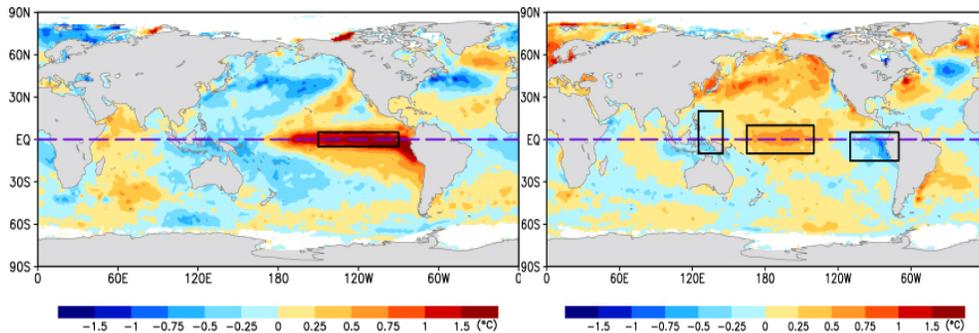


BAB II TINJUAN PUSTAKA

2.1 *El Niño Modoki*

Istilah *El Niño Modoki* pertama kali diperkenalkan dan dipublikasikan oleh Toshio Yamagata dalam berbagai *press release* media informasi Jepang terkait penjelasannya dalam hal kemungkinan penyebab kondisi iklim musim panas yang tidak normal di Jepang pada tahun 2004. Awalnya kemunculan istilah “*El Niño Modoki*” ini adalah hasil pengamatan oleh *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) dimana wilayah kolam hangatnya tidak mencapai wilayah NINO3 melainkan kolam hangat tersebut dimulai dari wilayah sebelah barat NINO4 dan tidak mencapai wilayah NINO3.4 sehingga disebut sebagai tahun *El Niño Modoki* (Ashok, dkk., 2007). Fenomena yang sepiintas terlihat seperti *El Niño* di Pasifik bagian tengah pada tahun 2004 telah memicu terjadinya gelombang panas dan banjir di berbagai belahan wilayah Jepang. Kejadian *El Niño Modoki* ditunjukkan oleh adanya ‘kolam panas’ yang terkonsentrasi hanya di bagian tengah Samudera Pasifik ekuator, sedangkan di bagian timur dan baratnya tetap dingin. Seperti yang terlihat di Gambar 2.1



Gambar 2.1 : Anomali SST tahun *El Niño* (kiri) dan EM (kanan)

Sumber : www.jamstec.go.jp

Peningkatan ASPL di wilayah ini mampu mengaktifkan arus konveksi dan memicu terbentuknya tekanan yang lebih tinggi di Pasifik tengah. Di Jepang berakibat musim panas yang lebih hangat dari kondisi musim panas normalnya (Ashok, et al., 2007). Sedangkan untuk dampak di Indonesia, masih belum dikaji secara mendalam. Kejadian *El Niño Modoki* memiliki perbedaan yang sangat jelas

dengan *El Niño* dilihat dari kondisi anomalnya, seperti suhu permukaan laut di daerah Pasifik bagian Tengah akan lebih hangat sedangkan wilayah Pasifik Barat dan Timurnya lebih dingin sehingga tekanan udara di sisi Timur dan Barat lebih tinggi dibanding bagian Pasifik. Udara yang lebih dingin tersebut membuat angin yang bertiup dari kedua sisi tersebut yaitu bagian Barat dan Timur menuju ke bagian Tengah Pasifik Tropis Ekuator. Wilayah Pasifik bagian Tengah akan mengalami anomali yang tidak biasa yaitu akan menjadi lebih basah dibandingkan wilayah yang mengapitnya akan lebih kering (Windari, et al., 2012).

El Nino Modoki melalui suatu persamaan yang disebut sebagai *El Niño Modoki Index* (EMI), dengan rumusan sebagai berikut (Ashok, et al., 2007):

$$\text{EMI} = [\text{SSTA}]_{\text{Central}} - (0.5[\text{SSTA}]_{\text{East}} + 0.5[\text{SSTA}]_{\text{West}}) \quad (2.1)$$

Keterangan :

$$[\text{SSTA}]_{\text{Central}} = 165^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{W}, 10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$$

$$[\text{SSTA}]_{\text{East}} = 110^{\circ}\text{W} - 70^{\circ}\text{W}, 15^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$$

$$[\text{SSTA}]_{\text{West}} = 125^{\circ}\text{E} - 145^{\circ}\text{E}, 10^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$$

Berdasarkan *time series*, didapat tahun-tahun dengan nilai EMI (*El Niño Modoki Index*) yang tertinggi yang kemudian dikategorikan sebagai tahun EM, antara lain 1986, 1990, 1991, 1992, 1994, 2002 dan 2004. Sedangkan NASA/NOAA menyebutkan bahwa tahun 1991-1992, 1994-1995, 2002-2003, 2004-2005 DAN 2009-2010 merupakan tahun *El Niño Modoki*.

Surface Temperature Anomalies (SSTA) merupakan istilah global yang merujuk pada ASPL. Persamaan (2.1) menghasilkan suatu indeks yang dikenal sebagai EMI yang nantinya akan menjadi tolak ukur untuk kejadian *El Niño Modoki*. ASPL dikategorikan termasuk ke dalam fase *El Niño Modoki* kuat ketika indeksnya $\geq 0.7\sigma$, dengan σ adalah standar deviasi musiman, sehingga berdasarkan ketentuan tersebut diperoleh 0.50°C dan 0.54°C sebagai batas EMI untuk musim panas (*boreal summer*) dan untuk musim dingin (*boreal winter*) istilah *boreal summer* dan *boreal winter* ini biasa digunakan saat kondisi musim panas dan musim dingin dibelahan bumi utara (Ashok, et al., 2007).

2.2 *El Niño Southren Oscillation (ENSO)*

ENSO adalah gejala penyimpangan (anomali) pada suhu permukaan Samudera Pasifik di pantai Barat Equador dan Peru yang lebih tinggi dari pada rata-rata normalnya. Gejala ini lebih dikenal dengan fenomena *El Niño*, Istilah *El Niño* telah mengalami perkembangan definisi dari tahun ke tahun. *El Niño* merupakan kondisi suhu muka laut di daerah Pasifik sangat tinggi atau panas yang terjadi secara berkala dalam selang waktu tertentu (Octaviani, 2014). *El Niño* terjadi saat angin pasat Timuran melemah, angin berbalik arah ke Barat dan mendorongnya ke wilayah potensi hujan di Barat. Hal ini mengakibatkan perubahan pola cuaca di daerah yang berpotensi hujan meliputi wilayah perairan Pasifik Tengah, Timur dan Amerika Tengah. Masing-masing kejadian

El Niño sangatlah unik di tiap macam kekuatannya karena dampaknya yang beragam pada pola turunya hujan maupun panjang durasinya.

Ketika suhu di Laut tropis bagian Timur memanas, maka suhu di Laut tropis bagian Barat akan menjadi dingin sehingga tekanan udara permukaan di atasnya menjadi dingin begitu juga sebaliknya. Kenaikan suhu ini membentuk pola osilasi yang biasa dikenal dengan Osilasi Selatan atau *Southren Oscillation*. *Southren Oscillation Index* (SOI) adalah suatu nilai untuk menunjukkan terjadi atau tidaknya *El Niño*. *El Niño* dikategorikan berdasarkan intensitasnya menurut Salmawati (2010) :

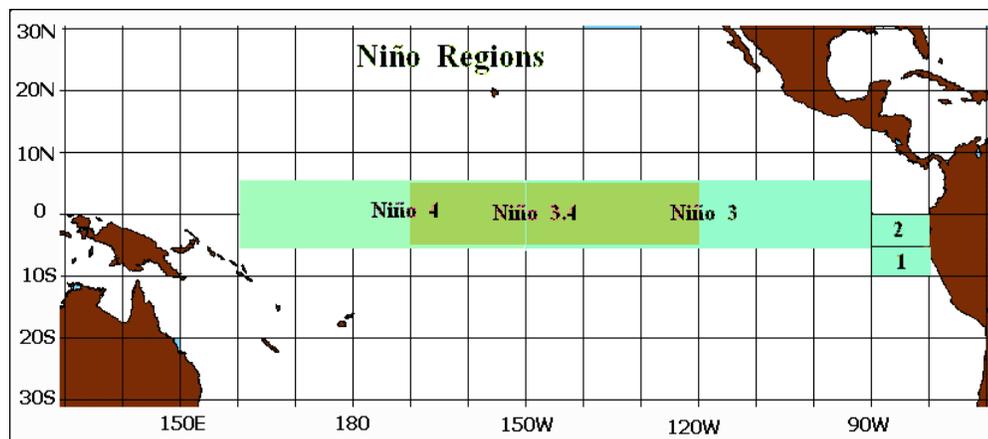
- a. *El Niño* lemah jika nilai SOI -5 sampai dengan 0 dan berlangsung minimal selama 3 bulan berturut-turut.
- b. *El Niño* dikategorikan sedang jika nilai SOI -10 sampai dengan -5 dan berlangsung minimal selama 3 bulan berturut-turut.
- c. *El Niño* dikategorikan kuat jika nilai SOI lebih dari -10 dan berlangsung minimal selama 3 bulan berturut-turut.

Aktivitas *El Niño* sepanjang tahun dapat diukur melalui indeks ASPL setiap bagian wilayah yang berbeda di sepanjang Samudera Pasifik tropis (Trenberth dan Stepaniak, 2001). NOAA menggunakan indeks Nino 3.4 (wilayah : 5°S - 5°S, 120°W - 170°W) untuk menentukan kejadian *El Niño*. Wilayah ini disebut oleh para ilmuwan sebagai “*equatorial cold tongue*”, kolam dingin yang terbentang di

sepanjang ekuator dari pantai Selatan Amerika hingga Samudera Pasifik Tengah. Pergerakan rata-rata bulanan SPL di wilayah ini sangat penting dalam menentukan penyebab utama tidak hanya pada pergeseran pola curah hujan tropis disana, tapi juga mempengaruhi *jet streams* dan pola suhu udara serta hujan di dunia.

Selain menggunakan nilai SOI, *El Niño* juga dapat diketahui dengan mengamati data rata-rata suhu di sekitar wilayah Samudera Pasifik dekat Ekuator, yang mana telah dibagi ke dalam beberapa wilayah, antara lain :

- NINO 1+2 (0 – 10°LS, 80 – 90°BB)
- NINO 3 (5°LS – 5°LU, 150 – 90°B)
- NINO 3.4 (5°LS – 5°LU, 170 – 120°BB)
- NINO 4 (5°LS – 5°LU, 160°BT – 150°BB)



Gambar 2.2 Pembagian region NINO4, NINO3.4, NINO3, NINO1+4
(Sumber: <http://ggweather.com/enso/glossary.htm>)

Ketika suhu di laut tropis bagian timur memanas, maka suhu di laut tropis bagian barat menjadi lebih dingin sehingga tekanan udara permukaan di atasnya menjadi lebih tinggi. Begitu juga sebaliknya yang kemudian membentuk pola osilasi yang dikenal dengan osilasi selatan atau *Southern Oscillation* (Ahrens, 2016). Menurut pengamatan, *El Niño* terjadi dalam rentang waktu dua sampai tujuh tahun atau rata – rata terjadi 4 tahun sekali (Sarachik dan Cane, 2010). Pada saat kondisi normal, air laut dalam yang bersuhu rendah dan kaya nutrisi akan bergerak baik ke permukaan laut di wilayah dekat pantai Amerika Serikat, dekat

Ekuator dan meluas hingga perairan Peru yang dikenal sebagai *upwelling*. Pada kondisi ini, angin permukaan yang bergerak di wilayah Samudera Pasifik di sekitar ekuator yang dikenal sebagai Angin Pasat Timur (*Walker Circulation*) akan mengalir dari Timur menuju Barat beserta air laut di bawahnya. Arah aliran ini akan berbelok sedikit ke arah utara pada belahan bumi utara dan berbelok sedikit ke arah selatan pada belahan bumi selatan. Hal ini mengakibatkan penguapan di Samudera Pasifik secara nyata akan meningkatkan kelembaban udara di atas permukaan sehingga Angin Pasat Timur menyebabkan daerah yang berpotensi membentuk awan – awan hujan adalah daerah Samudera Pasifik bagian barat, wilayah Indonesia dan Australia Utara (Ahrens, 2016).

2.3 Suhu Permukaan Laut

Suhu permukaan laut merupakan salah satu parameter kunci keseimbangan energi pada permukaan bumi dan merupakan variabel klimatologis yang utama. Suhu adalah indikasi jumlah energi (panas) yang terdapat dalam suatu sistem atau massa sebagai ukuran energi gerakan molekul (Nybakken, 1988). Suhu permukaan laut sangat bergantung dari jumlah energi yang diperoleh dari sinar matahari yang nantinya akan diserap oleh massa air di laut. Daerah yang terletak di lintang 0° merupakan daerah yang paling banyak mendapatkan sinar matahari sehingga menyebabkan suhu air laut di daerah sekitar ekuator menjadi sangat tinggi.

Laut memiliki kisaran suhu antara $-1,87^{\circ}\text{C}$ (titik beku air laut) di daerah kutub sampai maksimum sekitar 42°C di daerah perairan dangkal (Hutabarat dan Evans, 1989). Suhu di Perairan Indonesia umumnya hanya berkisar antara 28°C - 38°C seperti Laut Banda yang sering mengalami kenaikan air (*upwealling*) suhu permukaan airnya bisa turun sampai 25°C hal ini dikarenakan air yang dingin di lapisan bawah terangkat ke atas permukaan (Pardede, 2011). Angin lepas pantai menyebabkan naiknya massa air di bawah permukaan laut ke permukaan laut sehingga terjadi pendinginan yang signifikan, namun untuk di perairan yang dangkal akan sering hangat. Angin darat dapat menyebabkan pemanasan yang

cukup besar bahkan di daerah yang peningkatannya cukup konstan, seperti pantai barat laut Amerika Selatan. Nilai-nilainya yang penting dalam memprediksi cuaca

suhu permukaan laut sebagai pengaruh atmosfer atas, seperti dalam pembentukan angin laut (Hadiwijoyo, 2012).

2.4 Curah Hujan

Hujan merupakan suatu bentuk pengendapan yaitu sebagai pengendapan air dari atmosfer pada permukaan bumi dalam bentuk cair (tetes hujan) dan padat (salju). Di wilayah tropis seperti Indonesia presipitasi lebih didefinisikan sebagai hujan karena jarang terjadi presipitasi dalam bentuk jatuhan keping es (Tjasyono, 2008). Di bumi hujan adalah proses kondensasi uap air di atmosfer menjadi butir air yang cukup berat untuk jatuh ke daratan.

Curah hujan mempunyai variabilitas yang besar dalam ruang dan waktu. Dalam skala ruang variabilitasnya sangat dipengaruhi oleh letak geografi, topografi, arah angin dan letak lintang. Dalam skala waktu keragaman curah hujan dibagi atas tipe harian, bulanan dan tahunan. Variasi curah hujan harian lebih dipengaruhi oleh faktor lokal, variasi bulanan dipengaruhi oleh angin darat dan angin laut, aktivitas konveksi, arah aliran udara di permukaan serta variasi sebaran daratan dan lautan. Variasi curah hujan tahunan dipengaruhi oleh perilaku atmosfer global, siklon tropis.

Secara umum curah hujan di Indonesia didominasi oleh pengaruh beberapa fenomena seperti sistem monsoon Asia-Australia, *El Nino*, sirkulasi Timur-Barat (*Walker Circulation*) dan Utara-Selatan (*Hadley Circulation*) serta beberapa sirkulasi karena faktor lokal. Cuaca permukaan Indonesia relatif sama, massa udara di atas wilayah Sulawesi pada waktu Monsoon Asia berasal dari Laut Cina Selatan dan Pasifik Barat Daya. Pada waktu Monsoon Asia melemah, potensi hujanpun akan menurun.

Jika anomali suhu permukaan laut di Samudera Hindia tropis bagian Barat lebih besar dari pada dibagian Timurnya, maka akan terjadi peningkatan curah hujan dari normalnya di pantai Timur Afrika dan Samudera Hindia bagian Barat. Sedangkan di Indonesia mengalami penurunan curah hujan dari normalnya yang menyebabkan kekeringan, kejadian ini biasa dikenal dengan istilah *Dipole Mode positif* (DM+) (Ashok, et al., 2007).