, Towards Teracomputing, World Scientific, River Edge, New Jersey, pp. 117-124.
- Nugraha, D.A., 2008. *Hubungan Curah Hujan dengan Pola Pergerakan Angin Di Stasiun Meteorologi Mutiara Palu Periode 1995-2004, Tugas Akhir D3*. Program Studi Meteorologi, Akademi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang.
- Prawiwardoyo, S., 1996. *Meteorologi*. Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Ramage C.S., 1971. *Monsoon Meteorology*, Academic Press, New York.
- Riehl, H., 1954. *Tropical Meteorology*. McGraw-Hill, New York, 392 pp.
- Rife, D.L., 1996. *The effects of mountains and complex terrain on airflow and development of clouds and rainfall*. Western Region Technical Attachment. 9616. Diunduh di <http://www.wrh.noaa.gov/wrh/96TAs/TA9616/ta96-16.html>
- Roe, G.H., 2005. *Orographic Precipitation*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci.
- Saito, K., Keenan, T., Holland, G., dan Puri, K., 2001. *Numerical Simulation of the Diurnal Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent*, Monthly Weather Review.
- Setiawan, A., 2005. *Kajian Konvergensi Angin Laut Di Pulau Jawa Berdasarkan Citra Satelit dan Keluaran Model Prediksi Cuaca. Skripsi Program Studi Meteorologi*, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Intstitut Teknologi Bandung, Bandung.
- Simpson J. E., 1974. *Sea Breeze and Local Winds*, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Grill, D. O., Barker, M. D., Duda, M. G., Huang X.Y., Wang W., dan Powers J.G., 2008. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*, Mesoscale and Microscale Meteorology, National Center for Atmospheric Research, NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR, Colorado.
- Stull, R. B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publisher, Boston.
- Sulung, G., Priyanka, M., Saraswati, N., Nurfienna, S.P., dan Ricardo, R. L.G., 2011. *Pengaruh Parameterisasi Kumulus terhadap Simulasi Angin Kencang di Makassar dengan Menggunakan WRF*. Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Tjasyono, HK. B., 2004. *Klimatologi*. Intstitut Teknologi Bandung, Bandung.
- Tjasyono, HK. B., 2006. *Meteorologi Indonesia Volume I*. Badan Meteorologi dan Geofisika, Jakarta.
- Tjasyono, HK. B., dan Harijono, S.W.B., 2013. *Atmosfer Ekuatorial*. Penerbit Puslitbang, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta.
- Trilaksono, N., J. 2007. *Studi Pola Konveksi Diurnal di Pulau Sumatera menggunakan Model Weather Research And Forecasting-Advanced Research WRF(WRF-ARW)*, Tesis Program Studi Meteorologi, Fakultas Sains Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Wang, W., Bruyere, M. Duda, J.Dudhia, D.Gill, H.C.Lin, J. Michalakes, S. Rizvi, dan X. Zang., 2014. *ARW Version 3 Modelling System User's Guide*. National Center for Atmospheric Research.
- WMO., 2000. *Guidelines on Performance Assesment Public Weather Services*.

The Weather Research & Forecasting Model,
tersedia di: [http://www.wrf-
model.org/index.php/](http://www.wrf-model.org/index.php/) diakses tanggal
15 Desember 2014