RESPON CURAH HUJAN TERHADAP EL NIÑO MODOKI DI SULAWESI

RESPONSE OF RAINFALL TO EL NIÑO MODOKI IN CELEBES

Budi Prasetyo[1]*, Nikita Pusparini[2]
[1]Stasiun Meteorologi Maritim Belawan, Jl. Gabion Medan
[2]Stasiun Klimatologi Deli Serdang, Jl. Meteorologi Raya no.17 Deli Serdang
**E-mail:* bo3di.kecil@gmail.com

Naskah masuk: 02 Januari 2018; Naskah diperbaiki: 27 Februari 2019; Naskah diterima: 06 Mei 2019

ABSTRAK

El Niño Modoki merupakan tipe El Niño yang berbeda dengan El Niño konvensional. Sulawesi memiliki tiga pola hujan yaitu pola monsunal, equatorial, dan lokal yang dipengaruhi oleh kedua fenomena El Niño tersebut. Penelitian ini mengkaji pengaruh dari kedua tipe El Niño terhadap curah hujan di Sulawesi pada setiap musimnya. Data yang digunakan yaitu curah hujan bulanan *Climate Prediction Center* (CPC), Suhu Permukaan Laut (SPL) bulanan dari *Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface temperature* (HadISST), angin zonal dan meridional dari *National Centre for Enviromental Prediction* (NCEP), dan *Oceanic Niño Index* (ONI) selama periode 1950-2010 (65 tahun). Perhitungan statistik sederhana berupa perata-rataan, anomali, dan analisis komposit digunakan dalam kajian ini. Hasil penelitian menunjukkan bahwa curah hujan di Sulawesi berkurang akibat kedua tipe El Niño. Anomali curah hujan akibat El Niño Modoki berkisar 4 - 16 mm, sedangkan akibat El Niño konvensional berkisar 4 - 22 mm. Dampak maksimum kedua tipe El Niño tersebut terjadi pada bulan September Oktober November (SON), sedangkan dampak minimum terjadi saat Maret April Mei (MAM). Pengaruh terkuat kedua tipe El Niño terjadi di wilayah pola monsunal seperti di Sulawesi Selatan bagin barat, Sulawesi Barat, dan Sulawesi Utara.

Kata kunci: curah hujan, El Niño Modoki, El Niño konvensional, pola hujan, Sulawesi

ABSTRACT

El Niño Modoki is different from conventional El Niño. Sulawesi has three rainfall patterns: monsoonal, equatorial, and local patterns affected by El Niño. This research examine the effects of both El Niño types of celebes rainfall in each season. The data used were the monthly rainfall data of Climate Prediction Center (CPC) , the Sea Surface Temperature (SST) from Hadley Centre Global Sea Ice and SST (HadISST), the zonal and meridional winds of the National Centre for Enviromental Prediction (NCEP), and the Oceanic Niño Index (ONI) over the period 1950-2010 (65 years). A simple statistical calculation of averaging, , and composite analysis were used in this research. The results showed that rainfall in Sulawesi was reduced due to both El Niño types. The rainfall due to El Niño Modoki ranged from 4 to 16 mm, meanwhile conventional El Niño decrease rainfall was 4-22 mm. The maximum impact of both type El Niño occurred in Sep-Oct-Nov (SON) while the minimum impact occurred during March April May (MAM). The strongest influence of both El Niño occurred in the area of monsoonal patterns such as in Westtern South Sulawesi, West Sulawesi and North Sulawesi. The smallest effect occurred in local and equatorial patterns area.

***Keywords*:** *rainfall, El Niño Modoki, Conventional El Niño, rainfall patterns, Sulawesi.*

1. Pendahuluan

El Niño Modoki merupakan salah satu fenomena *Central Pacific* (CP) El Niño yang berbeda dari El Niño konvensional dari segi dampak, mekanisme, maupun evolusinya. El Niño Modoki ditandai dengan anomali Suhu Permukaan Laut (SPL) hangat terpusat di wilayah Pasifik Tengah yang diapit oleh anomali SPL dingin di Pasifik Barat dan Timur [1]. Pertumbuhan awan juga mengikuti pola anomali SPL sehingga pertumbuhan awan meningkat di Pasifik Tengah dan berkurang di Pasifik Barat dan Timur.

Peningkatan kemunculan CP El Niño terjadi dalam 30 tahun terakhir [1,2,3,4], khususnya dalam satu dekade terakhir, tercatat bahwa seluruh kejadian adalah CP El Niño [5]. Dengan demikian, kajian mengenai dampak dari El Niño Modoki terhadap curah hujan akan sangat bermanfaat bagi berbagai aspek kehidupan.

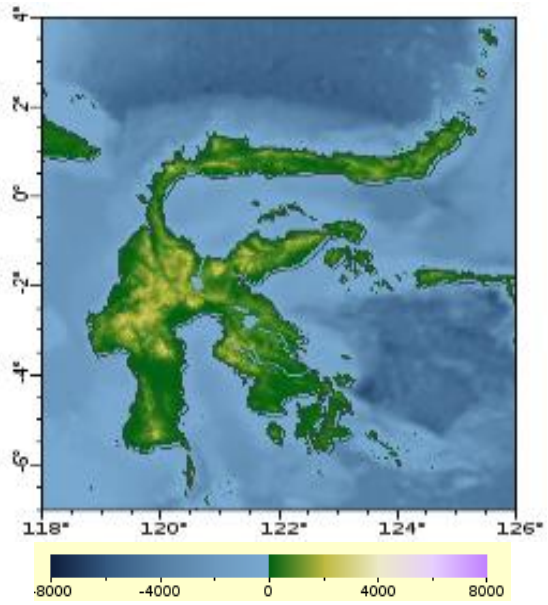
Wilayah Benua Maritim Indonesia (BMI) mengalami dampak dari El Niño Modoki berupa pengurangan curah hujan dari normalnya [6,7,8,9]. Penurunan curah hujan saat musim timur di wilayah Sumbawa Besar, Banjar Baru, dan Makassar bergeser lebih awal menjadi bulan April atau Mei saat El Niño Modoki [6]. Penurunan curah hujan di Papua akibat El Niño Modoki berbeda antara Papua bagian utara dan selatan. Selama musim barat (Desember Januari Februari / DJF), penurunan curah hujan maksimum terjadi di Papua bagian selatan. Sementara saat musim transisi (Maret April Mei / MAM), terjadi kenaikan curah hujan di wilayah selatan Papua dan sebaliknya di wilayah utara Papua [9].

Pola curah hujan di wilayah BMI terbagi menjadi tiga yaitu, pola monsunal, equatorial, dan lokal [10,11]. Ketiga pola curah hujan tersebut akan memberikan respon yang berbeda terhadap kedua tipe El Niño [9, 12]. Pulau Sulawesi dipilih sebagai lokasi penelitian ini karena wilayah ini terdiri dari 3 pola curah hujan [13]. Selain itu, wilayah Sulawesi juga dipengaruhi oleh fenomena El Niño [12,14,15]. Curah hujan Sulawesi menunjukkan korelasi berkisar antara -0.1 s.d -0.6 terhadap kedua tipe El Niño tersebut [7,12]. Penelitian ini merupakan penelitian lanjutan mengenai dampak El Niño Modoki terhadap wilayah curah hujan selain monsunal [6,7] dan respon curah hujan di Sulawesi terhadap CP El Niño pada setiap musimnya [12]. Dengan demikian, dapat diketahui bagaimana respon kedua tipe El Niño terhadap tiga pola curah hujan Sulawesi pada musim yang berbeda serta mekanisme kejadiannya.

2. Metode Penelitian

Penelitian ini akan difokuskan di wilayah Pulau Sulawesi (Gambar 1). Penelitian ini menggunakan data curah hujan bulanan *Climate Prediction Center* (CPC) NOAA dengan resolusi 0.50° × 0.50° mulai dariJanuari1950 hingg Desember 2015 (65 tahun). Data CPC merupakan interpolasi hasil pengukuran >15.000 stasiun pengukur curah hujan yang diambil dari *Global Historical Climatology Network* (GHCN) *National Oceanic and Atmospheric Admisitration* (NOAA) dan *Climate Anomali Monitoring system* (CAMS) NOAA/CPC menggunakan algoritma interpolasi optimum [16].

Data SPL bulanan dari *Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface temperature* (HadISST) dengan resolusi 1° × 1° dengan rentang Januari 1950 hinggaAgustus 2015. Data Hadley menggunakan pengurangan interpolasi optimal ruang yang diaplikasikan terhadap SPL dari pusat data kelautan dan *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) lewat tahun 1981 dan perpaduan dari data *in-situ* dan SPL yang disesuaikan satelit untuk tahun 1982 dan seterusnya [17]. Resolusi HadISST yang cukup rendah bukan menjadi masalah besar untuk mengkaji variabilitas iklim dalam skala luas. Data HadISST sangat bermanfaat untuk kajian sinyal skala luas yang terkait dengan variabilitas iklim jangka pendek (skala antar tahunan hingga decadal) [18].



Gambar 1. Peta Pulau Sulawesi dan sekitarnya. (Sumber data : ETOPO NOAA)

Data angin zonal (u) dan meridional (v) bulanan berasal dari NCEP dengan resolusi 2.5° × 2.5° dari Januari 1950 hingga Desember 2015. Data ini merupakan hasil kerja antara *National Centre for Enviromental Prediction* (NCEP) – *National Centre Atmospheric Research* (NCAR) untuk menghasilkan data analisis atmosfer global dalam mendukung kebutuhan penelitian dan pemantauan iklim. Proses asimilasi data dan model identik dengan sistem global yang diterapkan secara operasional di NCEP. Peningkatan kualitas data didukung dengan banyaknya data pengamatan oleh berbagai negara [19].

Data *Oceanic Niño Index* (ONI) digunakan untuk menentukan waktu dan durasi kejadian El Niño. ONI diperoleh dari hasil anomali SPL di wilayah Niño 3.4 (190° - 240°BT dan 5°LU - 5°LS) yang berdasarkan nilai rata-rata data 30 tahun yang di *update* setiap 5 tahun. El Niño didentifikasi dengan nilai indeks > 0.5 yang terjadi selama 5 bulan berturut-turut.

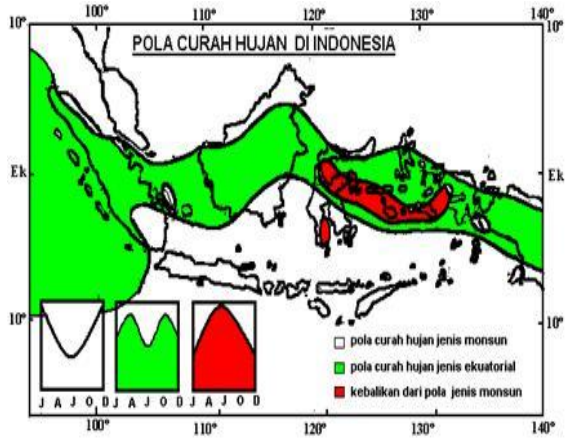
El Niño Modoki Indeks (EMI) diperoleh dari situs resmi milik *Japan agency for marine-earth science and technology* (JAMSTEC). Indeks El Niño Modoki / *El Niño Modoki Index* (EMI) diperoleh dari formula:

$$EMI = [ssta]_A - 0.5*[ssta]_B - 0.5*[ssta)_C \quad (1)$$

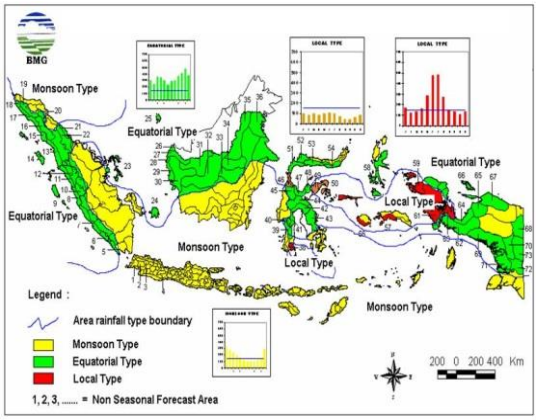
Kotak kurung merupakan rata-rata wilayah anomali SPL di wilayah A (165°BT – 140°BB, 10°LS – 10°LU), wilayah B (110°BB – 70°BB, 15°LS – 5°LU), dan wilayah C (125°BT – 145°BT, 10°LS – 20°LU). Kriteria untuk mendefinisikan kejadian El Niño Modoki yaitu indeks EMI dengan standar deviasi > 0.7 [1].

Pola curah hujan Sulawesi terdiri dari pola curah hujan monsunal, equatorial dan lokal. Pembagian wilayah ketiga pola curah hujan tersebut terlihat pada (Gambar 2 a dan b) [10]. i dan digunakan sebagai acuan analisis dampak kedua tipe El Niño terhadap ketiga pola hujan di Sulawesi.

Analisis curah hujan normal musiman di Sulawesi dilakukan dengan perata-rataan. Penurunan curah hujan yang diakibatkan El Niño dapat diketahui dengan menghilangkan data normalnya sehingga diperoleh nilai anomali.



a.



b.

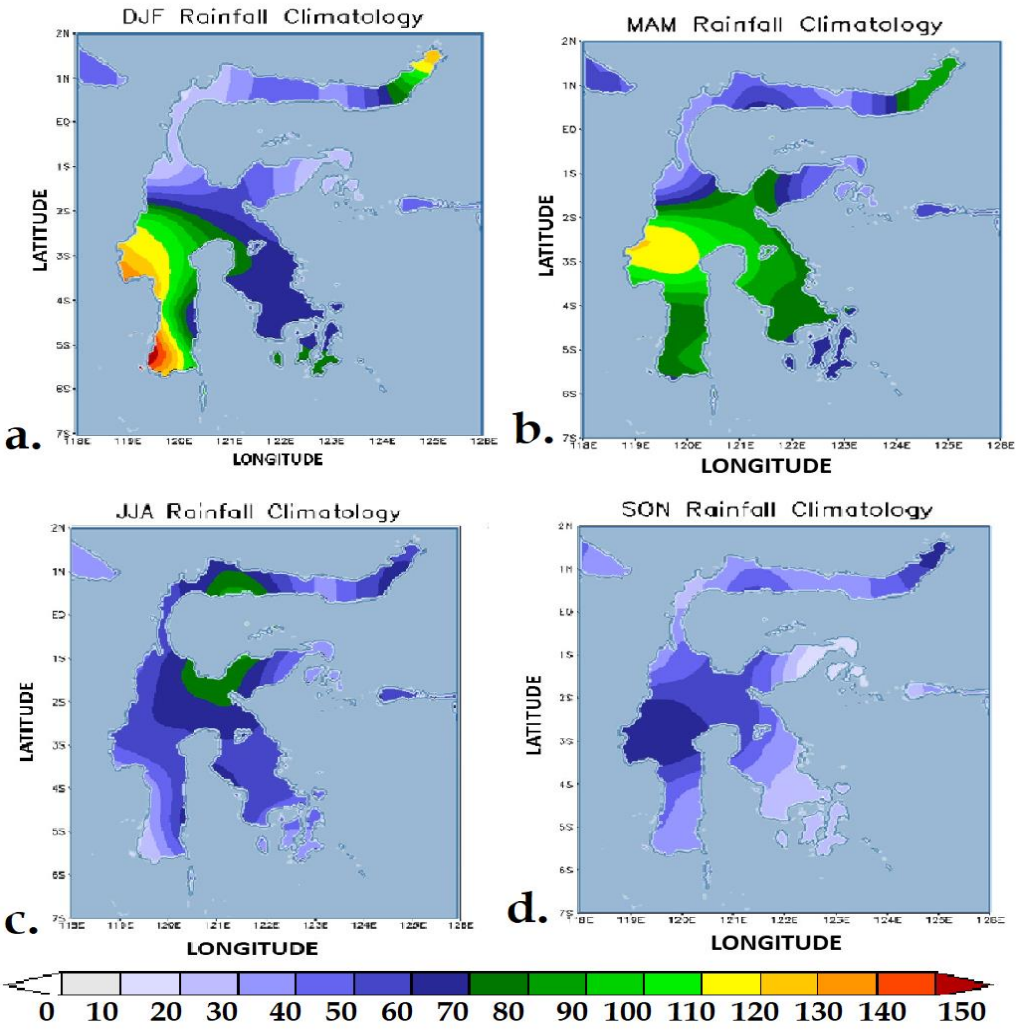
Gambar 2. Pembagian wilayah pola curah hujan di Indonesia, (a) menurut [10], (b). [13]

3. Hasil dan Pembahasan

Kondisi rata-rata curah hujan Sulawesi selama rentang 65 tahun (Januari 1950 - Desember 2015 berkisar antara 30 - 150 mm. Curah hujan di Sulawesi saat DJF umumnya paling tinggi diantara bulan-bulan lainnya yaitu berkisar antara 20 - 150 mm. Curah hujan maksimum terjadi di wilayah pola monsunal yaitu di Sulawesi Selatan (Sulsel) bagian barat hingga Sulawesi Barat (Sulbar), dan Sulawesi Utara (Sulut) (Gambar 3 a). Anomali curah hujan saat DJF umumnya meningkat hingga mencapai 90 mm dari kondisi rata-rata klimatologinya dengan wilayah anomali maksimum terjadi di Sulsel bagian barat. Akan tetapi terdapat wilayah yang mengalami penurunan dari rata-ratanya yaitu sebesar 10 mm yang umumnya terjadi di wilayah pola curah hujan lokal dan equatorial seperti di Gorontalo Timur, sebagian Sulawesi Tengah dan Palu (gambar tidak ditunjukkan).

Curah hujan di Sulawesi saat MAM umumnya berkisar 20 - 120 mm dimana wilayah tertinggi terjadi di Sulbar (Gambar 3 b). Anomali curah hujan MAM umumnya lebih tinggi dibandingkan rata-ratanya yang mencapai 25 mm di wilayah Sulbar. Fluktuasi curah hujan Sulawesi dari bulan DJF ke MAM umumnya tidak terlalu signifikan khususnya wilayah pola hujan equatorial. Penurunan curah hujan terjadi di wilayah pola hujan monsunal seperti di Sulbar, Sulut, dan Sulsel bagian barat. Hal sebaliknya terjadi di wilayah pola hujan lokal yang cenderung meningkat seperti di sebagian wilayah Sulawesi Tengah, Sulawesi Tenggara dan Gorontalo Barat Daya. (gambar tidak ditunjukkan).

Curah hujan Sulawesi pada saat bulan Juni Juli Agustus (JJA) berkisar antara 20 hingga 80 mm/bulan. Curah hujan tertinggi terjadi di wilayah pola curah hujan lokal seperti di Gorontalo Barat Daya dan Sulawesi Tengah (Sulteng) yaitu di Poso (Gambar 3 c). Anomali curah hujan JJA dibandingkan klimatologi rata-ratanya menunjukkan penurunan cukup besar di wilayah pola monsunal hingga mencapai 60 mm sedangkan di wilayah pola lokal mengalami peningkatan mencapai 40 mm. Wilayah curah hujan equatorial sebagian mengalami peningkatan dan sebagian mengalami penurunan sebesar 20 mm. Fluktuasi curah hujan dari MAM ke JJA mengalami penurunan umumnya di wilayah pola monsunal yang mencapai 20 mm. Wilayah pola equatorial (Sulteng bagian utara/Toli Toli) dan lokal (Palu dan Sulawesi Tengah) umumnya mengalami peningkatan 20 hingga 40 mm (gambar tidak ditunjukkan).



Gambar 3. Rata Rata Curah Hujan Sulawesi dari Januari 1965 hingga Desember 2010 (65 Tahun) pada bulan (a). DJF, (b). MAM, (c). JJA, dan (d). SON. Satuan dalam mm.

Curah hujan Sulawesi saat bulan September Oktober November (SON) berkisar antara 10 - 70 mm dimana curah hujan tertinggi terjadi di Sulbar dan Sulut (Gambar 3 d). Anomali curah hujan Sulawesi saat SON umumnya mengalami penurunan hingga mencapai 40 mm dibandingkan rata-rata klimatologisnya. Fluktuasi curah hujan Sulawesi dari JJA ke SON mengalami peningkatan hingga 20 mm di wilayah berpola monsunal seperti Sulsel bagian barat dan Sulut. Sementara wilayah berpola equatorial (Gorontalo Barat, Sulawesi Tenggara) dan lokal (Sulsel bagian timur, Luwuk, Palu) umumnya mengalami penurunan berkisar antara 10 - 40 mm (gambar tidak ditunjukkan). Perubahan curah hujan dari SON ke DJF kembali meningkat cukup signifikan khususnya terjadi di wilayah pola monsunal yaitu 40 - 120 mm. Hal sebaliknya terjadi di wilayah pola curah hujan lokal yang menurun berkisar antara 0 s.d 10 mm (gambar tidak ditunjukkan).

Wilayah dengan curah hujan tertinggi umumnya terjadi di wilayah pola monsunal seperti di wilayah Sulbar, Sulsel bagian barat, dan Sulut . Wilayah selanjutnya adalah wilayah pola curah hujan equatorial seperti di Sulawesi Tenggara, sebagian Sulteng dan Gorontalo. Wilayah pola curah hujan lokal umumnya yang terendah seperti di Sulteng bagian timur (Luwuk), dan Palu. Terdapat wilayah pola lokal dengan klimatologi curah hujan yang relatif tinggi, seperti di Sulsel bagian timur-tenggara. Wilayah ini umumnya dipengaruhi oleh faktor monsunal, akan tetapi akibat pengaruh dari topografi yaitu adanya Pegunungan Bawakaraeng yang melintang menyebabkan terjadi perbedaaan pola curah hujan antara Sulsel bagian barat dengan Sulsel bagian timur. Pegunungan Bawakaraeng berperan sebagai mekanisme penghalang (*barrier*) bagi aliran atmosfer yang menyebabkan konveksi orografis sehingga menyebabkan konveksi terkonsentrasi di pantai barat, sehingga curah hujan di Sulsel bagian timur berkebalikan terhadap Sulsel bagian barat dan bersifat lokal [20].

Tabel 1. Tipe kejadian El Niño mulai dari Januari 1950 – Desember 2015

Tahun kejadian El Niño Modoki	Tahun kejadian El Niño Konvensional
1957/58, 1958/59, 1963/64, 1965/66, 1968/69, 1977,78, 1986/87, 1991/92, 1994/95, 2002/03, 2004/05, 2009/10	1951/52, 1953/54, 1969/70, 1772/73, 1976/77, 1982/83, 1987/88, 1997/98, 2006/07, 2014/15.

Keterangan Warna : merah = El Niño sangat kuat; orange = El Niño kuat; hujau = El Niño sedang; biru = El Niño lemah

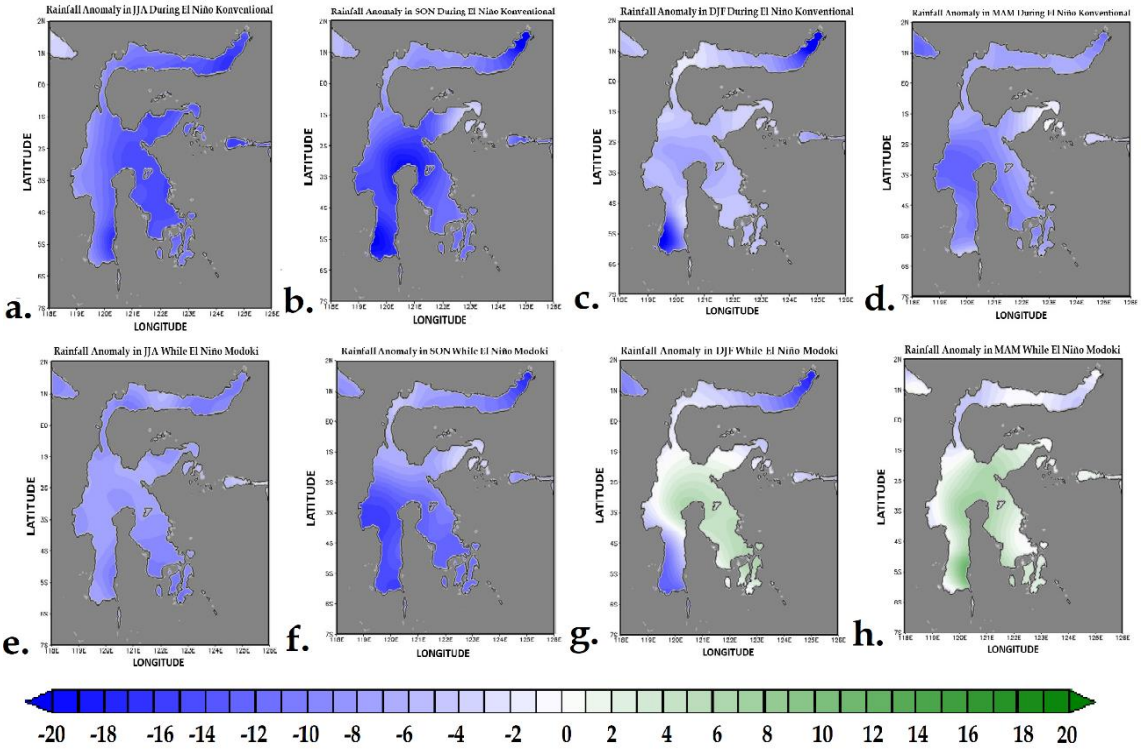
Pola curah hujan monsunal bersifat *unimodal* yang ditandai dengan satu puncak dan satu lembah. Musim hujan terjadi pada bulan DJF dan musim kemarau di bulan JJA, sedangkan periode peralihan, bulan MAM (periode peralihan I) dan bulan SON (periode peralihan II) [10]. Pola curah hujan equatorial bersifat *bimodal* dengan dua puncak musim hujan maksimum. Perbedaan antara musim hujan dan musim kemarau tidak terlalu jelas karena hampir sepanjang tahun berada di puncak musim hujan. Curah hujan maksimum terjadi saat matahari berada pada posisi *ekuinoks* yaitu bulan Maret dan September. Pola curah hujan lokal yang ditandai dengan bentuk pola hujan *unimodal* (satu puncak hujan). Akan tetapi bentuknya berkebalikan dari pola monsunal. Puncak musim hujan terjadi pada bulan JJA dan kemarau terjadi pada bulan DJF [11].

Pola curah hujan Monsunal, Equatorial, dan Lokal dipengaruhi oleh faktor yang berbeda. Wilayah pola curah hujan monsunal sangat dipengaruhi pergerakan angin monsun. Pada saat DJF massa udara bergerak dari Asia ke Australia yang membawa massa udara jenuh yang menyebabkan banyak hujan, begitu sebaliknya saat musim JJA [21]. Akan tetapi, pengaruh monsun kurang berpengaruh di wilayah pola hujan lokal dan equatorial. Gerak semu matahari terkait dengan pergerakan zona konvergensi ke arah utara dan selatan atau yang lebih dikenal sebagai *Inter-tropical Convergence Zone* (ITCZ). Pergerakan ITCZ mengikuti lokasi pemanasan matahari maksimum. Wilayah yang dilalui ITCZ akan menambah curah hujan sehingga pengaruh monsunal di wilayah ekuatorial kurang berpengaruh [21]. Begitu pula dengan pola curah hujan lokal dimana pengaruh topografi dan geografi kondisi di wilayah tersebut seperti pegunungan, lautan, serta terjadinya pemanasan lokal yang intensif menyebabkan pengaruh monsunal kurang berpengaruh [27].

Terdapat 22 kejadian El Niño selama rentang waktu Januari 1950 hingga Desember 2015 yang terdiri dari 10 El Niño konvensional dan 12 El Niño Modoki (tabel 1). El Niño Modoki umumnya bersifat lemah hingga sedangkan El Niño sangat kuat hanya terjadi pada Niño Konvensional seperti pada tahun 1982/83, 1997/98, dan 2014/15. Hasil Perhitungan menunjukkan bahwa curah hujan di Sulawesi mengalami penurunan saat kedua tipe El Niño tersebut. Anomali curah hujan akibat El Niño Modoki umumnya berkisar 4 - 16 mm, sedangkan anomali curah hujan akibat El Niño konvensional berkisar 4 - 22 mm. Terdapat selisih anomali curah hujan El Niño konvensioanal dan El Niño Modoki sebesar 2 - 10 mm.

Anomali curah hujan Sulawesi saat El Niño konvensional menunjukkan penurunan curah hujan sepanjang tahun (Gambar 4 a, b, c, dan d). Anomali curah hujan Sulawesi yang mengalami dampak maksimum akibat El Niño konvensional terjadi pada bulan Juni hingga November (Gambar 4 a dan b) dan dampak minimum pada bulan Desember hingga Mei (Gambar 4 c dan d). Penurunan curah hujan Sulawesi akibat El Niño konvensioanl saat DJF umumnya paling rendah. Anomali curah hujan saat El Niño konvensional terus menurun hingga mencapai puncak penurunan saat SON. Perbedaan terjadi di wilayah pola lokal, penurunan maksimum akibat El Niño konvensional umumnya terjadi saat JJA tetapi dengan nilai anomali yang lebih rendah. Wilayah yang mengalami penurunan maksimum akibat El Niño konvensional umumnya terjadi di wilayah pola monsunal setiap musimnya seperti di Sulbar, Sulsel Bagian barat, dan Sulut.

Anomali curah hujan Sulawesi juga menunjukkan penurunan curah hujan saat bulan Juni hingga November akibat El Niño Modoki (Gambar 4. e dan f). Berbeda dengan El Niño konvensional. Anomali curah hujan Sulawesi menunjukkan bahwa penurunan maksimum akibat El Niño Modoki terjadi saat periode peralihan II (Bulan SON) di wilayah pola hujan monsunal seperti di Sulsel bagian barat, Sulbar dan Sulut (Gambar 4 f). Perbedaan terjadi pada anomali curah hujan di wilayah pola lokal yang tidak menunjukkan penurunan cukup signifikan. Sama seperti saat El Niño konvensional, dampak maksimum El Niño Modoki terhadap anomali curah hujan wilayah pola lokal terjadi saat DJF.



Gambar 4. (Atas) Klimatologi anomali curah hujan akibat El Niño konvensional (mm), (a). rata-rata, (b). JJA, (c). SON, (d). DJF), dan (e). MAM. (Bawah) Klimatologi anomali curah hujan akibat El Niño Modoki (f). rata-rata, (g). JJA (h). SON, (i). DJF, dan (j). MAM.

Anomali curah hujan Sulawesi saat musim basah (Desember – Mei) masih menunjukkan peningkatan curah hujan dibeberapa wilayah (Gambar 4. g dan h). Artinya bahwa El Niño Modoki tidak berpengaruh terhadap curah hujan di sebagian besar wilayah Sulawesi saat musim basah kecuali wilayah Sulawesi bagian utara seperti Sulut dan Gorontalo yang masih menunjukkan penurunan. Dampak minimum dari El Niño Modoki terhadap curah hujan Sulawesi terjadi saat periode peralihan I (MAM). Anomali curah hujan terbagi menjadi dua yaitu Sulawesi bagian utara yang masih menunjukkan penurunan curah hujan, sementara Sulawesi bagian selatan menunjukkan peningkatan. Hal ini berarti curah hujan Sulawesi Bagian Selatan tidak terpengaruh oleh adanya El Niño Modoki saat MAM.

Dampak maksimum dari kedua tipe El Niño, umumnya terjadi di wilayah pola hujan monsunal yaitu di Sulut, Sulsel bagian barat dan Sulbar. Hal tersebut dapat disebabkan oleh adanya transport kelembapan dari sirkulasi monsun memberikan pengaruh pada pola curah hujan yang dilaluinya [22]. Ketika El Niño terjadi, massa udara basah bergerak ke arah Pasifik Timur sementara Pasifik Barat (termasuk Indonesia bagian timur) cenderung kering [23]. Massa udara yang dibawa monsun Asia ke wilayah Indonesia pada musim barat cenderung lebih kering dari pada saat kondisi normal (bukan saat El Niño maupun La Nina) sehingga curah hujan pun akan berkurang dari normalnya. Terlebih jika terjadi pada musim timur ketika massa udara yang dibawa monsun Australia relatif kering ditambah lagi dengan adanya kejadian El Niño.

Dampak minimum kedua tipe El Niño umumnya terjadi di wilayah dengan pola hujan lokal yaitu di Sulawesi Tengah bagian timur (Luwuk) dan utara (Toli-Toli). Curah hujan pola lokal kurang dipengaruhi oleh faktor luar seperti monsun dan El Niño. Curah hujan pola lokal ini lebih dipengaruhi oleh faktor topografi, lokasi, keberadaan pegunungan, lautan dan bentang perairan lainnya sehingga umumnya wilayah dengan pola curah hujan lokal di Sulawesi sebagian besar berada pada wilayah dataran tinggi. Adanya pegunungan ataupun dataran tinggi yang melintang juga dapat membedakan kondisi iklim di wilayah yang dibatasinya [24]. Hal ini terjadi antara Sulsel bagian barat (berpola monsunal) dan timur (berpola lokal) yang dibatasi oleh Pegunungan Bawakareng [20]. Faktor orografis juga berperan dalam meningkatkan jumlah curah hujan dengan adanya pertumbuhan awan akibat orografi yang berada di lereng pegunungan [25]. Bentuk dan bentangan pulau ataupun lokasi juga dapat berpengaruh pada aliran udara di atmosfer [26]. Oleh Sebab itu, dampak El Niño yang merupakan faktor eksternal dari Samudera Pasifik kurang terlalu berpengaruh terhadap pola lokal dibandingkan pola monsunal dan equatorial.

Dampak kedua tipe El Niño terhadap curah hujan pola equatorial di Sulawesi juga kurang signifikan dibandingkan wilayah monsunal. Hal ini dapat disebabkan pengaruh *insolansi* matahari saat terjadi *ekuinoks*. Wilayah ekuator dilewati siklus matahari sebanyak 2 kali dalam setahun (September dan Maret) sehingga mendapat asupan massa udara basah lebih dari pemanasan SPL di sekitar ekuator yang menyebabkan pertumbuhan awan meningkat. Hal ini menyebabkan pengaruh monsun yang membawa massa udara dari luar menjadi kurang signifikan. Fenomena *Inter Tropical Convergenze Zone* (ITCZ) juga akan mempengaruhi curah hujan di wilayah yang dilaluinya. Lokasi ITCZ mengikuti lokasi pemanasan matahari maksimum sehingga ketika matahari pada posisi *ekuinoks* maka ITCZ berada tepat berada digaris ekuator dua kali dalam setahun yang menyebabkan konvergensi terjadi di ekuator dan dapat meningkatkan curah hujan [27].

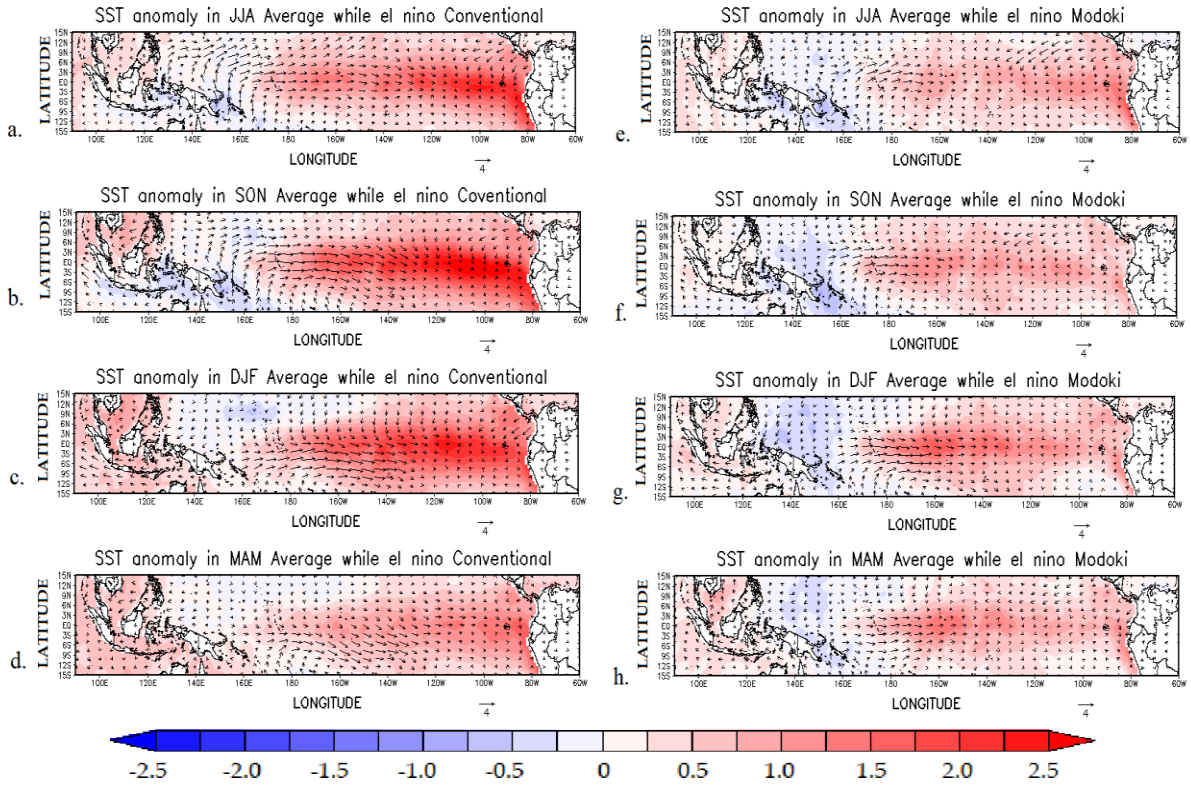
Kondisi Curah hujan Sulawesi tidak lepas dari dinamika kondisi lautan dan Atmosfir di Samudera Pasifik. Curah hujan Sulawesi memiliki korelasi cukup tinggi yaitu -0,2 hingga -0,6 terhadap indeks di nino 3, nino3.4, nino 1+2,dan *Multivariat ENSO Index* (MEI) [28]. Terjadi perbedaan anomali SPL di Pasifik Timur yang hangat terhadap wilayah Indonesia bagian timur yang dingin saat El Niño konvensional. Anomali SPL Pasifik Timur meningkat hingga 1,0° C – 2,5° C sementara anomali SPL di wilayah Indonesia Timur menurun -0.5° C hingga -1.0° C. Peningkatan SPL secara kontinu terjadi dari MAM ke JJA hingga mencapai puncaknya saat SON (Gambar 5 d, a, b), setelah itu Anomali SPL mengalami sedikit penurunan di bulan DJF (Gambar 5.c) dan mencapai titik terendah pada bulan MAM. SPL wilayah Indonesia Timur masih menunjukkan SPL yang hangat saat MAM, begitu pula di wilayah Pasifik dimana belum terlihat jelas antara kolam dingin (*cold tongue*) di Pasifik Barat dan kolam hangat (*warm pool*) di Pasifik Timur (Gambar 5 d). Peningkatan Anomali SPL terjadi di Pasifik Timur sementara Pasifik Barat hingga Indonesia Timur (termasuk perairan Sulawesi) menunjukkan penurunan suhu saat DJF. Puncaknya terjadi saat SON saat kolam hangat di Pasifik Timur terbentuk dengan nilai anomali SPL 2° C -2.5° C, sedangkan Pasifik Barat dan wilayah Indonesia Timur suhu menurun mencapai -0.5° C hingga -1.0° C (Gambar 5 b).

Akibat adanya perbedaan anomali SPL antara Pasifik Barat dan Timur. Tekanan di wilayah Pasifik Timur menjadi lebih rendah dibandingkan Pasifik Barat sehingga angin baratan terbentuk dan bergerak dari Pasifik Barat menuju Pasifik Timur. Hal tersebut menyebabkan massa udara cenderung bergerak ke Pasifik Timur sehingga wilayah Pasifik Barat dan sekitarnya (termasuk Indonesia Bagian Timur) menjadi lebih kering. Analisis sirkulasi Walker saat El Niño menunjukkan bahwa terdapat pergerakan angin yang merambat turun (*subsidensi*) di wilayah Indonesia sehingga menjadi lebih kering. Hal berkebalikan terjadi di Samudera Pasifik dimana terdapat pergerakan angin yang merambat naik (konveksi) di Pasifik Timur [8]. Hal tersebut menyebabkan curah hujan di wilayah Indonesia (termasuk Sulawesi) mengalami penurunan dan Pasifik Timur mengalami peningkatan dari normalnya.

Kondisi berbeda terjadi ketika El Niño Modoki, saat kolam hangat terpusat di Pasifik Tengah dan diapit oleh Anomali SPL yang lebih dingin di Pasifik Barat dan Timur. Anomali SPL dingin di Pasifik Timur hingga Indonesia Timur terjadi sepanjang tahun saat El Niño Modoki berkisar -0,2° C hingga -0,6° C dengan puncak SON. Peningkatan anomali SPL di Pasifik Tengah dimulai saat JJA (gambar 5.e) yang terus meningkat dan mencapai puncak saat DJF dengan nilai anomali SPL berkisar antara 1,5° C – 2.0° C (Gambar 5 g). Angin Pasat Timuran berubah menjadi baratan di Pasifik Barat sehingga angin bergerak menuju Pasifik Tengah, hal ini menyebabkan wilayah Pasifik Barat hingga Indonesia Timur (termasuk Sulawesi) mengalami subsidensi sehingga pertumbuhan awan berkurang. Dampaknya juga terjadi pada penurunan curah hujan dari rata-ratanya di wilayah Indonesia Timur.

Pada saat El Niño konvensional, angin pasat timuran di Pasifik melemah membentuk angin baratan sehingga kolam hangat bergerak dari Pasifik Barat ke Timur. Sementara pada saat El Niño Modoki, angin pasat timuran yang cukup kuat masih terjadi di Pasifik Timur dan angin baratan terjadi di Pasifik Barat, keduanya bertemu di Pasifik Tengah sehingga kolam hangat terpusat di wilayah ini. Masih adanya angin pasat timuran yang cukup kuat di Pasifik Timur saat El Niño Modoki dapat disebabkan oleh adanya perbedaan tinggi muka laut di equator dan *upwelling* oleh gelombang kelvin dari batas barat [29]. Lebih lanjut, Anomali angin kearah barat di Pasifik Barat menghasilkan gelombang Rossby luar equator yang merefleksikan batas timur sebagai upwelling gelombang kelvin dan merubah arus ekuator. Penurunan curah hujan dari normalnya juga terjadi di Pasifik Timur akibat El Niño Modoki.

Penurunan curah hujan Sulawesi saat El Niño Modoki lebih besar dibandingkan CP El Niño juga dapat disebabkan oleh besaran EP El Niño cenderung lebih besar dari CP El Niño. Berdasarkan 9 kejadian EP El Niño, tercatat bahwa terdapat 3 kejadian EP El Niño dalam kategori sangat kuat yaitu El Niño 1972/73, El Niño 1982/83, El Niño 1997/98 dan El Niño 2015/16. Kondisi anomali SPL di wilayah Indonesia terlihat lebih rendah saat El Niño konvensional (Gambar 5).



Gambar 5. Komposit Anomali SPL (kontur) (^{O}C) dan anomali kecepatan angin permukaan (10 m) (m/s) dibawah kondisi El Niño konvensional (kiri) pada bulan (a). JJA, (b). SON, (c). DJF, (d). MAM; dan dibawah kondisi El Niño Modoki (kanan) pada bulan (e). JJA, (f). SON, (g). DJF, (h). MAM

4. Kesimpulan

Curah hujan di Sulawesi mengalami penurunan saat terjadi El Niño Modoki maupun konvensional. Anomali curah hujan akibat El Niño Modoki berkisar antara 4 hingga 16 mm dan anomali curah hujan akibat El Niño konvensional berkisar antara 4 - 22 mm. Dampak maksimum kedua tipe El Niño tersebut terhadap anomali curah hujan di Sulawesi terjadi pada bulan SON sedangkan dampak minimum terjadi pada bulan MAM. Pengaruh terkuat kedua tipe El Niño terjadi di wilayah pola monsunal seperti di Sulsel bagian barat, Sulbar, dan Sulut, sementara pengaruh terkecil terjadi di wilayah pola lokal dan equatorial.

Daftar Pustaka

[1] Ashok K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, dan, T. Yamagata. *El Niño Modoki and Its Possible Teleconnection*. J. Geophys. Res., 112, 2007

[2] Kao H. Y., dan J. Y. Yu, *Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO*. J. C. 22: 615–632, 2009.

[3] Lee. H S, "General patterns in Indonesia and the potential Impact of Lokal Seas on Rainfall Intensity," *Water*, 7, 1751-1768, 2015.

[4] Chung H. P., dan T. Li, "Interdecadal Relationship between the Mean State and El Niño Types," J. *Clim. American Meteorologi Society*.9–3017, 2013.

[5] Mc Phaden M., J., "El Niño And Its Relationship To Changing Background Condition In The Tropical Ocean," *Geop. Res. Lett.*, vol. 38, L15709, 2011.

[6] Windari E. H., A. Faqih, dan E. Hermawan, "El Niño Modoki Dan Pengaruhnya Terhadap Perilaku Curah Hujan Monsunal Di Indonesia," *Jurnal Meteorologi dan Geofisika* vol. 13 no 3 tahun 2012 : 149-160, 2012.

[7] Tristiana S., "Pengaruh El Niño Modoki Terhadap Curah Hujan Di Indonesia," Tugas akhir institut Teknologi Bandung, 2012.

[8] Rustiana S., "El Niño Modoki Dan Dampaknya Terhadap Keragaman Curah Hujan Pulau Jawa (Studi Kasus: Kabupaten Indramayu)," Tugas akhir Institut Pertanian Bogor, 2014.

[9] Kusumaningayu A, W. J. Maria, dan, M. R. Syahputra, "El Niño Modoki Impacts On Rainfall Anomali In Papua Indonesia," *The 6th International Symposium for Sustainable Humanosphere, Humanosphere Science School*, 2017.

[10] Tjasyono B, *Klimatologi Umum.* Bandung: Institut Teknologi Bandung, 1999.
[11] Aldrian E., dan R. D. Susanto, "Identification of Three Dominant Rainfall Regions Within Indonesia and Their Relationship to Sea Surface Temperature" *Int J. Clim*. 23: 1435–1452, 2003.
[12] Prasetyo, B., & Pusparini, N. Pengaruh Central el nino Pasifik Tengah dan Timur Terhadap Variabilitas Curah Hujan di Sulawesi. Jurnaol Sains dan Dirgantara, Vol. 15 No. 2 Juni 2018: 73–84. http://dx.doi.org/10.30536/j.jsd.2018.v15.a2864. 2018
[13] Yulihastin E., N. Febrianti, dan Trismidianto, "Impact of El Niño and IOD on the Indonesian Climate," *National Institute of Aeronautics and Space (Lapan*), Indonesia,2010.
[14] Gunawan, D. Atmospheric Variability in Sulawesi, Indonesia Regional Atmospheric Model Result and Observation. Dissertation. Faculty of Forest Science and ecology, University of Göttingen, 2006.
[15] Lestari, S., Hamada, J-I., Syamsudin, F., Sunaryo, Matsumoto, J., and Yamanaka, M., D, ENSO Influences on Rainfall Extremes around Sulawesi and Maluku Island in The Eastern Indonesian Maritime Continent, SOLA, 2016, Vol. 12,37 – 41, doi: 10.2151/sola.2016-008, 2016.
[16] Chen M., W. Shi, P. Xie, V. B. S. Silva, V. E. Kousky, R. Wayne Higgins, dan J. E. Janowiak, "Assessing Objective Techniques For Gauge-Based Analyses Of Global Daily Precipitation," *J. Geophys. Res., 113, D04110*, 2008.
[17] Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, " Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century," *J. Geophys. Res. Atm*., 2003.
[18] Chelton, D.B. and Risen, C.M., "Zonal and Meridional Discontinuities and Other Issues with the HadISST1.1 Dataset," Technical report, 2016.
[19] Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredel M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetma A., Reynolds R, Chelilah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., and Joseph D., "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project," *American Meteorological Society*, 1996.
[20] Santriyani M., "Pengaruh Topografi Pegunungan Bawakaraeng Terhadap Aktivitas Konvektif Di Wilayah Sulawesi Selatan," Tesis Institut Teknologi Bandung, 2014.
[21] Prawirowardoyo, S. Meteorologi, Bandung, Penerbit ITB, 1996
[22] Webster P. J. Dan J. Fasullo, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Dynamical Theory*, Boulder USA: University of Colorado-Boulder Co., 2003.
[23] Hidayat R., K. Ando, Y. Masumoto, J. J. Luo, "Interannual Variability of Rainfall Over Indonesia: Impact of ENSO and IOD and their Predictability," *IOP Confrence Series: Earth and Env. Sci*. 31 (20136), 012043, 2016.
[24] Roe, G. H., "Orographic Precipitation," *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*. **33**. 645-671, 2005.
[25] Chen Ching-Sen, Y. L. Lin, H. T. Zeng, C. Y. Chen, C. L. Liu, "Orographic Effects On Heavy Rainfall Events Over Northeastern Taiwan During The Northeasterly Monsun Season," *Atmos. Res.* **122**, 310-335, 2012.
[26] Inness, M. Peter, dan J. M. Slingo, "The interaction of the Madden-Julian Oscillation with the Maritime Continent in a GCM," *J. Clim.* **16**, 3, 345-364, 2006.
[27] Tukidi, "Karakter Curah Hujan Di Indonesia," *Jurnal Geografi* vol. 7 no 2 Juli, 2010.
[28] Lee. H S. "General patterns in Indonesia and the potential Impact of Lokal Seas on Rainfall Intensity," *Water, 7*, 1751-1768, 2015.
[29] Kug, J. S., Jin, F.F., A., S. I, "Two types of El Niño events: cold tongue and warm pool El Niño," *J. of Climate (3):* 1499- 1515, 2009.