KETIDAKPASTIAN DALAM PEMODELAN PERUBAHAN IKLIM

Oleh
Ahmad Bayhaqi¹⁾

ABSTRAK

THE UNCERTAINTIES IN CLIMATE CHANGE MODELING. *Climate in the Earth has changed over the periods and will be estimated to give the a significant impact for environment in the future. Climate prediction using a simulation model, as a tool to predict the future climate and it requires the high quantitative skills and technology, has showed the significant improvement. However, the climate model depends on the input variable and the result may be inaccurate because its biases and uncertainties. Information of the uncertainties in the climate model can determine the modification in climate change mitigation and show the way how to adapt with the inevitable changes.*

PENDAHULUAN

Dewasa ini, iklim dan perubahan iklim adalah salah satu topik yang sedang tren di seluruh dunia. Iklim memegang peran penting dalam banyak aspek kehidupan bumi termasuk keamanan pangan, kesehatan dan energi. Iklim digambarkan sebagai rata-rata atau variabilitas keadaan atmosfer seperti suhu, angin dan curah hujan (Thorpe, 2005). Keadaan atmosfer tersebut tidak hanya dipengaruhi oleh beberapa proses di lingkungan atmosfer, tetapi juga meliputi keadaan di semua komponen bumi seperti hidrosfer (lautan), biosfer, litosfer dan kriosfer (es dan salju), sehingga membentuk suatu hubungan yang saling memengaruhi dan dikenal dengan sistem iklim (Goose *et al.*, 2010). Skematik sistem iklim dapat dilihat pada Gambar 1.

Beberapa penelitian melaporkan bahwa iklim telah berubah dari waktu

ke waktu (Hinzman *et al.*, 2005; Dyurgerov & Meier, 2000), yang disebabkan oleh faktor alami (*nature*) maupun ulah manusia (*human-based*) (Trenberth, 2011; Stern & Kaufmann, 2014). Perubahan tersebut memberikan pengaruh terhadap sistem kehidupan di planet dan diprediksi akan mempunyai dampak yang lebih signifikan di masa depan (Parsons & Lear, 2001). Dengan demikian, prediksi iklim adalah alat yang sangat penting untuk dipahami dan diterapkan untuk merencanakan adaptasi dan mitigasi perubahan iklim. Di sisi lain, sistem iklim yang mempunyai hubungan sangat kompleks antarkomponennya sangat rumit diprediksi karena perubahan kecil pada satu variabel akan mengubah variabel lainnya. Selain itu, prediksi iklim memerlukan simulasi komputer yang sangat bergantung pada input data, sehingga pemodelan berpotensi mengeluarkan hasil yang tidak akurat akibat faktor bias dan ketidakpastiannya.

¹⁾ Pusat Penelitian Oseanografi - LIPI

Gambar 1. Skematik setiap komponen pada sistem iklim dan potensi perubahannya (IPCC dalam Goose *et al.*, 2010).

Berdasarkan hal yang dijelaskan sebelumnya, menyelidiki dan mengukur ketidakpastian dalam model iklim merupakan hal yang sangat penting untuk modifikasi dalam mitigasi perubahan iklim dan menunjukkan cara beradaptasi dengan variabel tak terduga dalam adaptasi iklim (Goose *et al.*, 2010). Kondisi ini menyebabkan banyak ilmuwan dan peneliti untuk mencoba dan melakukan beberapa penelitian dalam meningkatkan tingkat kepercayaan model iklim dengan mengurangi ketidakpastian dalam simulasi tersebut (Monteleoni *et al.*, 2011; Knutti & Sedláček, 2013; Strobach & Bel, 2015). Terkait dengan hal tersebut, tulisan ini bertujuan untuk memberikan informasi dasar dari prediksi iklim dan sumber ketidakpastiannya.

PREDIKSI IKLIM

Prediksi adalah alat yang sangat membantu. Prediksi iklim adalah upaya untuk menyatakan situasi masa depan dalam perubahan iklim, sehingga dapat membantu para ilmuwan, pembuat kebijakan dan pemangku kepentingan memahami tentang bagaimana iklim di masa depan. Memprediksi iklim di masa depan akan didasarkan pada simulasi model dari atmosfer maupun sirkulasi laut menggunakan komputer dan membutuhkan data deret waktu yang lama untuk menilai variabilitas respon iklim dan ketidakpastian (Stainforth *et al.*, 2005). Simulasi ini menggabungkan data teori dan *in situ* dari masa lalu dan masa sekarang. Istilah model, kemudian, dapat didefinisikan sebagai solusi

numerik dengan rumus, seperti teori termodinamika dan hukum mekanika fluida yang diterapkan pada program komputer tersebut. Jika komponen iklim seperti variable atmosfer (suhu di udara dan curah hujan), variabel laut (suhu laut, salinitas dan sirkulasi laut), variabel lahan dan kriosfer termasuk dalam sistem model, maka model tersebut dikenal sebagai ‘model iklim’ (Goose *et al.*, 2010). Model yang baik harus menunjukkan bahwa semua komponen dapat berinteraksi dengan baik satu sama lain.

Le Treut *et al.* (2007) mendefinisikan bahwa kompleksitas dalam model iklim mencakup jumlah persamaan (misalnya persamaan tunggal), dimensi (misalnya, satu atau dua dimensi)

dan pembatasan untuk proses (misalnya, dengan atau tanpa proses lembab di lintang tengah). Model iklim telah menunjukkan kemajuan signifikan dalam kualitas resolusi dan kompleksitasnya dalam beberapa dekade terakhir (Gambar 2). Gambar 2a menunjukkan model iklim telah melibatkan banyak proses fisik, sedangkan gambar 2b menunjukkan perkembangan resolusi *grid* dari hasil model yang digunakan dalam laporan *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Gambar tersebut menunjukkan peningkatan resolusi horizontal dari satu lapisan di lautan dan sepuluh lapisan di atmosfer pada FAR (*First Assessment Report*), hingga ke tiga puluh lapisan pada SAR (*Second Assessment Report*) dan TAR (*Third Assessment Report*).

Gambar 2. Tingkat kompleksitas model iklim dalam beberapa dekade terakhir (a) Resolusi geografis dari generasi model iklim yang digunakan dalam laporan IPCC (b). FAR 1990, SAR 1996, TAR 2001 dan AR4 2007 (Le Treut *et al.*, 2007).

Model sederhana maupun kompleks memiliki misi yang berbeda dalam memprediksi dan memproyeksikan iklim di masa depan. Hal tersebut dikarenakan adanya faktor eksternal (*external forcing*), termasuk variabel yang disebabkan oleh manusia. Peran model sederhana memungkinkan interaksi dasar antara sistem iklim, faktor pendorong dan respons sistem iklim. Model tersebut mudah dimengerti dan tidak memerlukan biaya tambahan dalam simulasi, karena model sederhana hanya melakukan proses yang paling interpretatif. Model sederhana sangat membantu dalam masalah skala global. Selain itu, model sederhana juga dapat menggunakan parameter umpan balik yang dihasilkan oleh model tiga dimensi (Goose *et al.*, 2010). Di sisi lain, model yang kompleks mengambil peran dalam simulasi variabilitas skala waktu singkat, namun membutuhkan perhitungan mahal menggunakan spesifikasi komputer dan resolusi data yang tinggi (Harvey, 2000)

Secara umum, ada dua pemodelan iklim yang telah dikenal, yaitu model iklim global atau model sirkulasi umum (*General Circulation Model* atau GCM) dan model sistem bumi (*Earth System Model* atau ESM)

(Flato *et al.*, 2013). GCM adalah model iklim yang menerapkan prinsip matematika untuk mensimulasikan proses sistem fisik iklim di bumi seperti radiasi matahari, bagaimana pergerakan udara, pembentukan dan pengendapan awan serta bagaimana es mencair. Model ini memiliki *grid* tiga dimensi yang mendefinisikan *grid* horizontal (lokasi geografis: lintang-bujur), *grid* vertikal (ketinggian/elevasi/tekanan) dan variabel iklim yang dihasilkan dari persamaan. Skematik dimensi *grid* yang digunakan dalam pemodelan iklim dapat dilihat pada gambar 3. Ukuran *grid* dapat mewakili resolusi model. Hasil yang bagus dalam resolusi membutuhkan jumlah *grid* yang banyak dan spesifikasi komputer yang tinggi. Sebaliknya, jika jarak antara sel *grid* besar, simulasi tidak memerlukan komputer super, hasilnya adalah resolusi yang buruk. Sebagai pengembangan dari GCM, ESM merupakan sebuah sistem baru dalam model iklim yang dapat menggabungkan proses biogeokimia dan fisik iklim. Selain itu, model ini bahkan dapat memasukkan dampak manusia. Pada model ini, permukaan bumi dan laut memegang peran penting karena sinar matahari diserap oleh keduanya (Heavens *et al.*, 2013).

Gambar 3. Skematik representasi dari struktur *grid* kartesian yang digunakan dalam pemodelan iklim.

KETIDAKPASTIAN DALAM PEMODELAN IKLIM DAN CARA MENGUKURNYA

Ketidakpastian dalam Pemodelan Iklim

Prediksi iklim melibatkan apa yang tidak diketahui dengan hasil simulasi model. Probabilitas yang dimiliki hasil model mengakibatkan adanya faktor ketidakpastian. Ketidakpastian itu sendiri adalah keadaan yang dapat menghasilkan multi interpretasi, seperti ketidakjelasan, konflik atau pertentangan (Klir & Wierman, 1999). Meskipun pengetahuan tentang model iklim selalu ditingkatkan, masih ada sumber ketidakpastian yang besar dalam membangun dan menyesuaikan model.

Menurut Meehl *et al.* (2007), sumber ketidakpastian dalam prediksi model dihasilkan oleh bagaimana proses sistem bumi diwakili dalam model (Palmer *et al.*, 2005) dan variabilitas faktor internal iklim (Selten *et al.*, 2004). Dengan kata lain, skenario, variabilitas internal dan struktur model adalah kontribusi utama dalam ketidakpastian model iklim (Hegerl *et al.*, 2000; Tebaldi & Knutti, 2007; Yip *et al.*, 2011). Signifikansi ketiga sumber tersebut bervariasi dalam skala waktu dan ruang. Struktur model dan skenario adalah sumber utama untuk ketidakpastian dalam beberapa dekade atau skala yang lebih lama sementara struktur model dan variabilitas internal adalah sumber utama untuk skala dua

dekade atau kurang (Hawkins & Sutton, 2009). Ilustrasi variasi ketidakpastian

dalam ruang dan waktu dapat dilihat pada Gambar 4.

Gambar 4. Variasi sumber ketidakpastian dalam skala waktu dan ruang (Hawkins & Sutton, 2009).

Ketidakpastian skenario

Sumber ketidakpastian skenario berasal dari kurangnya pengetahuan tentang kondisi masa depan atau pemicu dalam skenario emisi (Hawkins & Sutton, 2011). Diskusi tentang ketidakpastian skenario dapat dikaitkan dengan bagaimana peran pemicu radiatif (*Radiative Forcing* atau RF) dalam perubahan iklim. RF adalah perbedaan nilai antara solar yang masuk dan energi yang dipantulkan ke angkasa. Dua metode terbaik untuk mengukur RF adalah menghitung *net* dari fluks radiasi yang masuk di lapisan *tropopause*

(saat permukaan dan suhu *tropopause* dan variabel lain seperti uap air dan tutupan awan dalam kondisi stabil) dan menghitung *net* dari fluks radiasi yang masuk di atas atmosfer (Myhre *et al.*, 2013).

Pada umumnya, komponen RF dapat dikelompokkan sebagai gas rumah kaca, ozon, albedo, aerosol dan komponen antropogenik. Hubungan antara gas rumah kaca dengan SO₂ telah dikaji pada penelitian sebelumnya (Hegerl *et al.*, 2007), namun gas rumah kaca juga sangat bergantung pada perubahan emisi antropogenik. Oleh karena itu,

informasi terkait dengan *feedback* dan hubungan setiap komponen sistem iklim sangat dibutuhkan agar mendapatkan prediksi terbaik dan mengurangi faktor ketidakpastian.

Ketidakpastian Variabilitas Internal

Variabilitas internal dikenal sebagai faktor alami iklim yang terjadi tanpa adanya pengaruh eksternal (Deser *et al.*, 2012). Faktor ini sangat tergantung pada kondisi alam yang tidak dapat direncanakan kejadiannya dalam sistem iklim, sehingga faktor ketidakpastiannya sangat sulit dihindarkan (Yao *et al.*, 2016). Variabilitas internal dapat memberikan dampak untuk ketidakpastian prediksi iklim dalam skala dekade regional. Faktor utama untuk ketidakpastiannya adalah skenario emisi (Monier *et al.*, 2015). Dalam pemodelan, variabilitas internal dapat dikaitkan dengan kondisi awal (*initial condition*) yang dapat dijelaskan dari nilai yang dipilih pada simulasi awal terkait kondisi atmosfer dari prediksi skala pendek menggunakan model simulasi. Ada beberapa alasan yang membuat nilai *initial condition* memiliki ketidakpastian, dan salah satunya adalah titik *grid* yang tidak dapat menginisialisasi setiap variabel tunggal seperti bentukan awan (Thorpe, 2005).

Ketidakpastian Struktur Model

Ketidakpastian ini berkaitan dengan bentuk persamaan dalam model atau dapat dinyatakan tentang proses mana yang harus digunakan dan dengan persamaan apa dalam model (Parker, 2014). Struktur model dibentuk oleh konsep sistem numerik. Model yang

berbeda dapat menghasilkan hasil yang berbeda dari input yang sama. Ketidakpastian ini mencerminkan kurangnya pengetahuan tentang merepresentasikan proses iklim dalam model. Persyaratan paling mendasar dalam model iklim adalah mengambil kejadian iklim dari proses yang sederhana hingga rumit, namun keterbatasan resolusi model iklim tidak memungkinkan untuk mewakili semua proses fisik dari sistem bumi dalam simulasi. Sebagai contoh, ukuran tipe awan tunggal sangat membutuhkan ukuran *grid* yang lebih kecil dan formasi awan tersebut harus disajikan dalam model. Oleh karena itu, proses-proses tersebut harus diperkirakan dengan parameterisasi, seperti kuantitas awan dan peristiwa hujan di dalam kotak *grid*. Perbedaan dalam parameterisasi dapat menghasilkan hasil yang berbeda dalam prediksi iklim (Randall *et al.*, 2007).

Mengkuantifikasi Ketidakpastian dalam Pemodelan Iklim

Dewasa ini, faktor ketidakpastian telah mulai dipelajari dan diukur dengan metode ansambel, yakni mensimulasikan prediksi menggunakan multimodel yang mewakili semua estimasi probabilitas proses iklim. Penggunaan ansambel dinyatakan sebagai pengakuan atas adanya ketidakpastian dalam model tunggal. Tujuan ansambel adalah untuk mengetahui pendekatan ketidakpastian untuk kondisi perubahan iklim di masa depan (Doblas-Reyes *et al.*, 2000). Ada tiga jenis ansambel yang dikenal sebagai ansambel kondisi awal

(*initial condition ensemble*), ansambel multi-model (*Multi model ensemble* atau MME) dan *perturbed physics ensemble* (PPE) (Haughton *et al.*, 2014)

1. *Initial condition ensemble*. Jenis ansambel ini adalah jenis multi simulasi yang berisi model dan pemicu yang sama. Tipe ini memungkinkan untuk menggunakan sedikit beberapa kondisi awal di setiap simulasi. Untuk setiap simulasi, kondisi awal mengembangkan berbagai cuaca atau variabel iklim dan ketidakpastiannya dapat dikuantifikasi dengan penyebaran antara anggota ansambel. Metode ini juga dapat disebut sebagai variabilitas model internal (Phipps *et al.*, 2013).
2. *Model ensemble*. Multisimulasi dengan melakukan model yang berbeda, tetapi pemicu yang sama. Tipe ini akan menyoroiti hasil yang berbeda antarmodel, karena konstruksinya. Tipe ini juga termasuk dalam ketidakpastian kondisi awal (*initial condition*) (Tebaldi & Knutti, 2007).
3. *Perturbed physics ensemble* sebagai kebalikan dari MME, grup simulasi ini memungkinkan untuk menjalankan model yang sama dengan parameter yang berbeda termasuk variabel fisik dan inisialisasi (Letcher, 2016). Dengan kata lain, ansambel ini menyoroiti ketidakpastian prediksi karena asumsi parameter fisik.

Berdasarkan penjelasan masing-masing ansambel model yang disebutkan di atas, peran dari MME

adalah memberikan kuantifikasi seberapa baik kita berkompeten untuk memodelkan sistem iklim. Di sisi lain, evaluasi PPE akan menunjukkan kuantifikasi hasil model yang lebih baik daripada prediksi tunggal.

KETIDAKPASTIAN IKLIM

Dari penjelasan tentang prediksi iklim dan ketidakpastiannya seperti yang disebutkan di atas, penulis dapat menyederhanakan bahwa kondisi iklim yang tidak dapat diprediksi adalah sumber ketidakpastian terbesar yang menyebabkan ilmuwan atau peneliti memiliki probabilitas kesalahan menafsirkan sistem tersebut dalam struktur model. Perilaku iklim yang tidak dapat diprediksi ini datang dari proses alami dan perilaku manusia (*human-induced*).

Ketidakpastian dari penyebab perubahan iklim

Secara alami, iklim dapat berubah dalam beberapa tahun atau bahkan untuk beberapa faktor dapat berubah dalam jutaan tahun. Penyebab alami utama untuk perubahan iklim adalah komposisi atmosfer, perubahan topografi, radiasi matahari, orbital bumi, aktivitas gunung berapi dan juga variabilitas internal dari interaksi atmosfer-laut (Harvey, 2000). Selain faktor komposisi atmosfer, penyebab alami lainnya dapat didefinisikan sebagai faktor eksternal alami (*natural external forcing*), yaitu mengacu pada komponen yang tidak terpengaruh oleh sistem iklim itu sendiri. Penjelasan dari faktor penyebab alami adalah sebagai berikut :

Komposisi Atmosfir. Karbon dioksida (CO_2) yang merupakan komponen kecil dari elemen atmosfer, memainkan peran penting pada keadaan iklim. Senyawa kimia ini juga disebut sebagai gas rumah kaca (panas yang terperangkap di atmosfer). Berdasarkan Le Treut *et al.* (2007) gas rumah kaca meningkat dengan cepat sekitar 35% dan mengubah komposisi atmosfer, sehingga suhu bumi akan lebih hangat.

Perubahan topografi. Angin yang bertiup dan curah hujan dapat ditentukan dengan topografi darat. Pergeseran benua akan menentukan proporsi daratan dan lautan. Ketika daratan benua bergerak ke arah lintang tinggi, suhu di bumi akan menjadi hangat dari suhu rerata global. Hal itu disebabkan karena radiasi matahari akan banyak terserap oleh proporsi lautan terbuka. Selain itu, pergerakan daratan benua juga akan berpengaruh terhadap kondisi batimetri laut, sehingga terjadi modifikasi sirkulasi laut dan distribusi panas (Harvey, 2000).

Kontribusi dari faktor radiasi matahari adalah perubahan dalam luminositas matahari yang akan menentukan pemanasan atau pendinginan suhu di bumi. Orbital bumi akan dianggap sebagai mekanisme pendorong dalam fluktuasi glasial-interglasial iklim sedangkan aktivitas gunung berapi akan memberikan dampak terhadap iklim melalui emisi SO_2 selama letusan. Emisi ini dapat mendinginkan iklim ketika senyawa diubah menjadi aerosol sulfat (Davidoff, 2018).

Faktor lain yang mampu mengubah kondisi iklim adalah aktivitas manusia atau faktor antropogenik (Ruddiman, 2014). Faktor tersebut

tidak hanya mengubah iklim pada emisi langsung gas rumah kaca, tetapi juga pada komposisi kimia atmosfer yang dapat menyebabkan perubahan konsentrasi beberapa gas rumah kaca. Sebagai contoh, laju pertumbuhan CO_2 dari aktivitas manusia yang memengaruhi perubahan iklim menunjukkan garis tren positif dengan cepat (Canadell *et al.*, 2007). Selain itu, faktor manusia juga menginduksi perubahan konsentrasi ozon dan aerosol.

Aerosol memiliki kemampuan dalam radiasi penyerapan inframerah termal yang dapat mengubah radiasi, namun interaksi antara aerosol dan awan sebagai respons terhadap perubahan emisi antropogenik masih kurang dipahami sebagai sumber utama dalam faktor ketidakpastian (Regayre *et al.*, 2014). Selain itu, masih ada penilaian yang tidak terstruktur tentang bagaimana mengurangi ketidakpastian model aerosol global (Lee *et al.*, 2016).

Ozon sebagai komponen lain dari faktor radiasi, juga memiliki bagian penting dalam melibatkan kondisi iklim, terutama pada kuantitasnya di atmosfer. Selain itu, ozon juga berpengaruh pada dispersi vertikal melalui lapisan troposfer dan stratosfer. Suhu di ketinggian, juga akan lebih hangat sebagai respons radiasi matahari di stratosfer, sementara ozon adalah penyerap utama untuk radiasi tersebut. Faktor radiasi akan meningkat mengikuti peningkatan ozon. Akibatnya, permukaan bumi akan menjadi lebih hangat (Lacis *et al.*, 1990). Ketidakpastian tingkat stabil pembentukan HNO_3 merupakan faktor utama untuk ketidakpastian prediksi ozon (Yang *et al.*, 2000).

Ketidakpastian dalam umpan balik iklim (*Climate Feedback*)

Ketidakpastian dalam prediksi juga muncul dari besarnya estimasi, sementara ketidakpastian dalam menafsirkan umpan balik memicu nilai estimasi menjadi lebih besar. Umpan balik iklim terbagi menjadi umpan balik positif dan negatif (Met Office, 2019). Umpan

balik positif memberikan nilai tambah dalam kondisi awal sistem. Sebaliknya, umpan balik negatif mengurangi nilai untuk menstabilkan dan mencegah peristiwa ekstrim. Skematik umpan balik iklim dapat dilihat pada gambar 5. Umpan balik yang paling menonjol berasal dari awan, uap air dan komponen faktor radiasi seperti albedo (Ruddiman, 2014).

Gambar 5. Skema umpan balik iklim (*Climate Feedback*) (Met Office, 2019).

Uap air akan meningkat dalam kondisi lebih hangat. Sebagai salah satu gas rumah kaca, uap air memberikan umpan balik positif kepada sistem. Iklim hangat terjadi ketika uap air meningkat di lintang tinggi, dan akan lebih efektif sebagai gas rumah kaca (Harvey, 2000). Umpan balik positif lainnya berasal dari albedo. Albedo berarti refleksi dari radiasi matahari yang masuk oleh permukaan yang tertutup oleh salju dan es laut. Es yang mencair yang dihasilkan oleh peningkatan karbon dioksida (CO_2), akan meningkatkan penyerapan matahari. Kondisi ini mendukung kondisi iklim

menjadi lebih hangat dengan pemanasan global dua kali dari kondisi CO_2 awal.

Umpan balik awan merupakan faktor ketidakpastian yang besar dalam prediksi dan simulasi iklim. Awan memegang peran dalam mendinginkan bumi dengan memantulkan radiasi matahari (Quante, 2004). Efek ini berasal dari perbedaan antara awan dan permukaan albedo, serta kuantitas radiasi matahari yang masuk. Awan memiliki kemampuan untuk berinteraksi dan mempengaruhi cahaya inframerah (IR) dan cahaya tampak, namun awan

memberikan respon yang berbeda terhadap dua cahaya tersebut yang dipengaruhi oleh posisi *altitude* (Archer, 2007). Di sisi lain, albedo dapat terganggu oleh perubahan aerosol di atmosfer (Schwartz *et al.*, 2002).

Pertanyaan yang paling utama dalam ilmu iklim datang dari ketidakpastian dalam umpan balik awan, yaitu tentang bagaimana memasukkan semua jenis awan dan proses di dalamnya dalam simulasi. Selain itu, informasi tentang hubungan antara tutupan awan, komposisi gas rumah kaca serta efek dari tipe awan tunggal terhadap sistem model masih terbatas. Keterbatasan tersebut muncul ketika saat kondisi hangat, uap air akan meningkat dari proses penguapan dan membentuk awan, akan tetapi suhu yang hangat juga dapat menurunkan kemungkinan pembentukan awan (Ruddiman, 2014). Oleh sebab itu, umpan balik awan masih menjadi faktor ketidakpastian dalam iklim.

PENUTUP

Sebagaimana pembahasan yang disebutkan sebelumnya, iklim bumi masih terus berubah, baik secara alami maupun yang disebabkan manusia, sayangnya hal ini juga akan memberikan dampak bagi lingkungan. Di sisi lain, pemodelan simulasi sangat dibutuhkan untuk memprediksi kondisi iklim di masa depan walaupun terdapat ketidakpastian dalam iklim yang mengakibatkan potensi bias dan tidak akurat pada hasil model. Usaha yang dapat dilakukan untuk meminimalisir ketidakpastian tersebut ialah melakukan simulasi dengan multimodel (ansambel).

DAFTAR PUSTAKA

- Archer, D. 2007. *Global Warming: Understanding the forecast*. Blackwell Publishing. 288 pp.
- Canadell, J.G., Le Quéré C., M. R. Raupach, C. B. Field, E. T. Buitenhuis, P. Ciais, T. J. Conway, N. P. Gillett, R. A. Houghton. and G. Marland. 2007. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104: 18866–18870.
- Davidoff, D.K. 2018. The Greenhouse Effect, Aerosols and Climate Change. In: *Green Chemistry: An Inclusive Approach*. Elsevier: 211-234.
- Deser C., A. Phillips, V. Bourdette and H. Teng. 2012. Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. *Climate Dynamics* 38: 527–546.
- Doblas-Reyes, F.J., M. Deque and J. P. Piedelievre. 2000. Multi-model spread and probabilistic forecasts in PROVOST. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126. 2069–2087.
- Dyurgerov, M. B. and M. F. Meier. 2000. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Pnas* 97: 1406–1411.

- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen. 2013. Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change: 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Goosse, H., P. Y. Barriat, W. Lefebvre, M. F. Loutre and V. Zunz. 2010. Introduction to Climate Dynamics and Climate Change. Online book available at www.climate.be/textbook/
- Harvey, L.D.D. 2000. *Climate and Global Environmental Change*. Prentice Hall, Harlow, UK. 240 pp. ISBN 0582-32261-8.
- Haughton, N., G. Abramowitz, A. Pitman and S. J. Phipps. 2014. On the generation of climate model ensembles. *Clim. Dyn.*, 43 : 2297-2308.
- Hawkins, E. and R. Sutton. 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90: 1095–1107.
- Hawkins, E. and R. Sutton. 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics* 37: 407–418.
- Heavens, N.G., D. S. Ward and N. M. Mahowald. 2013. Studying and Projecting Climate Change with Earth System Models. *Nature Education Knowledge* 4 (5) : 4.
- Hegerl, G.C., P. A. Stott, M. R. Allen, J. F. B. Mitchell, S. F. B. Tett and U. Cusbach. 2000. Optimal Detection and Attribution of Climate Change: Sensitivity of Results to climate model differences, *Clim. Dyn.* 16 : 737-754.
- Hegerl, G.C., F. W. Zwiers, P. Braconnot, N. P. Gillett, Y. Luo, J. A. Marengo Orsini, N. Nicholis, J.E. Penner and P.A. Stott. 2007. Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate change 2007: The Physical Science Basis* Contribution of Working Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Salomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New Your, USA.
- Hinzman, L.D., N.D. Bettez, W. R. Bolton, F. S. Chapin, M. B. Dyurgerov, C. L. Fastie, B. Griffith, R. D. Hollister, A. Hope, H. P. Huntington, A. M.

- Jensen, G. J. Jia, T. Jorgensen, D. L. Kane, D. R. Klein, G. Kofinas, A. H. Lynch, A. H. Lloyd, A. D. McGuire, F. E. Nelson, W. C. Oechel, T. E. Oesterkamp, C. H. Racine, V. E. Romanovsky, R. S. Stone, D. A. Stow, M. Sturm, C. E. Tweedie, G. L. Vourlitis, M. D. Walker, D. A. Walker, P. J. Webber, J. M. Welker, K. S. Winker and K. Yoshikawa. 2005. Evidence and Implications of Recent Climate Change in Northern Alaska and Other Arctic Regions. *Climate Change* 72: 251-298.
- Klir, G. and M. Wierman 1999. *Uncertainty - Based Information: Elements of Generalized Information Theory*, 2nd Edition. Physica-Verlag. 168 pp.
- Knutti, R. and J. Sedláček. 2013. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Climate Change* 3: 369–373.
- Lacis, A. A., D. J. Wuebbles and J. A. Logan. 1990. Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone. *J. Geophys. Res.* 95: 9971-9981.
- Lee, L.A., C. L. Reddington and K. S. Carslaw. 2016. On the relationship between aerosol model uncertainty and radiative forcing uncertainty. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113: 5820–5827.
- Letcher, T. M. 2016. *Climate Change: Observed impacts on Planet Earth*, 2nd edition. Elsevier. 632 pp.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather . 2007. Historical Overview of Climate Change. *In: Climate change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Salomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New Your, USA.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver and Z.C. Zhao. 2007. Global Climate Projections. *In: Climate change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Salomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.

Tignor and H.L. Miller (eds.)).
Cambridge University Press,
Cambridge, United Kingdom
and New Your, USA.

Met Office. 2019. Climate Feedbacks.

<<https://www.metoffice.gov.uk/climateguide/science/science-behind-climate-change/feedbacks>>. Accessed 29 January 2019.

Monier, E., X. Gao, J. R. Scott, A. P. Sokolov and C. A. Schlosser. 2015. A Framework for Modeling uncertainty in regional climate change. *Climatic Change* 131:51-66.

Monteleoni, C., S. Saroha, G. Schmidt and E. Asplund. 2011. Tracking Climate Models. *Journal of Statistical Analysis and Data Mining* 4: 372-392.

Myhre, G., D. Shindell, M. F. Breon, W. Collins, Fuglestedt., J. Huang, D. Koch, J.F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang. 2013. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. *In: Climate Change:2013 The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F, D.Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y.Xia, V.

Bex, and P.M. Midgley (eds.)).
Cambridge University Press,
Cambridge, United Kingdom
and New York, NY, USA.

Palmer, T.N., G. J. Shutts, R. Hagedorn, F. J. Doblas-Reyes, T. Jung and M. Leutbecher. 2005. Representing Model Uncertainty in Weather and Climate Prediction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33: 163–193.

Parker, W. 2014. Values and uncertainties in climate prediction, revisited. *Studies in History and Philosophy of Science Part A* 46: 24–30.

Parsons, L.S. and W. H Lear. 2001. Climate variability and marine ecosystem impacts: A north Atlantic perspective. *Progress in Oceanography* 49: 167–188.

Phipps, S.J, H. V. McGregor, J. Gergis, A. J. E. Gallant, R. Neukom, S. Stevenson, D. Ackerley, J. R. Brown , M. J. Fischer and T. D.van Ommen. 2013. Paleoclimate data-model comparison and the role of climate forcings over the past 1500 years. *J. Clim.* doi: 10.1175/JCLI-D-12-00108.

Quante, M. 2004. The Role of Clouds in the Climate System. *J. Phys. IV France*, 121. 61-86.

Randall, D.A., R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukia, J. Srinivasan, R. J. Stouffer,

- A. Sumi and K. E. Taylor. 2007. Climate models and Their evolution. In: Climate change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Salomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New Your, USA.
- Regayre, L.A., K. J. Pringle, B. B. B. Booth, L. A. Lee, G. W. Mann, J. Browse, M. T. Woodhouse, A. Rap, C. L. Reddington and K. S. Carslaw. 2014. Uncertainty in the magnitude of aerosol-cloud radiative forcing over recent decades. *Geophysical Research Letters* 41: 9040–9049.
- Ruddiman, W.F. 2014. *Earth's Climate: Past and Future*, 3rd edition. W.H. Freeman & Company. 465pp.
- Schwartz, S.E, Harshvardhan and C. M. Benkovitz. 2002. Influence of Anthropogenic Aerosol on Cloud Optical Depth and Albedo Shown by Satellite Measurements and Chemical Transport Modeling. *Proc.Natl. Acd.Sci. USA*. 99: 1784-1789.
- Selten, F.M., G. W. Branstator, H. A. Dijkstra and M. Kliphuis. 2004. Tropical origins for recent and future Northern Hemisphere climate change. *Geophysical Research Letters* 31: 4–7.
- Stainforth, D.A., T. Aina, C. Christensen, M. Collins, N. Faull, D. J. Frame, J. A. Kettleborough, S. Knight, A. Martin, J. M. Murphy, C. Piani, D. Sexton, L. A. Smith, R. A. Splcer, A. J. Thorpe and M. R. Allen. 2005. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature* 433: 403–406.
- Stern, D.I. and R. K Kaufmann. 2014. Anthropogenic and Natural Causes of Climate Change. *Climatic Change*, 122: 257-269.
- Strobach, E. and G. Bel. 2015. Improvement of climate predictions and reduction of their uncertainties using learning algorithms. *Atmospheric Chemistry and Physics* 15: 8631–8641.
- Tebaldi, C. and R. Knutti. 2007. The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 365: 2053–2075.
- Thorpe, A.J. 2005. Climate change Prediction: A Challenging scientific problem. Institute of Physic.

- Trenberth, K.E. 2011. Attribution of Climate Variations and Trends to Human Influences and Natural Variability. *Interdisciplinary Reviews: Climate Change* (1).
- Yang, Y.J., J. G. Wilkinson, M. Talat Odman and A. G. Russel. 2000. Ozone Sensitivity and Uncertainty Analysis using DDM-3D in a Photochemical Air Quality Model. *In*: Gryning, S.E, Batchvarova, E. (eds) *Air Pollution Modeling and its Application XIII*. Springer, Boston, MA.
- Yao, S.L., J. J Luo and G. Huang. 2016. Internal variability-generated uncertainty in East Asian climate projections estimated with 40 CCSM3 ensembles. *PLoS ONE* 11: 1–12.
- Yip, S., C. A. T. Ferro, D. B. Stephenson and E. Hawkins. 2011. A Simple, coherent framework for partitioning uncertainty in climate projections. *J. Clim.* 24: 4634-4643.