An aerial photograph of a mountain range. The mountains are rugged and covered in dense green forest. A wide, deep river valley runs through the center of the range, filled with a mix of brown and green, suggesting a mix of forest and open land. The river flows through the valley, creating a winding path. The overall scene is a dramatic landscape of high mountains and a deep valley.

PALEOKLIMATOLOGI UNTUK PEMULA

SANDY HARDIAN SUSANTO HERHO

Paleoklimatologi Untuk Pemula

Sanksi Pelanggaran Pasal 72:

Undang – Undang Nomor 19 tahun 2002

Tentang Hak Cipta

1. Barang siapa dengan sengaja melanggar dan tanpa hak melakukan perbuatan sebagaimana dimaksud dalam Pasal 2 Ayat (1) atau Pasal 49 Ayat (1) dan Ayat (2) dipidana dengan pidana penjara masing – masing paling singkat 1 (satu) bulan dan/atau denda paling sedikit Rp1.000.000,00 (satu juta rupiah), atau pidana penjara paling lama 7 (tujuh) tahun dan/atau denda paling banyak Rp5.000.000.000,00 (lima miliar rupiah).
2. Barang siapa dengan sengaja menyiarkan, memamerkan, mengedarkan, atau menjual kepada umum suatu ciptaan atau barang hasil pelanggaran hak cipta atau hak terkait sebagai dimaksud pada Ayat (1) dipidana dengan pidana penjara paling lama 5 (lima) tahun dan/atau denda paling banyak Rp500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah).

DINYATAKAN TIDAK BERLAKU UNTUK BUKU INI

Paleoklimatologi Untuk Pemula

Sandy Hardian Susanto Herho

Bandung,

Perkumpulan Studi Ilmu Kemasyarakatan ITB (PSIK ITB) bekerjasama dengan
Himpunan Mahasiswa Meteorologi (HMME) 'Atmosphaira' ITB

Paleoklimatologi Untuk Pemula

Sandy Hardian Susanto Herho

Anti *Copyright* © 2017 Sandy Hardian Susanto Herho

Penyunting: Asra Wijaya

Tata letak & desain isi: Anton Kurniawan

Desain sampul: Alfatehan Septianta

Ilustrasi pada sampul merupakan foto satelit Sirenum Fossae, Mars dari NASA diambil tanpa izin dari <https://unsplash.com/> pada 14/01/2016 pukul 18.07 WIB

Pertama kali diterbitkan oleh:

Penerbit Perkumpulan Studi Ilmu Kemasyarakatan ITB

Kampus ITB Ganesha, Sunken Court W-09

Jalan Ganesha 10

Bukan anggota IKAPI, Bandung, 2017

<http://www.suluhpsik.wordpress.com>

Hak cipta tidak dilindungi oleh Undang – Undang.

Dianjurkan memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini
tanpa izin tertulis dari Penerbit.

Dicetak oleh Percetakan Angkasa Putra, Bandung

Isi diluar tanggungjawab percetakan

KATA PENGANTAR

Sejak pertengahan tahun 2013 (ketika memasuki tingkat tiga perkuliahan di ITB), saya telah tertarik pada bidang paleoklimatologi. Bermula ketika saya dengan *iseng* mengambil mata kuliah pilihan Paleontologi Umum yang diajarkan dengan sangat menarik oleh Prof. Dr. Jahdi Zaim di Program Studi Teknik Geologi, lalu kemudian larut dalam pembelajaran mandiri di bidang ini (dengan mengambil mata kuliah yang tidak lazim bagi mahasiswa S-1 Meteorologi, seperti Mikropaleontologi Umum, Mikropaleontologi Lanjut, Geologi Fisik, Sedimentologi dan Stratigrafi, dan Geologi Sejarah, hal – hal ini tentu disamping kegiatan memanjat, mabuk – mabukan, dan belajar mandiri filsafat juga turut berkontribusi dalam menghambat studi S-1 saya), hingga akhirnya setelah melalui perjuangan intelektual yang panjang saya memutuskan mengambil topik Tugas Akhir tentang pemodelan kekeringan di Benua Maritim Indonesia pada milenium terakhir. Untuk keperluan mengingat bahan – bahan yang telah saya pelajari baik dari buku, maupun dari jurnal ilmiah, saya menyusun catatan tentang topik – topik umum dalam paleoklimatologi. Akhirnya setelah membuang beberapa bagian yang terlalu teknis untuk dapat dipelajari oleh pemula, akhirnya catatan – catatan saya menjadi buku yang berada di tangan pembaca.

Penulisan buku *Paleoklimatologi Untuk Pemula* ini dimaksudkan untuk membantu mahasiswa S-1 sains kebumihan (geologi, geofisika, meteorologi, dan oseanografi) dalam mempelajari (atau lebih tepatnya mengenali) paleoklimatologi. Untuk mempermudah pemahaman teori yang diberikan, setiap materi yang dibahas dilengkapi dengan gambar dan ilustrasi terkait. Dengan terbitnya buku ini diharapkan mahasiswa sains kebumihan yang tertarik pada penelitian paleoklimatologi memiliki gambaran umum tentang ilmu yang merupakan salah satu yang termutakhir dalam kajian sains kebumihan. Buku ini hanya sekedar penuntun masuk ke dunia paleoklimatologi, sangat disarankan bagi rekan – rekan mahasiswa yang hendak mendalami salah satu topik tertentu untuk membaca studi lebih lanjut pada jurnal – jurnal ilmiah internasional. Selain untuk mahasiswa S-1, buku ini juga dapat dijadikan sumber inspirasi bagi peneliti sains kebumihan untuk melakukan penelitian paleoklimatologi.

Materi yang terkandung dalam buku ini merupakan rangkuman pembacaan saya dari beberapa buku referensi dan jurnal ilmiah seperti yang ditampilkan pada daftar bacaan. Sudah

cukup banyak buku berbahasa Inggris yang membahas tentang paleoklimatologi. Masing – masing buku tersebut mempunyai penekanan materi yang berbeda. Sebagai buku paleoklimatologi pertama yang terbit dalam bahasa Indonesia, buku ini lebih bersifat membahas sambil lalu (secara umum) tentang berbagai topik dalam paleoklimatologi tanpa penekanan pada topik yang spesifik.

Bab I dari buku ini adalah pendahuluan yang menjelaskan tentang definisi dan sejarah paleoklimatologi. Bab II membahas tentang *proxy* iklim endapan *loess* pada wilayah subtropis yang menggambarkan dinamika gletser pada zaman es terakhir. Bab III memperkenalkan pembaca tentang bagaimana cara paleoklimatolog menganalisis laju pertumbuhan stalaktit dan stalakmit pada goa dalam sistem karst aktif untuk mengetahui pola curah hujan masa lalu. Bab IV mengajak pembaca untuk mengenal kehidupan paleoseanografer yang bertugas mengidentifikasi sedimen dan mikrofosil laut di atas kapal penelitian yang canggih. Bab V membahas tentang pernak – pernik sedimen dasar laut yang diteliti oleh paleoseanografer. Bab VI membahas rekaman iklim masa lalu yang tercatat dalam lapisan es di kutub. Bab VII berisi tentang pengenalan metode analisis iklim dengan memanfaatkan rekaman pada cincin pohon. Bab VIII membahas tentang koral yang dikenal sebagai salah satu *proxy* iklim yang paling sensitif. Bab IX membahas tentang Siklus Milankovitch dan pengaruhnya terhadap perubahan iklim pada masa lalu. Bab X bercerita tentang berbagai catatan historis dampak perubahan iklim terhadap peradaban – peradaban pada masa lalu. Bab XI membahas tentang penggambaran kondisi iklim bumi pada masa lalu yang diperoleh menggunakan berbagai persamaan matematis yang nantinya diselesaikan secara numerik dengan model iklim numerik. Lampiran I membahas tentang perbandingan isotop oksigen yang memainkan peran vital dalam identifikasi variabilitas iklim pada hampir seluruh *proxy* yang dibahas dalam buku ini. Lampiran II berisi tentang proses fisis terjadinya *upwelling* yang dapat terekam pada beberapa *proxy* sedimen dasar laut. Lampiran III memuat dua buah gambar dinamika perubahan iklim sepanjang skala waktu geologi.

Studi yang saya kerjakan dalam penyusunan buku ini dapat terselesaikan berkat tunjangan finansial yang diberikan oleh Laboratorium Analisis Meteorologi ITB. Untuk itu, saya berterimakasih kepada Dr. Tri Wahyu Hadi, Dr. Nurjanna Joko Trilaksono, Dr. Rusmawan Suwarman, Edi R. Riawan, M.T., I Dewa Gede Agung Junnaedhi, M.Si., dan M. Ridho Syahputra, M.Si. Saya juga berterimakasih dan bahkan berhutang secara intelektual kepada Dr. Rubiyanto Kapid dan Wahyu Dwijo Santoso, M.T. dari Laboratorium Mikropaleontologi ITB; Taufik Rachman dari Program Studi Oseanografi ITB; dan Aristyo Rahardian Wijaya, S.Si. dari Program Studi Meteorologi ITB yang telah menemani saya dalam diskusi – diskusi hangat tentang berbagai topik dalam paleoklimatologi. Di saat saya bingung, mereka menjawab kebingungan saya dengan *sharing* intelektual yang mengagumkan. Terakhir, saya juga mengucapkan terimakasih pada Alfatehan Septianta (Presiden PSIK ITB) dan Rifqi Fathin (Ketua HMME ‘Atmosphaira’ ITB) yang telah memfasilitasi penerbitan buku ini.

Disadari bahwa isi buku ini masih jauh dari sempurna, untuk itu saya mengharapkan saran, kritik, dan koreksi yang akan digunakan sebagai masukan bagi penyempurnaan buku ini. Semoga

buku ini dapat bermanfaat bagi perkembangan pendidikan sains kebumian di Indonesia dan menunjukkan kecintaan saya pada paleoklimatologi, bahkan melebihi kecintaan saya pada keluarga dan pendamping hidup saya suatu saat nanti.

Ciumbuleuit, 7 Januari 2017

Sandy Hardian Susanto Herho

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR.....	v
DAFTAR ISI.....	viii
BAB I: Paleoklimatologi Selayang Pandang	1
BAB II: Jejak yang Terekam di Tanah	6
BAB III: Speleothem, Rangkaian Kisah dari Kesunyian Goa.....	8
BAB IV: Sepenggal Cerita dari Laut	14
BAB V: Sedimen Dasar Laut	18
BAB VI: Rekaman Inti Es.....	23
BAB VII: Pengamatan Iklim Melalui Cincin Pohon	30
BAB VIII: Korall Sebagai <i>Proxy</i> Iklim Paling Sensitif.....	35
BAB IX: Penyebab Terjadinya Perubahan Iklim.....	40
dan Zaman Es.....	40
BAB X: Dampak Perubahan Iklim Terhadap Peradaban Pada Masa Lalu.....	53
BAB XI: Mengenal Pemodelan Paleoklimat	70
Lampiran 1: Perbandingan Isotop Oksigen	74
Lampiran 2: Fenomena <i>Upwelling</i>	80
Lampiran 3: Perubahan Iklim Dalam Skala Waktu Geologi	96

BAB I: Paleoklimatologi Selayang Pandang

Jean-Pierre Perraudin mungkin bukanlah seorang ilmuwan, tetapi ia tentu menyadari bahwa gletser menghiasi pemandangan sehari – sehari di kampung halamannya. Ia pernah melihat bongkah – bongkah batu raksasa yang ganjil yang terhampar di ketinggian Val de Bagnes, saat ia hendak mendaki dan berburu melewati Pegunungan Alpen, Swiss dekat kediamannya. Bongkah – bongkah batuan granit tersebut nampak kontras dibandingkan sekelilingnya, sebaran bongkahan tersebut tidak nampak seperti apa yang umumnya ia jumpai di seluruh lembah Alpen lainnya. Perraudin mencatat, bahwa terdapat goresan panjang yang tersingkap pada batuan yang berderet di sepanjang lembah sempit tersebut. Pengalaman hidupnya di Pegunungan Alpen menyatakan, bahwa hanya satu hal yang dapat menyebabkan goresan panjang pada bongkahan tersebut, yaitu gletser. Pada puncak di bagian selatan lembahan tersebut, ia dapat melihat lapisan es dan jejak jejak yang ditinggalkan pada permukaan kemudian ia mampu membayangkan bahwa mungkin lapisan es tersebut yang membawa bongkahan raksasa granit tersebut ke bagian lembah yang lebih rendah. Perraudin kemudian menyimpulkan, bahwa pada suatu waktu di masa lampau lapisan es pasti pernah mengalami ekspansi sampai lembahan tersebut.

Gambar 1. *Erratic* di Val de Bagnes.

(sumber: National Snow and Ice Data Center, Glacier Photo Collection)

Kebanyakan ilmuwan pada masa itu berpikir, jika goresan dan perpindahan bongkahan raksasa di Val de Bagnes (dikenal juga sebagai *erratic*) diakibatkan oleh banjir bandang Nabi Nuh seperti yang diterangkan dalam Alkitab. Akan tetapi menurut Perraudin hal tersebut sama sekali tidak masuk akal, karena bongkahan granit raksasa tidak mungkin terapung dalam air. Akan tetapi, ketika ia menjelaskan tentang keberatannya ini pada naturalis Jean de Charpentier, ia ditanggapi secara dingin. Charpentier menuliskan bahwa, “Saya mendapati bahwa hipotesis yang diajukannya begitu luar biasa, bahkan berlebih – lebihan. Saya menganggap bahwa hipotesis yang ia ajukan tidak layak untuk diperiksa dan dipertimbangkan secara lebih lanjut.” (Imbrie dan Imbrie, 1979).

Meskipun tidak mendapatkan sambutan hangat dari komunitas ilmiah, Perraudin tetap mempertahankan argumennya, bahwa pada suatu masa gletser pastilah pernah mengalami ekspansi hingga mencapai Val de Bagnes. “Saya siap untuk membuktikan hal ini dengan membandingkannya melalui tanda – tanda yang ditemukan pada gletser di masa sekarang.”, tulisnya menantang (Imbrie dan Imbrie, 1979). Kemudian ia mendapatkan kesempatan membuktikan gagasannya pada Ignace Venetz yang akhirnya datang ke Val de Bagnes guna melakukan penelitian lapangan. Venetz kemudian mengakui bahwa teori ekspansi gletser Perraudin patut mendapatkan pengakuan, hingga akhirnya dijadikan sebagai bukti zaman es yang dikemukakan oleh seorang ilmuwan berpengaruh, Louis Agassiz.

Gambar 2. Sketsa Agassiz tentang *Erratic* di Val de Bagnes guna mendukung teori zaman es.

(sumber: sketsa diadaptasi dari sketsa Agassiz sendiri dalam **Etudes sur les Glaciers**)

Agassiz kemudian mengembangkan teori yang ia namakan sebagai zaman es, suatu masa di mana lapisan es raksasa terhampar dari Kutub Utara hingga menutupi seluruh Eropa dan sebagian besar Amerika Utara. Ia mempresentasikan gagasan ini pada tanggal 24 Juli 1837 dalam suatu pertemuan Perhimpunan Ilmu Pengetahuan Swiss yang diselenggarakan di Neuchatel, teorinya membangkitkan kemurkaan dari komunitas ilmiah yang telah memiliki pandangan yang mapan. Namun, Agassiz tetap tidak bergeming. Dengan antusias ia menunjukkan beragam bukti terjadinya peristiwa glasiasi tersebut pada berbagai ilmuwan terkemuka. Meskipun pada awalnya tidak ditanggapi, semangat dan pembuktian tentang zaman es yang dilakukan oleh Agassiz akhirnya diterima secara luas oleh komunitas ilmiah pada dekade 1870 –an.

Meskipun para ilmuwan telah menerima bahwa *erratic* merupakan salah satu bukti terjadinya zaman es, akan tetapi realisasi teori ini kemudian memunculkan beragam pertanyaan. Apa yang menyebabkan terjadinya zaman es? Mengapa zaman es berakhir? Melalui penemuan fosil – fosil tumbuhan yang biasa ditemukan pada lingkungan pengendapan hutan yang ditemukan diapit pada lapisan pengendapan es, kemudian mendorong pertanyaan – pertanyaan yang diajukan oleh komunitas ilmiah menjadi lebih rumit. Dapatkah terjadi zaman es kembali? Mungkinkah terjadi perubahan iklim lagi di masa mendatang? (untuk penjeasan lebih lanjut tentang zaman es lihat **BAB IX**).

Gambar 3. Citra satelit fosil sungai di Gurun Sahara yang sekarang telah terkubur dalam pasir. Hal ini menunjukkan, jika pada suatu masa Sahara memiliki iklim yang lebih basah ketimbang saat ini.

(sumber: NASA/JPL Imaging Radar Team)

Ironisnya, teori yang pertamakali digunakan untuk menjelaskan terjadinya zaman es, di kemudian hari digunakan untuk menjelaskan suatu perubahan iklim yang juga kontroversial, pemanasan global. Pada tahun 1895, kimiawan Svante Arrhenius mengusulkan bahwa penurunan temperatur global pada zaman es disebabkan oleh penurunan konsentrasi gas karbondioksida di atmosfer. Ia juga menambahkan, bahwa emisi gas karbondioksida yang berasal dari kegiatan industri dapat meningkatkan temperatur bumi pada abad – abad mendatang.

Teori Arrhenius tersebut tidak mendapatkan tanggapan positif dari komunitas ilmiah pada masanya, hingga pada dekade 1960 –an ketika bukti pengaruh antropogenik pada iklim semakin jelas. Sekali lagi, isu perubahan iklim menjadi kontroversial. Pemanasan global merupakan isu yang sedang hangat diperdebatkan hingga saat ini. Pertanyaan – pertanyaan dari abad ke – 19 mendapatkan urgensinya kembali. Benarkah perubahan iklim merupakan ancaman bagi umat manusia? Benarkah perbuatan kita dapat meningkatkan ancaman tersebut?

Pertanyaan – pertanyaan ini mendorong para ilmuwan untuk mengeksplorasi jejak – jejak perubahan iklim pada masa lalu. Pencarian tersebut kemudian menghasilkan suatu disiplin ilmu

baru, yaitu paleoklimatologi, yang merupakan studi terhadap iklim masa lampau. Dengan mempelajari penyebab yang memicu perubahan iklim pada masa lalu, paleoklimatolog berharap dapat mempelajari penyebab antropogenik dan alami yang mungkin dapat mengubah iklim kita di masa mendatang.

Paleoklimatolog rata – rata mempelajari iklim melalui ‘bantuan’ fosil dan artefak yang membantu mereka dalam merekonstruksikan sejarah iklim. Akan tetapi, tanpa adanya termometer, bagaimana mereka dapat mengetahui berapa nilai temperatur ketika zaman es mulai berakhir? Paleoklimatolog memanfaatkan bukti – bukti yang terekam di bumi guna merekonstruksikan temperatur pada masa tersebut dengan cara kerja yang sama seperti arkeolog yang merekonstruksi kebudayaan masa lampau melalui artefak atau detektif yang merekonstruksi tempat kejadian perkara (TKP) via bukti – bukti yang ditemukan.

Iklim meninggalkan jejak – jejaknya di bumi dalam struktur fisik dan kimiawi yang terekam di hidrosfer, biosfer dan litosfer. Beberapa dari ‘artefak – artefak’ ini diklasifikasikan sebagai *proxy* iklim yang mampu mengungkapkan pola iklim yang terjadi di seluruh bumi, sedangkan beberapa *proxy* lainnya mampu mengungkapkan perubahan iklim musiman di wilayah tertentu. Dengan membaca tanda – tanda iklim yang terekam di bumi, paleoklimatolog mampu merekonstruksikan sejarah iklim hingga jutaan tahun silam. Ketika dikombinasikan dengan data pengamatan iklim kontemporer melalui model numerik iklim, data paleoklimatologi dapat membantu para klimatolog untuk memprediksikan iklim masa depan.

BAB II: Jejak yang Terekam di Tanah

Bagian pertama rekaman perubahan iklim yang akan kita pelajari berasal dari tanah itu sendiri, melalui bongkahan batuan yang tersebar di sepanjang belahan bumi utara, meskipun didapati pula tanda – tanda lainnya. Tanah kuning homogen yang berbutir halus menutupi sepanjang lebih dari 1 juta mil persegi di Eropa, Asia dan Amerika Utara. Ketebalan tanah ini dapat mencapai lebih dari 3 meter di suatu tempat dan tidak terdapat sama sekali ditempat lainnya. Geolog mengetahui bahwa tanah yang dikenal dengan istilah *loess* ini terbentuk dari batuan yang tergerus akibat pengaruh berat dan gerakan gletser di atasnya. Ketika lapisan es di atasnya mencair, air membawa debu yang berasal dari gerusan gletser tersebut ke sungai di sepanjang tepian gletser ketika ketinggian air (*water level*) menurun, debu tersebut terbawa angin menyebar ke seluruh dataran hingga meninggalkan jejak lapisan tanah halus homogen yang merata.

Gambar 4. Endapan *loess* yang terdiri dari debu yang tertiuip angin akibat proses penggerusan tanah oleh lapisan es di Belahan Bumi Utara pada masa lalu. Singkapan loess ini terletak di dekat Palouse, Washington, Amerika Serikat.

(sumber: Donald P. Schwert, North Dakota State University)

Melalui pemetaan *loess* dan jejak endapan *debrite* yang ditinggalkan oleh gletser, paleoklimatolog dapat memperkirakan bahwa lapisan es raksasa pernah membentang menutupi mulai dari Great Lake di Amerika Utara, melewati Kepulauan Inggris, hingga mencapai Skandinavia. Lapisan es ini begitu tebal, jauh lebih besar ketimbang gletser yang saat ini menutupi puncak – puncak Pegunungan Alpen. Pada waktu yang bersamaan, paleoklimatolog juga menemukan endapan yang mirip yang pada lapisan yang berumur lebih tua, hal ini menunjukkan bahwa iklim di belahan bumi utara bukan hanya berubah sekali, melainkan minimal tiga sampai empat kali.

Gambar 5. Lapisan es yang menutupi sebagian besar Amerika Utara, Eropa Utara, dan Siberia pada zaman es terakhir.

(sumber: peta diadaptasi dari Ray dan Adams, 2001)

Kisah peristiwa glasiasi dan perubahan iklim mungkin telah terukir pada bongkahan batu dan dipoles oleh lapisan tanah, layaknya lukisan pasir raksasa tetapi kemudian alam menawarkan kembali ‘buku’ ini kepada kita untuk dipelajari. Melalui proses erosi dan pelapukan selama ribuan, bahkan jutaan tahun, membuat beberapa bagian dari ‘buku’ ini harus direvisi atau bahkan tidak terbaca sama sekali. Pada rekaman batuan dan tanah yang terkubur di permukaan bumi inilah para paleoklimatolog mengawali penyelidikannya dalam menyusun sejarah iklim bumi

BAB III: Speleothem, Rangkaian Kisah dari Kesunyian Goa

Sebuah goa vertikal yang dalam terletak di bawah Padang Gurun New Mexico, Amerika Serikat. Goa ini dikelilingi stalaktit runcing serupa jarum es yang menggantung di langit – langitnya dan stalagmit membundar yang tumbuh di lantainya dalam berbagai macam bentuk. Salah satu bilik (*chamber*) alami vertikal terbesar di dunia yang dilengkapi segala macam ornamen goa yang rumit dan begitu indah, Carlsbad Cavern terletak pada formasi batuan ini. Terlepas dari aneka keindahan yang dilekatkan padanya, Carlsbad Cavern dan lebih dari 100 goa yang terletak di sana menyimpan rekaman hujan di Amerika Serikat Barat Daya.

Gambar 6. Formasi Batugamping yang spektakuler di Carlsbad Cavern yang menyimpan rekaman temperatur dan curah hujan masa lalu.

(sumber: National Park Service Photo oleh Peter Jones)

Berbeda dengan rekaman yang berada pada permukaan, rekaman di dalam goa relatif terlindungi dari pelapukan dan proses erosional lainnya yang kerap menodai catatan iklim berbasis

permukaan. Air yang mengalir ke bawah permukaan tanah membawa serta mineral – mineral, umumnya kalsium karbonat. Ketika air yang kaya kalsium karbonat itu mengalir ke dalam goa, maka aliran tersebut akan meninggalkan deposit mineral padat yang prosesnya mirip dengan pembentukan bintik – bintik putih pada keran air di rumah kita. Endapan mineral ini kemudian terakumulasi membentuk stalaktit di bagian langit – langit goa dan stalagmit pada lantai goa di mana aliran air tersebut menetes. Tetesan tersebut juga dapat terendapkan dalam lembaran pipih yang dikenal sebagai *flowstone*.

Gambar 7. Mineral terlarut dalam aliran bawah permukaan ini dapat mengalami kristalisasi pada lorong goa yang terekspos ke permukaan. Endapan mineral ini membentuk stalaktit; stalagmit dan bermacam bentuk – bentuk lainnya yang umumnya dikenal sebagai speleothem. Stalaktit berbentuk sedotan merupakan tabung halus kalsium karbonat (batugamping).

Para geolog menamakan berbagai macam bentuk endapan mineral dengan istilah speleothem. Sementara air bawah permukaan mengalir, speleothem terus bertumbuh. Laju pertumbuhan speleothem merupakan indikator seberapa banyak jumlah aliran air yang menetes ke dalam goa. Pertumbuhan yang kecil mungkin menunjukkan peristiwa kekeringan, sementara laju pertumbuhan yang cepat dapat menunjukkan kelimpahan curah hujan. Ketika suatu speleothem berhenti bertumbuh, maka bagian luarnya akan kotor dan terkikis, sehingga memberikan

penampakan yang kusam. Sebuah speleothem yang masih bertumbuh senantiasa nampak halus dan basah.

Paleoklimatolog kemudian melakukan pentarikan (*dating*) lapisan – lapisan dalam speleothem dengan mengukur seberapa banyak uranium telah meluruh. Uranium yang berasal dari batuan dasar (*bedrock*) di sekitarnya merembes ke dalam air dan membentuk karbonat yang menjadi bagian dari setiap lapisan speleothem yang terbentuk. Uranium meluruh menjadi thorium yang menempel pada lempung di batuan dasar, alih – alih merembes ke aliran air tanah yang membentuk speleothem. Sebagai hasilnya, lapisan baru hasil pertumbuhan speleothem umumnya bebas dari kandungan thorium.

Gambar 8. Aliran bawah permukaan yang membentuk stalaktit, stalakmit, dan *flowstone* secara bersamaan (kiri). Ketika sistem aliran goa mengering, maka pertumbuhan speleothem pun berhenti (kanan).

(sumber: Mouser Williams)

Seiring dengan waktu, uranium dapat meluruh menjadi thorium, sehingga paleoklimatolog dapat mengetahui berapa umur suatu lapisan speleothem dengan mengukur rasio uranium dan thorium. Setelah dilakukan pentarikan lapisan – lapisan speleothem, paleoklimatolog dapat menaksir secara kasar seberapa jauh perubahan ketinggian air tanah sepanjang periode hidup

speleothem tersebut. Karena pertumbuhan speleothem dipengaruhi oleh kondisi geografi, kondisi kimia air tanah dan berbagai faktor lainnya, rekaman speleothem dari sebuah goa tidak dapat digunakan sebagai rekaman perubahan iklim. Para paleoklimatolog harus menemukan pola pertumbuhan speleothem yang mirip dari berbagai macam goa pada wilayah yang luas guna menyimpulkan sinyal perubahan iklim.

Paleoklimatolog kemudian berusaha untuk menggali informasi iklim yang lebih banyak dari speleothem. Speleothem ternyata dapat menghadirkan informasi iklim yang lebih melalui perbandingan isotop oksigen. Dalam studi paleoklimatologi, terdapat dua jenis oksigen dalam air, yaitu oksigen berat dan oksigen ringan (lebih lanjut lihat di **Lampiran 1**). Perbandingan kedua jenis oksigen dalam air ini bervariasi, bergantung pada temperatur udara; jumlah total lapisan es di bumi dan jumlah presipitasi lokal yang keseluruhannya merupakan variabel – variabel penting dalam merekonstruksi sejarah iklim. Melalui perbandingan oksigen yang terekam pada batugamping di dalam goa, paleoklimatolog dapat memperoleh petunjuk untuk mempelajari iklim pada saat pembentukan batuan tersebut.

Gambar 9. Paleoklimatolog menganalisis laju pertumbuhan stalaktit dan stalakmit untuk mengetahui pola curah hujan masa lalu. Grafik ini menunjukkan ketebalan cincin pertumbuhan speleothem tahunan sepanjang 450 tahun terakhir yang diambil dari stalakmit di Carlsbad Cavern. Garis cincin pertumbuhan yang tebal mengindikasikan iklim yang relatif basah, sedangkan garis cincin pertumbuhan yang tipis menunjukkan iklim yang relatif kering.

(sumber: Polyak dan Asmerom 2001, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program)

Akhir – akhir ini paleoklimatolog sudah memulai menggunakan perbandingan isotop oksigen untuk mengetahui perubahan jumlah curah hujan (hujan lebat menghasilkan lebih banyak

oksigen ringan) dan juga perubahan wilayah sumber hujan (berasal dari daratan atau lautan). Sebagai contoh, di wilayah Brazil Tenggara hujan musim dingin berasal dari wilayah sekitar Samudera Atlantik, tetapi hujan musim panas berasal dari Cekungan Amazon. Kedua sumber air hujan ini memiliki perbandingan isotop oksigen yang berbeda. Dengan melakukan pemeriksaan perbandingan isotop oksigen yang terekam pada sedimen, paleoklimatolog dapat menaksir perubahan musiman dan pola hujan pada masa lampau. Dan karena goa terdapat di berbagai tempat di bumi, rekaman speleothem memegang peranan sebagai rekaman iklim di darat yang paling potensial.

Berbagai morfologi (*feature*) darat lainnya juga dapat membantu paleoklimatolog dalam merkonstruksi iklim masa lalu. Melalui struktur sedimen jejak air (*water mark*) misalnya, kita dapat merekonstruksikan garis pantai pada danau purba yang saat ini sudah tidak ada lagi. Rekaman perubahan garis pantai juga memberikan kita informasi soal kenaikan dan penurunan permukaan laut seturut dengan dinamika es global. Endapan pasir juga dapat memberikan kita informasi mengenai ke arah mana angin permukaan bertiup di padang gurun purba. Fosil – fosil dari berbagai macam tumbuhan dan hewan darat (bahkan mikrofosil darat sekalipun, seperti polen) juga dapat memberikan kita informasi mengenai iklim saat mereka hidup.

Gambar 10. Morfologi permukaan bumi resin dapat menunjukkan permukaan bumi pada masa lampau. Pasca zaman es terakhir, Danau Es Missoula meninggalkan jejak rekaman garis pantai (kiri) pada lereng – lereng bukit di Montana Barat, Amerika Serikat. Lapisan – lapisan sedimen yang tersingkap karena proses erosi juga dapat digunakan sebagai petunjuk tentang keadaan Danau Es Missoula pada masa lalu (kanan). Paleoklimatolog telah meneliti morfologi ini guna menyingkap iklim di masa lalu.

(sumber: Steven I. Dutch, University of Wisconsin-Green Bay)

Sebagian besar *proxy* paleoklimatologi di darat yang niscaya bermanfaat untuk merekonstruksi iklim telah lenyap atau sulit dipelajari karena pelapukan. Untuk memperoleh gambaran sejarah iklim yang utuh, paleoklimatolog membutuhkan catatan – catatan yang konsisten. Maka dari itu, mereka kemudian beralih ke laut.

BAB IV: Sepenggal Cerita dari Laut

Dibalut topi lapangan dan sepatu bersol baja yang kukuh, Jerry McManus seorang paleosenografer melangkah menuju dek Kapal JOIDES Resolution menatap belitan rantai baja yang menopang peralatan pengeboran kapal di bawah langit yang bertabur bintang. Di sini, di tengah – tengah lautan, lampu – lampu kota tidak sanggup meredupkan kecemerlangan langit malam, suatu pemandangan yang sangat spektakuler. McManus merupakan seorang ilmuwan dari Woods Hole Oceanographic Institutions, baru saja menyelesaikan 12 jam tugasnya di salah satu dari enam laboratorium, di mana ia telah menganalisis sampel dari dasar laut guna mengumpulkan potongan – potongan bukti berkenaan dengan iklim masa lalu.

Gambar 11. Kapal JOIDES Resolution merupakan kapal riset yang mampu mengambil sampel sedimen hingga kedalaman 2.100 m di dasar lantai samudera pada kedalaman laut di atas 8.000 m.

(sumber: JOI Alliance/IODP)

Kehidupan di kapal itu tidak pernah tenang, bahkan di keheningan malam saat itu. Dua belas buah mesin kapal bertenaga 750 hp meraung – raung, berjuang keras melawan arus laut menjaga posisi kapal, sementara awak pengeboran menarik penampang bor yang penuh dengan lumpur dari dasar laut. Sementara itu, laboratorium – laboratorium yang senantiasa beroperasi

selama 24 jam tetap hiruk pikuk dengan pergantian *shift* kerja malam. Dan awak kapal lainnya juga tetap berlalu lalang di sepanjang kapal untuk membantu kegiatan tim pengeboran ataupun tim ilmuwan. McManus berhenti untuk mengamati kondisi permukaan laut guna melihat tanda – tanda kehadiran paus atau kehidupan laut lainnya. Di suatu malam ia pernah menyaksikan ikan pari melompat, sayangnya malam itu ia tidak beruntung. Ia kembali ke kamarnya yang berada di dek haluan. Kamar itu terdiri atas dua set tempat tidur yang cukup untuk empat orang, ia berbagi tempat tidur dengan rekannya, akan tetapi ia jarang melihat rekan sekamarnya. Mungkin saat itu rekannya sedang bekerja pada *shift* yang berbeda. Begitulah kehidupan di perjalanan singkat kapal penelitian dalam upaya untuk menyingkap tabir iklim masa lalu dari kedalaman laut.

Gambar 12. Selama beribu – ribu, bahkan berjuta – juta tahun lantai samudera tertutup oleh lapisan sedimen yang tebal. Tumbuhan dan hewan yang hidup di atasnya secara kontinyu akan mati dan meninggalkan jasad renik pada lapisan sedimen bersama dengan debu, abu vulkanik, dan material anorganik lainnya. Paleoklimatolog memanfaatkan akumulasi material ini guna membangun deret waktu iklim di masa lalu.

(sumber: Woods Hole Ocean and Climate Change Institute)

Tahun demi tahun berlalu, melalui hujan yang kontinyu, berbagai macam partikel mikroskopis; tumbuhan dan rangka hewan mengendap di dasar laut. Sebagaimana tumpukan sedimen yang baru terendapkan di atas tumpukan sedimen yang lama, lapisan – lapisan sedimen tersebut membentuk garis waktu vertikal yang memanjang hingga jutaan tahun ke belakang.

McManus dan rekan – rekannya di JOIDES Resolution mengebor inti sedimen tersebut untuk membaca apa yang terjadi di sepanjang garis waktu sedimen bawah laut itu. Kapal penelitian sepanjang 470 kaki ini dilengkapi peralatan khusus untuk inti sedimen dari dasar laut. Kebanyakan peralatan dan desain kapal ini diadaptasi dari peralatan industri migas yang digunakan dalam kegiatan pengeboran lepas pantai. Sebagai hasilnya, JOIDES Resolution menyerupai rig minyak dengan memiliki menara pengeboran baja dan *crane* pada bagian atas dek –nya.

Pada bagian tengah kapal, bagian pipa yang panjang menjulur ke dasar laut, di mana bor dipasang di bagian luar pipa. Sebuah piston solid di dalam pipa bergerak naik seiring dengan pipa masuk ke dasar laut, maka kemudian pipa oleh sedimen selama tenggelam. Tujuan hal ini adalah guna menarik kolom sedimen tanpa mengganggu keberurutan waktunya. Mengaduk – aduk sedimen akan menghancurkan keberurutan lapisan waktu yang terawetkan pada kolom sedimen. Pipa kemudian menarik ke atas segmen sedimen dasar laut sepanjang 10 meter. Sebuah kerucut dengan perangkat pemindai di letakkan di atas lubang bor, sehingga pipa dapat diturunkan ke lokasi yang sama untuk mengambil 10 meter sedimen berikutnya. Proses ini diteruskan hingga mata bor menyentuh batuan padat di dasar laut.

Gambar 13. Pelayaran penelitian yang dilakukan oleh HMS Challenger merupakan perintis ekspedisi kapal untuk penelitian laut sesudahnya. Banyak penemuan yang dipublikasikan oleh ekspedisi ini, salah satunya adalah penemuan fosil dalam sedimen dasar laut yang dikemudian hari dimanfaatkan oleh paleoklimatolog untuk merekonstruksikan iklim masa lalu.

(sumber: NOAA Photo Library)

JOIDES Resolution mungkin merupakan kapal pengeboran laut ilmiah yang paling canggih. Konsorsium internasional dari peneliti laut dunia, International Ocean Drilling Programs membiayai operasional kapal ini. Ide penelitian ilmiah dengan menggunakan kapal sebetulnya bisa kita telusuri hingga tahun 1870 –an. Pada tanggal 20 Desember 1872, sebuah kapal kayu persegi bertiang tiga berlayar, HMS Challenger berlayar dari Portsmouth, Inggris untuk mengawali penjelajahan selama tiga setengah tahun mengelilingi bumi. Awak kapal dan tim ilmuwan yang terdiri dari fisikawan, kimiawan dan biolog mencatat kedalaman laut di banyak tempat; mengumpulkan berbagai jenis sampel tumbuhan, hewan dan air laut; dan mencatat temperatur laut di berbagai kedalaman. Mereka kemudian mempublikasikan 50 volume laporan, di mana masing – masing volume laporan berisi 29.500 halaman. Penjelajahan HMS Challenger meletakkan dasar bagi perkembangan oseanografi modern.

Para ilmuwan yang terlibat dalam Ekspedisi Challenger kemudian mengumpulkan sampel yang dikeruk dari dasar laut. Mereka menemukan bahwa dasar laut ternyata tertutup oleh sedimen yang mengandung jasad – jasad hewan laut. Jasad – jasad yang ditemukan pada wilayah yang hangat, berbeda dengan jasad – jasad yang ditemukan pada wilayah dingin. Hal tersebut kemudian memancing para paleoklimatolog untuk fosil – fosil dari dasar laut untuk menaksir seberapa dingin lautan pada masa lalu. Para ilmuwan kemudian segera merancang pipa yang dapat digunakan untuk membawa kolom sedimen dari dasar laut ke permukaan.

Rekaman – rekaman yang didapatkan dari dasar laut ini berguna untuk menambah wawasan kita untuk merekonstruksi iklim bumi di masa lalu. Setiap lapisan pada inti sedimen tersebut mengandung fosil – fosil hewan dan tumbuhan laut, serta butir partikel dan mineral yang dapat memberikan informasi tentang pola angin dan arus. Seperti juga fosil – fosil yang terdapat di darat, fosil – fosil dari laut dalam ini dapat memberikan kita informasi iklim selama mereka hidup. Inti sedimen hasil pemboran laut dalam tersebut secara hati – hati dilabeli mana bagian atas dan bawahnya, untuk kemudian dibagi menjadi beberapa bagian kecil untuk dilakukan analisis.

BAB V: Sedimen Dasar Laut

Fosil – fosil yang paling berharga dalam penyelidikan iklim masa lalu yang terdapat pada inti sedimen laut berasal dari hewan kecil yang bercangkang kalsium karbonat, dikenal sebagai foraminifera. Salah satu spesies foraminifera hidup di perairan es Arktik dekat Islandia dan di perairan sekitar Antartika. Ketika para paleoklimatolog menemukan sejumlah besar fosil foraminifera dari spesies yang hidup di kutub dalam inti – inti sedimen yang mereka kumpulkan di lepas pantai Inggris, mereka menyadari jika perairan tersebut pada suatu waktu di masa lampau pernah sedingin perairan di kutub. Melalui penemuan fosil – fosil dari spesies foraminifera yang sama di berbagai perairan di seluruh bumi berumur sama, kemudian paleoklimatolog kemudian mampu merekonstruksikan periode dingin yang dulu pernah terjadi di bumi.

Gambar 14. Mikrofosil foraminifera yang ditemukan dalam inti sedimen laut merupakan salah satu sarana bagi paleoklimatolog untuk melakukan pentarikan inti sedimen. Selain itu, mikrofosil ini juga dapat dipergunakan untuk mengetahui informasi temperatur dan kondisi kimiawi laut, serta angin permukaan pada masa hidupnya.

(sumber: Eric Condilffe, University of Leeds Electron Optics Image Laboratory)

Mikrofosil sendiri dapat mencatat banyak hal yang berhubungan dengan kondisi fisik dan kimiawi lautan. Cangkang kalsium karbonat pada foraminifera dan *coccolith* (nanoplankton), serta cangkang silika pada radiolaria (hewan laut) dan diatom (tumbuhan kecil laut) seluruhnya mengandung oksigen. Seperti juga pada oksigen pada air tawar, oksigen pada air laut juga mengandung dua isotop yang berbeda, yaitu isotop berat dan ringan (lebih lanjut lihat di **Lampiran 1**). Melalui perbandingan isotop oksigen yang berbeda pada mikrofosil tersebut, paleoklimatolog dapat menyingkap seberapa dingin lautan waktu itu dan seberapa luas lapisan es global pada masa hidup mikrofosil tersebut. Secara umum dapat dikatakan, ketika cangkang mikrofosil tersebut mengandung lebih banyak isotop oksigen yang berat, maka perairan semasa hidupnya dingin dan lapisan es lebih banyak menutupi permukaan bumi.

Gambar 15. Sikuen penampang melintang inti sedimen dasar laut yang diambil dari Laut Mediterania. Lapisan – lapisan sedimen ini dapat tersusun dari abu vulkanik, debu, sedimen dari sungai, cangkang hewan dan tumbuhan, lumpur dasar laut, endapan kalsium karbonat, dan/ atau kristal garam hasil evaporasi air laut.

(sumber: Integrated Ocean Drilling Program)

Mikrofosil ini juga dapat memberikan informasi kepada paleoklimatolog tentang pola angin dan arus laut. Tumbuhan dan hewan laut memanfaatkan nutrisi dari permukaan laut ketika masa hidupnya. Ketika mati, mereka membawa serta nutrisi tersebut terkubur di dasar laut. Pada

beberapa wilayah lautan, arus laut menyapu nutrisi di bawah lapisan permukaan dan membawanya ke permukaan hingga menghadirkan populasi makhluk hidup yang cukup besar. Peristiwa ini dikenal dengan istilah *upwelling* (untuk mengetahui proses fisis fenomena ini lihat **Lampiran 2**). Populasi makhluk hidup di permukaan perairan *upwelling* senantiasa ramai hingga nutrisi yang kemudian habis dan jasad – jasad renik mati dan terkubur ke dasar laut menjadi mikrofosil. Lapisan inti sedimen laut yang mengandung banyak mikrofosil, terutama diatom dan *coccolith* jenis tertentu dianggap sebagai penanda fenomena *upwelling*. Karena arus yang mengakibatkan terjadinya *upwelling* juga dipengaruhi oleh angin, lapisan sedimen mikrofosil ini juga dapat memberikan informasi pada paleoklimatolog soal pola angin dan cuaca waktu itu.

Partikel debu yang terdapat pada inti sedimen laut juga dapat menceritakan tentang iklim masa lalu. Di kondisi bumi hari ini, gundukan – gundukan debu Sahara setiap hari menyeberangi Samudera Atlantik menuju Benua Amerika. Debu juga menyebar ke Samudera Pasifik dari padang pasir yang luas di pedalaman Asia. Ketika menemukan partikel debu pada inti sedimen laut, paleoklimatolog dapat melakukan analisis kimia dan menentukan dari mana debu tersebut berasal. Dengan memetakan distribusi debu global, paleoklimatolog dapat menaksir pola angin global pada waktu itu. Paleoklimatolog juga dapat mengetahui peristiwa kekeringan melalui partikel debu yang terendapkan pada inti sedimen laut.

Gambar 16. Angin dapat mengangkut debu kontinental sejauh ratusan mil dari sumber ke lautan lepas. Debu kontinental dalam inti sedimen dasar laut dapat mengindikasikan arah angin pasat dan kondisi iklim di daratan yang jauh.

(sumber: Jeff Schmaltz, MODIS Land Rapid Response Team, NASA)

Partikel – partikel debu kontinental dapat tersapu menuju laut melalui angin maupun sungai. Lokasi debu pada lantai samudera, sebagaimana kandungan mineral pada debu dapat memberikan petunjuk kepada paleoklimatolog dalam menentukan darimana debu tersebut berasal dan bagaimana debu tersebut dapat terbawa hingga ke dasar laut. Sebagai contoh, debu yang terendapkan di tengah Samudera Pasifik, kemungkinan besar terbawa oleh angin daripada melalui aliran sungai.

Sedimen laut juga mengandung partikel – partikel mineral kontinental yang dapat bercerita tentang pola arus laut. Melalui distribusi butir mineral tersebut dapat diketahui arah arus dan kekuatan arus yang membawanya. Arus laut juga membawa gunung es dari kutub menuju ekuator, hingga akhirnya meleleh di perjalanan. Batuan dan tanah yang terbawa oleh gunung es tersebut kemudian tenggelam ke dasar laut dan dapat ditemukan pada sedimen bawah laut. Melalui temuan ini dapat disimpulkan tentang arah arus laut dan secara tidak langsung dapat diketahui pada lokasi mana di lautan yang temperatur perairannya cukup untuk melelehkan es.

Inti sedimen dasar laut sangatlah berharga dalam upaya para paleoklimatolog untuk meronstruksi perubahan iklim. Melalui ini kita disajikan data iklim hingga jutaan tahun yang lalu. Pada proyek ilmiah Climate: Long-Range Investigation, Mapping and Prediction (CLIMAP) pada dekade 1970 –an, rekaman inti sedimen dasar laut –lah yang memungkinkan para paleoklimatolog merekonstruksi sejarah iklim bumi hingga zaman es terakhir pada 20.000 tahun silam.

Gambar 17. Proyek CLIMAP mengembangkan peta temperatur permukaan laut global pada puncak zaman es terakhir berdasarkan data inti sedimen dasar laut dan danau. Peta ini menunjukkan perbedaan antara temperatur permukaan laut tempo tersebut dengan resen (merah menunjukkan temperatur yang lebih panas, biru menunjukkan temperatur yang lebih dingin). Salah satu hal yang menarik adalah perairan Atlantik Utara yang lebih dingin ketimbang saat ini. Hal ini menyebabkan pergeseran arus secara global.

(sumber: Robert Simmon, berdasarkan arsip CLIMAP 18K, NOAA National Geophysical Data Center)

Meskipun sedimen dasar laut memberikan informasi yang sangat berharga bagi para paleoklimatolog, sedimen ini tidak memberikan gambaran detail perubahan iklim dari tahun ke tahun. Untuk itu, para paleoklimatolog kemudian berpaling pada informasi iklim yang terawetkan pada lapisan es di Greenland dan Antartika. Bab berikutnya dalam buku ini akan menjelaskan bagaimana para paleoklimatolog menggunakan rekaman inti es untuk memahami variasi tahunan iklim global pada masa lalu.

BAB VI: Rekaman Inti Es

Richard Alley mungkin merasa iri dengan paleoseanografer Jerry McManus yang dapat bekerja di laboratorium kapalnya yang hangat (lihat **BAB IV**). Sementara ia sebagai salah satu peneliti dalam Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2) harus menyamankan diri bekerja dalam kondisi meringkuk di laboratoriumnya yang sempit di Greenland dengan temperatur udara luar minus dua puluh derajat fahrenheit. Ia menceritakan pengalamannya ini dalam bukunya yang berjudul **The Two-Mile Time Machine** (2000). Parit sepanjang 20 kaki menjadi tempat bekerja sementara Alley dan rekan – rekannya selama enam minggu sepanjang musim panas tahun 1989 sampai 1993. Di laboratorium darurat inilah, mereka melabeli, menyusun dan menganalisis kolom – kolom inti es hasil pengeboran guna mengekstraksi informasi iklim masa lampau dan kemudian mengemasnya dalam pengiriman menuju National Ice Core Laboratory di Denver, Colorado untuk disimpan dan dilakukan analisis lebih lanjut. Di dekat laboratorium darurat itu, dibangun bor khusus yang mampu mengebor 24 jam per hari di bawah matahari Kutub Utara yang senantiasa bersinar pada musim panas. Bor ini pada dasarnya berupa pipa runcing panjang yang berputar dan gulungan kabel yang longgar, pada saat bor ini berhenti menarik keluar inti es, maka Alley dan rekan – rekannya bersiap untuk mengambil inti es ini untuk dilakukan analisis lapangan di laboratorium darurat tersebut.

Gambar 18. Lapisan es memuat informasi iklim sepanjang ratusan hingga ribuan tahun terakhir. Paleoklimatolog mengekstraksi data iklim ini dengan melakukan pengeboran untuk mengambil inti sampel es. Foto ini menunjukkan kegiatan pengambilan sampel inti es di Greenland pada musim panas 2005.

(sumber: Reto Stöckli, NASA GSFC)

Setiap saat salju senantiasa jatuh di lapisan es di Greenland dan Antartika. Masing – masing lapisan salju tersebut berbeda satu sama lain, baik dalam hal tekstur maupun susunan kimianya, misalnya salju yang turun pada musim panas tentu berbeda dengan salju pada musim dingin. Matahari menyinari wilayah kutub selama 24 jam setiap hari sepanjang musim panas, dan hal ini akan mengubah tekstur lapisan es teratas. Kemudian pada musim dingin, akan lebih banyak salju yang turun, sehingga akan membentuk lapisan es baru yang lebih tebal. Masing – masing lapisan inti es hasil pengeboran tersebut, seolah memberikan harta karun informasi iklim berharga bagi para paleoklimatolog. Sebagaimana yang telah kita lihat pada inti sedimen laut, inti es juga menyediakan paleoklimatolog suatu garis waktu vertikal yang menceritakan tentang iklim masa lalu yang tersimpan melalui lapisan – lapisan es di kutub.

Gambar 19. Inti Es Hasil Pengeboran GISP2.

(sumber: U.S. National Ice Core Laboratory)

Guna melihat lapisan – lapisan es ini, tim paleoklimatolog menggali dua buah sumur pengeboran yang dipisahkan oleh dinding es yang sempit. Satu sumur dibiarkan tertutup, sementara yang lainnya dibiarkan terekspos oleh sinar matahari. Dengan menetapkan sumur yang tertutup sebagai variabel terikat, para paleoklimatolog dapat mempelajari pengaruh sinar matahari pada lapisan tahunan es sebagaimana yang nampak pada sumur yang dibiarkan terbuka. “Saya pernah berdiri di dekat sumur pengeboran ini bersama bermacam jenis orang –operator pengeboran, wartawan, dll–, dan sejauh ini setiap pengunjung selalu terkesan. Keindahan lapisan es berwarna biru yang mengingatkan kita pada kedalaman biru laut, begitu mencengangkan. Hal lain yang biasanya juga diingat oleh mereka adalah keteraturan lapisan yang mengagumkan.”, tulis Alley di bukunya.

Untuk melakukan penyelidikan lebih lanjut tentang informasi iklim masa lalu dari lapisan – lapisan es ini, para paleoklimatolog mulai melakukan pengambilan sampel inti es dari Greenland dan Antartika pada akhir dekade 1960 –an. Pada saat Alley dan rekan – rekan kerjanya menyelesaikan proyek GISP2 di awal 1990 –an, mereka telah berhasil mendapatkan inti es Greenland dengan panjang 2 mil (3.053,44 km) yang menyediakan catatan iklim setidaknya selama 110.000 tahun terakhir. Akhir – akhir ini, kita juga telah mendapatkan rekaman iklim yang lebih panjang, dari sekitar 750.000 tahun yang lalu yang berasal dari Antartika. Para paleoklimatolog juga mengambil sampel inti es pada beberapa pegunungan yang memiliki lapisan gletser yang cukup tebal, seperti Andes; Kilimanjaro; dan Himalaya.

Inti es dapat memberikan kita informasi mengenai rekaman tahunan temperatur, presipitasi, komposisi atmosfer, aktifitas vulkanik, dan pola angin. Secara umum, ketebalan lapisan es memberitahu kita informasi mengenai seberapa besar akumulasi salju di lokasi tersebut sepanjang tahun tertentu. Perbedaan ketebalan inti es yang diambil pada wilayah yang sama, dapat mengindikasikan pola angin lokal yang mengakibatkan akumulasi salju di lokasi tertentu lebih banyak ketimbang pada lokasi lainnya. Dan yang lebih penting lagi, proses pembentukan salju itu sendiri dapat menceritakan kita tentang kondisi temperatur di masa lalu. Sebagaimana juga pada rekaman sedimen laut, perbandingan isotop oksigen pada inti es juga dapat menyingkapkan temperatur pada masa lalu. Rasio isotop oksigen dapat mengungkapkan seberapa dingin kondisi

ketika salju tersebut terendapkan. Pada rekaman inti es, dinginnya temperatur sebanding dengan tingginya konsentrasi isotop oksigen ringan.

Paleoklimatolog dapat mengkonfirmasi keabsahan metode geokimia pengukuran temperatur udara ini melalui pengamatan langsung terhadap lapisan es resen. Temperatur pada lapisan es yang lebih tebal lebih resisten terhadap perubahan temperatur, atau dengan kata lain ketebalan lapisan es berbanding lurus dengan resistensi temperatur. Sebagaimana dijelaskan oleh Alley dalam bukunya, pengaruh ketebalan lapisan es terhadap resistensi temperatur dapat dibayangkan sebagaimana laju kematangan daging beku dengan lapisan es yang berbeda ketebalannya jika dipanaskan ke dalam oven. Alley memberikan perbandingan ini untuk menjelaskan bagaimana inti lapisan es di kutub tidak meleleh seiring dengan perubahan temperatur global. Bagian luar lapisan tersebut mungkin meleleh seiring dengan terpaparnya sinar matahari, akan tetapi bagian inti es tersebut tetap membeku selama berabad – abad. Lapisan – lapisan es global memang banyak yang meleleh pasca zaman es terakhir (lihat **BAB IX**), akan tetapi pelelehan itu tidak terjadi pada seluruh bagian lapisan. Bagian atas lapisan es mungkin meleleh akibat perubahan temperatur udara, bagian bawah lapisan es tersebut juga mungkin meleleh sebagai akibat aliran panas dari dalam bumi, tetapi bagian tengah/ inti dari lapisan es tersebut tidak mengalami perubahan sebagaimana lapisan tersebut terbentuk pada zaman es. “Karena kita telah mengetahui bagaimana cara kerja aliran panas dalam mempengaruhi es, dan kita juga mengetahui seberapa dingin lapisan es yang terbentuk saat ini, kemudian kita dapat mengukur seberapa dingin temperatur selama pembentukan lapisan es pada zaman es yang lalu.”, tulis Alley.

Ketika paleoklimatolog menurunkan termometer dengan ketelitian tinggi ke dalam dinding sumur pengeboran inti es, maka mereka dapat mendeteksi perubahan temperatur sebagai deret waktu dari zaman es hingga sekarang. Temperatur lapisan es dekat permukaan kurang lebih sama dengan temperatur atmosfer kutub pada saat ini. Temperatur lapisan es akan lebih dingin pada kedalaman yang lebih dalam, yaitu pada lapisan es yang terbentuk pada periode antara tahun 1450 hingga 1850 Masehi. Pendinginan temperatur pada periode tersebut dikenal sebagai zaman es kecil, suatu periode dingin yang singkat yang merupakan gangguan terhadap tren kenaikan temperatur pasca zaman es terakhir. Kemudian seiring dengan bertambahnya kedalaman,

temperatur kembali meningkat, hingga akhirnya terjadi penurunan temperatur drastis yang menandai lapisan tersebut terbentuk pada zaman es terakhir. Bagian bawah lapisan es di Greenland memiliki temperatur yang tinggi sebagai akibat dari aliran panas internal bumi. Pengukuran temperatur secara langsung pada dinding sumur pengeboran dapat dikalibrasikan dengan pengukuran geokimia temperatur (perbandingan isotop oksigen) di laboratorium.

Gambar 20. Lapisan abu vulkanik pada inti es.

(sumber: New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources)

Para paleoklimatolog juga dapat mengekstraksikan karakteristik atmosfer pada masa lalu yang terekam dalam lapisan – lapisan es tersebut. Ketika salju turun di Greenland, terdapat banyak partikel atmosferik yang terbawa ke dalam presipitasi tersebut. Partikel atmosferik seperti debu, abu vulkanik, asap dan/ atau pollen yang terendapkan bersama dengan pembentukan lapisan es, merupakan catatan sejarah iklim berharga yang dibutuhkan oleh paleoklimatolog. Sebagaimana salju turun ke lapisan es sebelumnya, partikel atmosferik tersebut juga jatuh dan mengisi ruang antar kristal – kristal es. Ketika salju tersebut mengendap dan ditutup oleh lapisan es yang baru, maka partikel atmosferik ini juga tersegel di dalam lapisan tersebut. Melalui gelembung gas yang terjebak dalam lapisan es tersebut, paleoklimatolog dapat mengetahui konsentrasi gas – gas di atmosfer pada saat pembentukannya. Tingginya konsentrasi gelembung gas metana misalnya,

mengindikasikan banyaknya rawa – rawa, karena lahan lembab dan kedap udara merupakan habitat bakteri anaerob yang melepaskan gas metana sebagai hasil dekomposisi material organik. Paleoklimatolog juga dapat mengkorelasikan konsentrasi gas karbondioksida pada lapisan es dengan kondisi atmosfer masa lalu guna mengetahui perubahan iklim pada masa lalu. Partikel seperti debu yang tertiup angin (*wind-blown dust*) dan abu vulkanik yang terperangkap dalam lapisan es juga merupakan petunjuk bagi para paleoklimatolog untuk menyingkap karakteristik iklim masa lalu. Sebagaimana debu pada sedimen laut, dapat dilakukan analisis geokimia debu di lapisan es untuk mengetahui dari mana debu tersebut berasal. Kelimpahan dan lokasi di mana debu terperangkap dapat memberikan informasi tentang pola dan kekuatan angin ketika debu tersebut terendapkan. Abu vulkanik juga dapat menjadi petunjuk pola dan kekuatan angin global pada tempo erupsinya. Erupsi gunungapi plinian umumnya menginjeksikan material sulfat ke stratosfer, kemudian menyebar secara global, hingga akhirnya terendapkan pada lapisan es. Peristiwa erupsi gunungapi plinian merupakan salah satu fenomena alam yang berkontribusi dalam perubahan iklim, oleh karena itu sangatlah penting untuk mempelajari dampak erupsi gunungapi plinian terhadap iklim masa lalu.

Gambar 21. Konsentrasi sulfat (garis biru) dan nitrat (garis merah) yang diukur dari inti es pada GISP2. Garis putus – putus merupakan rata-rata konsentrasi kimia tersebut sepanjang 2.000 tahun terakhir. Peningkatan kadar sulfat pada awal 1900 –an, mengindikasikan peningkatan pembakaran batubara pada masa Revolusi Industri. Peningkatan konsentrasi nitrat pada abad terakhir ditengarai sebagai akibat penggunaan bahan bakar fosil. Penurunan kadar sulfat semenjak awal dekade 1970 –an dipercaya merupakan akibat tidak langsung dari penandatanganan Pakta Udara Bersih (Clean Air Act) di Amerika Serikat pada tahun 1972. Konsentrasi Sulfat maksimum mengindikasikan terjadinya erupsi gunungapi plinian.

(sumber: Mayewski et al., 1990 dan Zielinski et al., 1994)

Inti es merupakan salah satu *proxy* paleoklimatologi yang paling akurat. Meskipun demikian, rekaman inti es terbatas pada lokasi dan umur lapisan es tersebut. Rekaman inti es hanya dapat menjadi ‘pemandu’ karakteristik umum iklim global pada masanya, karena terisolasi pada lokasi – lokasi tertentu. Sedimen laut mungkin dapat menerangkan iklim masa lalu yang lebih luas, karena 70% permukaan bumi berupa lautan, tetapi hanya memberikan sedikit petunjuk tentang karakteristik iklim kontinental. Singkapan sedimen pada permukaan bumi mungkin dapat dijadikan petunjuk dinamika gletser bumi. Fosil – fosil pollen juga dapat dijadikan petunjuk iklim sesuai dengan kemampuan adaptasi masing – masing tumbuhan. Batugamping yang membentuk formasi goa juga merupakan *proxy* curah hujan lokal yang menyumbangkan karakteristik uniknya sebagai *proxy*. Tugas paleoklimatolog adalah merangkai alur sejarah iklim bumi dari masing – masing *proxy* ini.

BAB VII: Pengamatan Iklim Melalui Cincin Pohon

Pohon Methuselah nampak lelah menempel di salah satu lereng terjal di White Mountains, South Caroline, Amerika Serikat. Pohon Methuselah telah berdiri di sana semenjak 4.770 tahun yang lalu. Pohon – pohon tertua di sana telah berdiri di sana pada masa ketika Peradaban Yunani baru berkembang dan ketika Bangsa Mesir baru memulai proyek pembangunan Piramida Giza. Ratusan tahun berlalu, kedua peradaban maju tersebut bahkan sudah musnah, akan tetapi Pohon Methuselah masih tetap hidup. Saat ini, Pohon Methuselah merupakan salah satu makhluk hidup tertua di bumi. Lingkungan dengan tanah gampingan tandus, di mana tidak terdapat rumput yang menutupi permukaan tanah merupakan habitat yang cocok untuk penyebaran pohon pinus jenis bristlecone, salah satunya adalah Pohon Methuselah. Terletak di ketinggian 11.000 kaki di atas Great Basin Desert, pohon – pohon yang tumbuh di sana memperoleh sangat sedikit air untuk bertahan hidup. Hampir tidak nampak tanda – tanda kehidupan di lereng – lereng terjal ini, dan ironisnya di sinilah para paleoklimatolog menemukan salah satu organisme tertua di bumi. Dengan longgarnya kerapatan pohon di sana, sambaran petir tidak dapat menyulut kebakaran hutan karena kekurangan bahan bakar.

Gambar 22. Methuselah Walk yang terletak pada ketinggian White Mountains, California yang merupakan kompleks pepohonan tertua di Amerika Serikat.

(sumber: Dave Westwood)

Gambar 23. Variasi lebar cincin pohon pinus bristlecone berkorespondensi dengan perubahan temperatur dan curah hujan tahunan di wilayah tersebut.

(sumber: Henri D. Grissino-Mayer)

Lingkungan hidup yang tidak ramah, membuat Pohon Methuselah juga merupakan pencatat alami curah hujan yang paling teliti. Setiap tahunnya, pohon – pohon bertumbuh semakin lebar dengan menambahkan lingkaran cincin pertumbuhan pada batangnya. Kebanyakan orang hanya menganggap pengukuran cincin pohon merupakan metode penghitungan umur suatu pohon. Akan tetapi, ternyata cincin – cincin pohon juga dapat menceritakan kondisi pertumbuhan pohon ketika cincin – cincin tersebut terbentuk. Terletak pada dataran tinggi Great Desert Basin, di mana terjadi kelangkaan air hampir setiap waktu, pertumbuhan Pohon Methuselah utamanya dipengaruhi secara langsung oleh curah hujan.

Gambar 24. Andrew Ellicott Douglass (kiri) dan Edmund Schulman, pionir dalam studi dendrokronologi (ilmu yang mempelajari fenomena masa lalu melalui pentarikan cincin pohon).

(sumber: Charles Herbert, University of Arizona Laboratory of Tree-Ring Research)

Pada dekade 1890 –an, seorang astronom muda yang bekerja di Observatorium Lowell di Flagstaff, Arizona mencoba untuk memahami bagaimana pengaruh siklus bintik matahari (*sun spot*) dapat mempengaruhi pertumbuhan tumbuhan. Dalam penelitiannya, Andrew Elicott Douglass memperlihatkan jika pertumbuhan cincin pohon pinus dan cemara di sana dipengaruhi oleh seberapa banyak curah hujan tahunan di wilayah penelitiannya. Ia kemudian menuliskan, “Dengan usia yang panjang dan keteraturan yang kontinyu, pohon – pohon pinus ini telah menuliskan catatan alami pada setiap tahunnya, suatu nota sejarah yang menggambarkan bagaimana cara mereka bertahan hidup, baik ketika mereka bertumbuh cepat akibat kelimpahan curah hujan maupun ketika mereka terluka akibat petir dan api... Jadi, melalui cincin pohon, pinus – pinus ini bercerita kepada kita tentang tahun – tahun ketika mereka bertumbuh dengan cepat, maupun ketika tahun – tahun kerontang saat pertumbuhan mereka melambat. Catatan – catatan suksesi kekeringan yang sama ditemukan pada banyak pohon di banyak hutan yang berbeda.”. Karena ketebalan cincin – cincin pohon di wilayah penelitiannya menunjukkan kesamaan pola, maka Douglass kemudian dapat merekonstruksikan kalender cincin pohon hingga tahun 700 Masehi dengan memanfaatkan sampel pohon – pohon hidup dan pola yang ditemukan pada awetan kayu milik Suku Indian Pueblo.

Gambar 25. Catatan cincin pohon jangka panjang yang pertama didapatkan salah satunya dari batang kayu milik Suku Indian Pueblo yang mendiami Amerika Serikat Barat Daya.

(sumber: Scott August)

Pada dekade 1950 –an, seorang mantan murid Douglass dan seorang peneliti cincin pohon terkemuka, Edmund Schulman melakukan penjelajahan ilmiah ke White Mountains guna mengkonfirmasi kebenaran rumor, bahwa di sana terdapat pohon – pohon dengan usia yang sangat tua. Ia kemudian menemukan Pohon Methuselah yang dikelilingi oleh pohon – pohon pinus bristlecone lain yang tak kalah tuanya. Di wilayah tersebut, meskipun banyak pohon yang telah mati, namun tetap tegak berdiri dan terhindar dari proses pelapukan. Melalui cincin pohon – pohon pinus bristlecone di White Mountains, Schulman akhirnya mampu merekonstruksikan catatan iklim Amerika Serikat Barat Daya hingga 9.000 tahun ke belakang, suatu catatan iklim terpanjang untuk sebuah spesies pohon. Kemudian, para paleoklimatolog Eropa juga mengikuti metodologi ini, hingga mereka berhasil merekonstruksikan iklim hingga 11.000 tahun ke belakang yang didapatkan melalui sampel dari beragam spesies pohon.

Gambar 26. Variabilitas curah hujan jangka panjang dan jangka pendek di Sierra Nevada Timur yang tercatat pada cincin pohon pinus bristlecone. Beberapa kejadian kekeringan ekstrem yang tercatat pada rekaman cincin pohon ini juga dijumpai pada rekaman inti sedimen Danau Mono yang terletak didekatnya.

(sumber: Hughes dan Graumlich, 1996)

Gambar 27. Peristiwa – peristiwa lokal, seperti kebakaran hutan pada masa lalu juga terawetkan dalam rekaman cincin pohon. Lingkaran gelap yang berada di sela – sela catatan tahunan cincin pohon merupakan akibat dari kebakaran hutan di abad ke – 19.

(sumber: Henri D. Grissino-Mayer)

Proxy cincin pohon mungkin berhasil merekonstruksikan curah hujan ribuan tahun yang lalu di Amerika Serikat Barat Daya, tetapi pertumbuhan pohon tentu tidak hanya bergantung pada curah hujan. Terdapat parameter – parameter iklim dan non-iklim lainnya yang mempengaruhi pertumbuhan suatu pohon, seperti radiasi matahari; temperatur; pola angin; kadar nutrisi dalam tanah; dan penyakit. Dengan mengamati respon pertumbuhan pohon pada wilayah tertentu saat ini terhadap parameter – parameter tersebut, paleoklimatolog dapat menaksir bagaimana pola pertumbuhan pohon pada masa lalu di wilayah itu. Sebagai contoh, mungkin di wilayah Barat Daya Amerika Serikat faktor kunci pertumbuhan pohon merupakan curah hujan, sedangkan pada wilayah tropis seperti Indonesia, di mana curah hujan senantiasa berlimpah, mungkin faktor kunci pertumbuhan cincin pohon adalah temperatur. Setelah paleoklimatolog memahami faktor – faktor apa saja yang mempengaruhi pertumbuhan pohon pada wilayah tertentu, mereka dapat melakukan pengeboran kecil pada batang beberapa pohon di wilayah tersebut dan memperkirakan iklim masa lalu di wilayah itu. Cincin pohon umumnya juga mencatat kebakaran hutan pada masa lalu yang tampak seperti ‘luka’ mengelupas dalam deret waktu cincin pertumbuhannya.

BAB VIII: Koral Sebagai *Proxy* Iklim Paling Sensitif

Perairan laut dangkal di tropis merupakan surga bagi beragam biota laut, keanekaragaman organisme di sini tidak kalah dengan keanekaragaman organisme di hutan hujan tropis. Perairan ini merupakan surga bagi koloni koral dengan bermacam warna yang pertumbuhannya bergantung pada pasokan nutrisi. Pertumbuhan koloni koral biasanya sangat cepat ketika mengalami surplus nutrisi, sebaliknya melambat ketika pasokan nutrisi berkurang. Seperti pada speleothem (**BAB III**), perkembangan koral ditandai dengan penambahan garis pertumbuhan musiman yang tersusun dari cangkang kalsium karbonat. Koral umumnya merespon perubahan temperatur, curah hujan, salinitas dan kejernihan air musiman dalam garis pertumbuhannya. Hal inilah yang menyebabkan koral merupakan salah satu *proxy* iklim yang paling sensitif. Dengan melakukan pengeboran pada garis pertumbuhan koral, paleoklimatolog mengambil inti garis pertumbuhan koral, guna mengekstraksi informasi iklim di wilayah tropis, yang seperti kita ketahui merupakan kendali sistem cuaca global.

Gambar 28. Koloni koral yang hidup di ekosistem perairan laut dangkal tropis. Sebagaimana pada cincin pohon, koral juga menghasilkan garis pertumbuhan tahunan yang merekam informasi iklim. Melalui analisis geokimia, paleoklimatolog dapat mengekstraksikan informasi temperatur, salinitas, kejernihan air, dan pasokan nutrisi selama masa pertumbuhan koral.

(sumber: NOAA Photo Library)

Garis pertumbuhan koral dapat berubah ketebalannya seiring dengan perubahan temperatur, kejernihan air, dan ketersediaan nutrisi. Maka dari itu, setiap garis pertumbuhan koral dapat merekam variabilitas iklim musiman, yang mana interpretasinya bergantung pada ketiga faktor tadi. Kenaikan massa air dingin dari laut dalam (*upwelling*) yang membawa banyak nutrisi, umumnya mempercepat laju pertumbuhan koral, meskipun pada wilayah tertentu justru temperatur air laut yang dingin menghambat pertumbuhan koral. Paleoklimatolog umumnya melakukan pengamatan terlebih dahulu terhadap respon iklim koral resin di wilayah tertentu, sebelum merekonstruksikan iklim yang lebih lampau.

Gambar 29. Penampang melintang dengan pemindai sinar-x pada garis pertumbuhan koral. Setiap pasangan garis (cerah/ gelap) merupakan garis pertumbuhan tahunan koral. Permukaan koral yang baru tumbuh terletak pada ujung kiri.

(sumber: Thomas Felis, Research Center Ocean Margins, Bremen)

Salah satu kunci penting dalam memahami iklim melalui *proxy* koral, terletak pada kandungan kimiawi garis pertumbuhannya. Kandungan geokimia setiap lapisan garis pertumbuhan koral merepresentasikan kondisi laut ketika garis tersebut terbentuk. Layaknya pada cangkang foraminifera dan organisme laut lainnya, perbandingan isotop oksigen pada garis pertumbuhan koral merekam temperatur dan curah hujan pada masa tumbuhnya. Semakin tinggi curah hujan dan temperatur, maka semakin banyak pula isotop oksigen ringan, pun berlaku sebaliknya. Konsentrasi kimiawi pada garis pertumbuhan koral lainnya, membantu para paleoklimatolog untuk melakukan pengukuran temperatur dan curah hujan secara terpisah. Pada koral, perbandingan isotop stronsium dengan kalsium sangat dikendalikan oleh parameter temperatur.

Kemudian, dengan melakukan perbandingan antara berat isotop oksigen, paleoklimatolog dapat menentukan parameter – parameter iklim yang menyebabkan perubahan pada garis pertumbuhan koral, apakah itu berupa perubahan temperatur, salinitas, curah hujan, maupun akibat kombinasi di antaranya.

Gambar 30. Paleoklimatolog menggunakan rekaman iklim pada koral dalam penelitian El Niño. Grafik pada bagian atas menunjukkan Indeks Osilasi Selatan (salah satu indeks meteorologi yang digunakan untuk mengukur tingkat keparahan El Niño). Nilai SOI yang rendah berkorespondensi dengan peristiwa El Niño, sebaliknya nilai SOI yang tinggi berkorespondensi dengan peristiwa La Niña. Grafik pada bagian bawah menunjukkan perubahan isotop oksigen – 18 yang didapat melalui pengeboran inti koral di Kepulauan Tarawa. Dinamika perubahan SOI dan isotop oksigen – 18 menunjukkan kesamaan pola, baik pada peristiwa El Niño kuat (yang diarsir warna abu – abu gelap), maupun pada peristiwa El Niño lemah (yang diarsir warna abu – abu terang).

(sumber: Cole, 1993)

Koral juga dapat menjadi *proxy* fenomena banjir dan hujan lebat yang terjadi di darat yang umumnya membawa banyak sedimen ke laut. Sedimen daratan yang mengendap di perairan laut dangkal dapat mengubah warna koral. Koral memiliki simbiosis mutualistik dengan alga yang membutuhkannya untuk melakukan proses fotosintesis. Ketika sedimen dari darat masuk ke perairan laut dangkal dan memperkeruh air laut, maka sinar matahari yang merupakan syarat fotosintesis alga akan terhalangi, sehingga laju pertumbuhan alga akan terhambat, begitu pula dengan laju pertumbuhan koral. Perlambatan laju pertumbuhan koral nampak terlihat pada garis

pertumbuhannya, sebagaimana perlambatan laju pertumbuhan pada cincin pohon akibat kekeringan (lihat **BAB VII**).

Catatan iklim yang direkam oleh koral sangatlah detail, akan tetapi terbatas. Mengapa? Pertama, koloni koral tidak terdapat pada seluruh perairan laut dangkal di dunia. Paleoklimatolog hanya mendapatkan catatan iklim mendetail dari wilayah perairan laut tropis. Kini, paleoklimatolog sudah mulai melakukan penelitian tentang rekaman iklim yang diekstrasikan dari koral laut dalam di perairan laut sub-tropis. Kedua, koral merupakan makhluk hidup yang dapat mati, sehingga hasil ekstraksi iklim yang didapatkan dari koral sebagai individu hanya menghasilkan data puluhan hingga ratusan tahun ke belakang. Meskipun demikian, melalui penelitian seksama pada koloni koral yang terdiri dari banyak individu (baik yang mati, maupun yang masih hidup), dapat diekstrasikan informasi iklim dengan periode yang lebih panjang. Akan tetapi untuk mendapatkan data deret waktu iklim kontinyu yang panjang, tentu membutuhkan kerja keras dari paleoklimatolog untuk mencatat dan mengkorelasikan masing – masing rekaman individu pada koloni koral.

Gambar 31. Paleoklimatolog sedang melakukan proses pengeboran *coral head* di Flower Garden Banks, National Marine Sanctuary yang terletak di Teluk Meksiko. Rekaman iklim yang didapatkan dari koral hidup dapat diperpanjang dengan menggunakan rekaman iklim pada fosil koral. Paleoklimatolog umumnya menggunakan metode pentarikan karbon – 14, dan beragam metode pentarikan lainnya guna menganalisis geokronologi fosil koral.

(sumber: Simone Francis, Texas A&M Ecosystem Modeling Group)

Selain pada koral hidup, paleoklimatolog juga dapat memperoleh informasi iklim dari fosil koral dengan menerapkan metode pentarikan uranium – thorium seperti yang diterapkan pada speleothem. Fosil koral pada awalnya mengandung banyak unsur uranium. Seiring dengan berjalannya waktu, uranium meluruh menjadi thorium, hingga mencapai titik kesetimbangan yang membutuhkan waktu 300.000, hingga 400.000 tahun. Melalui pentarikan ini paleoklimatolog dapat mengetahui umur fosil koral tersebut. Dan, dengan demikian paleoklimatolog dapat mengekstrasikan informasi iklim yang terkandung dalam fosil koral itu.

BAB IX: Penyebab Terjadinya Perubahan Iklim dan Zaman Es

Teori astronomi tentang paleoklimat diharapkan dapat memberikan pengertian tentang hubungan antara insolasi, dan iklim pada skala global. Salah satu teori tersebut dicetuskan oleh Milutin Milankovitch, seorang yang pertama kali menghitung radiasi yang diterima bumi dari matahari (insolasi). Kuantitas ini mengalami variasi harian, bulanan, musiman, maupun dalam skala milenial. Milankovitch berpendapat, bahwa perubahan insolasi menyebabkan perubahan temperatur permukaan bumi, dan perubahan insolasi dalam jangka panjang mungkin untuk menyebabkan periode glasial di bumi, melalui perubahan distribusi geografis, dan musiman radiasi matahari yang diterima bumi. Milankovitch menaksir hubungan antara radiasi musim panas dengan tinggi lapisan es, yang membuatnya mampu menghitung lintang batas keberadaan lapisan es selama 650.000 tahun terakhir. Kurva Milankovitch telah dibuktikan mampu untuk merekonstruksi periode glasial bumi dengan sangat akurat oleh Penck, dan Brückner. Akan tetapi, Teori Milankovitch ini bukanlah satu – satunya teori astronomi tentang paleoklimat. Sebagai contoh, pada abad ke – 19, Croll mengembangkan sebuah teori astronomi tentang paleoklimat, yang pada akhirnya tidak diterima karena adanya ketidaksesuaian antara prediksi mudurnya dengan kejadian pada waktu yang ia prediksi. Sampai saat ini, Teori Milankovitch masih perlu dikaji ulang. Model – model iklim numerik canggih digunakan untuk mengetahui bagaimana perubahan insolasi pada lintang – lintang tertentu dapat berakibat pada iklim. Berikut ini empat langkah yang umumnya dilakukan untuk menguji Teori Milankovitch,

- Menghitung secara teoretis variasi jangka panjang parameter orbital bumi dalam kaitan dengan insolasi;
- Membuat model numerik untuk merekonstruksikan dampak perubahan insolasi dengan perubahan iklim;
- Mengumpulkan data geologi (*proxy*) yang berhubungan dengan paleoklimat;
- Perbandingan interpretasi data *proxy* dengan interpretasi hasil rekonstruksi model numerik.

Oleh sebab itu, Teori Milankovitch berada pada titik persimpangan dari banyak disiplin ilmu, seperti geologi, astronomi, fisika, kimia, biologi, dan geofisika.

Gambar 32. Skema Hubungan Teori Astro – Paleoklimat dengan Bidang Paleoklimatologi lainnya.

(sumber: Loutre, 2003)

A. Zaman Es

Bumi terbentuk sekitar 4,5 milyar tahun yang lalu. Banyak peristiwa yang menjadi penanda evolusi bumi hingga kini, salah satunya adalah periode dimana iklim bumi lebih dingin dibanding rata – ratanya. Sampai dengan 900 juta tahun yang lalu, bumi tidak memiliki lapisan es sama sekali, meskipun terjadi penyinaran matahari yang lemah. Terdapat bukti penunjuk, bahwa untuk pertamakalinya lapisan es terdapat di bumi pada 2,5 milyar tahun silam. Setidaknya terdapat tiga fase glasiasi utama yang terjadi antara 900 – 600 juta tahun silam. Endapan glasial dari era Proterozoik telah ditemukan di lintang – lintang rendah, menimbulkan pemikiran pada waktu itu lapisan es menutupi seluruh bumi dari kutub utara hingga kutub selatan. Pemikiran ini disebut sebagai Hipotesis Bola Salju (*Snowball Earth Hypothesis*) kembalinya bumi ke keadaan lebih hangat adalah akibat pemanasan global yang ditimbulkan oleh akumulasi gas karbondioksida ke

atmosfer dari aktivitas vulkanik. Singkapan karbonat di Namibia merupakan salah satu bukti yang diajukan untuk mendukung Hipotesis Bola Salju. Akan tetapi, hipotesis ini hingga kini masih diperdebatkan. Antara 600 – 100 juta tahun yang lalu, bumi beriklim sejuk, diselingi dengan periode dingin, seperti zaman es Prakambrium, zaman es Ordovisium – Silur akhir, zaman es Perm – Karbon, yang juga termasuk periode glasiasi bumi. Bumi berangsur – ansur mendingin, dan mengering sejak 50 juta tahun yang lalu. Lapisan es di Antartika mulai berkembang sekitar 40 juta tahun yang lalu, sedangkan lapisan es di Greenland, dan lintang tengah lainnya baru terbentuk belakangan (4 – 2,4 juta tahun yang lalu). Zaman es Kuartar, yang merupakan satu – satunya periode glasial dimana manusia hidup, dicirikan dengan rangkaian periode dingin – hangat, yang lebih dikenal sebagai siklus glasial – interglasial. Sepanjang fase dingin (zaman es), lapisan es tersebar hingga lintang – lintang rendah. Salah satu tujuan dari pengembangan teori astronomi yang berkaitan dengan paleoklimat (Teori Milankovitch) adalah untuk menjelaskan penyebab terjadinya zaman es yang terjadi berkali – kali sedari bumi terbentuk.

A. Sejarah Teori Astro - Paleoklimat

Teori astronomi yang berkaitan dengan paleoklimat pertama kali diperkenalkan oleh Louis Agassiz dalam pemaparannya tentang zaman es besar pada suatu konferensi Swiss Society of Natural Sciences yang diselenggarakan di Neuchâtel tahun 1837. Beberapa tahun setelahnya, Joseph Adhémar mengajukan penjelasan fisis berkaitan dengan keberadaan zaman es berdasarkan gerak presisi ekinoks. Pada waktu yang sama, Urbain Leverrier, seorang astronom Perancis menghitung perubahan orbit bumi dalam kurun waktu 100.000 tahun terakhir. James Croll pada akhirnya akan mengambil ide Adhémar dengan menempatkannya pada teori astro – paleoklimatnya. Hipotesis utama Croll adalah bahwa hal utama yang harus diperhatikan dalam memperhitungkan terjadinya zaman es adalah musim dingin. Croll berpendapat bahwa gerak presisi ekinoks memainkan peran penting dalam kaitan dengan jumlah radiasi matahari yang diterima selama musim dingin. Tentunya musim dingin akan lebih hangat ketika jarak matahari dengan bumi dekat, sebaliknya menjadi semakin dingin ketika jauh. Selain itu, bentuk orbit bumi juga akan memperkuat efek tersebut. Croll menyimpulkan bahwasanya nilai eksentrisitas orbit bumi adalah kendali utama dari menghangat, atau mendinginnya musim dingin. Croll berpendapat

zaman es terjadi karena eksentrisitas orbit bumi yang membesar. Berdasarkan hipotesis yang diajukan Croll, zaman es terakhir dimulai pada 250.000 tahun yang lalu, dan berakhir sekitar 80.000 tahun yang lalu. Croll juga memasukkan perhitungan tentang perubahan kemiringan sumbu rotasi bumi dalam perhitungannya di kemudian hari. Croll berpendapat bahwa zaman es terjadi ketika kemiringan sumbu rotasi bumi kecil, sehingga wilayah kutub menerima panas yang lebih sedikit dibandingkan kondisi normal. Namun demikian, Croll hanya mengakui bahwa perubahan orbital bumi hanyalah satu – satunya alasan yang memicu mekanisme perubahan kemiringan sumbu rotasi bumi (*obliquity*). Croll mengidentifikasi bahwa upan – balik albedo temperatur, dan arus laut sebagai dua mekanisme yang bertanggungjawab secara langsung akan penguatan efek

Gambar 33. : Besaran Milankovitch pada radiasi musim panas di Lintang 65° LU: (A) berdasarkan perhitungan Stockwell dan Pelgrim, (B) berdasarkan perhitungan Le Verrier dan Miskovitch, (C) berdasarkan perhitungan Berger.

(sumber: Loutre, 2003)

Komunitas ilmiah kembali memperhatikan kembali isu zaman es pada tahun 1924, ketika Milutin Milankovitch mempublikasikan teorinya. Teori Milankovitch ketika itu merupakan satu – satunya teori astro – paleoklimat lengkap dimana pembahasannya meliputi variabilitas orbital bumi yang menyebabkan perubahan insolasi dalam kaitan dengan iklim. Berdasarkan Teori Milankovitch, syarat terjadinya zaman es adalah musim panas di lintang tinggi Belahan Bumi Utara (BBU) haruslah lebih dingin untuk mencegah mencairnya es. Pada gilirannya, hal ini akan memberikan nilai positif pada neraca kesetimbangan tahunan es, dan periode umpan – balik pendinginan positif di bumi akan dimulai, yang akan berlanjut pada ekstensi tutupan es permukaan, dan peningkatan nilai albedo permukaan di bumi. Zaman es dalam kajian Milankovitch mengharuskan insolasi musim panas di BBU minimum. Salah satu kontribusi utama Milankovitch dalam kajian tentang periode glasial adalah kurva radiasi yang menunjukkan perubahan insolasi di lintang tinggi BBU. Milankovitch meramalkan bahwa nilai kurva minimum adalah penyebab zaman es. Dengan membandingkan kurva Milankovitch dengan kurva Penck – Brückner, Köppen dan Wegener menyimpulkan bahwa teori Milankovitch cocok dengan fakta yang terjadi. Walaupun, terjadi ketidaksesuaian detail waktu kejadian zaman es dengan ketika radiasi yang diterima minimal, tetapi secara keseluruhan pola – pola umum kejadian zaman es dengan kurva radiasi minimum Milankovitch dapat dikatakan sangat cocok. Tahun 1955, teori Milankovitch ditolak oleh para ahli geologi. Ketika itu dengan menggunakan teknik baru untuk menghitung umur fosil Plistosen (metode radiokarbon), para ahli geologi menyimpulkan, bahwa terdapat lebih dari satu periode glasial pasca 80.000 tahun yang lalu, pada setidaknya interval 80.000 tahun yang dijelaskan sebagai periodisasi zaman es oleh Milankovitch.

Keabsahan teori Milankovitch masih terus menerus diperdebatkan sampai pada awal 1970 – an. Meskipun demikian, terjadi kemajuan pengetahuan yang cukup signifikan tentang zaman es, khususnya pada kala Plistosen. Teknik penghitungan umur, dan interpretasi *proxy* paleoklimat dari

data geologi, seperti variasi isotop oksigen yang terekam di foraminifera pada endapan laut dalam, atau pada siklus sedimen lainnya mengalami kemajuan pesat, dan memberikan pengertian yang cukup untuk menginterpretasi iklim purba. Bukti – bukti baru mengemukakan , bahwa kendali utama perubahan iklim selama 500.000 tahun terakhir adalah *obliquity*, dan *precession* (perubahan arah rotasi karena bergesernya sumbu bumi). Penemuan ini membuat teori astronomi kembali dibahas pada forum ilmiah. Vernekar, Bretagnon, Berger, dan yang lainnya memperbaiki perhitungan historis terkait perubahan parameter orbital, sementara para ahli geologi terus mencari *proxy* yang paling menggambarkan kondisi paleoklimat sedetail mungkin sepanjang zaman Kuartar, dengan begitu penyebab perubahan iklim global lampau (utamanya Kuartar) dapat dikenali dengan akurasi yang mendetail, dan akhirnya penyebab utama perubahan iklim global secara astronomis akan diuji akurasinya dengan model iklim. Dalam tahun – tahun terakhir ini, perubahan insolasi yang disebabkan faktor – faktor astronomis semakin terbukti sebagai kendali utama perubahan iklim global, disamping mekanisme kendali perubahan iklim global lainnya seperti, siklus karbon, perubahan vegetasi, dan dinamika kriosfer yang juga diterima oleh forum ilmiah.

B. Parameter – Parameter Orbital

Astronom Jerman, Johannes Kepler (1571 – 1630) memformulasikan tiga hukum gerak planeter yang menjelaskan gerak tata surya secara keseluruhan dengan akurasi yang mengagumkan. Berikut ini adalah ketiga Hukum Kepler tersebut:

- Setiap planet bergerak dengan lintasan elips, Matahari berada di salah satu fokusnya,
- Luas daerah yang disapu pada selang waktu yang sama akan selalu sama,
- Periode kuadrat suatu planet berbanding dengan pangkat tiga jarak rata-ratanya dari Matahari.

Gambar 34. Unsur – Unsur Orbital Bumi yang mengorbit terhadap Matahari.

(sumber: Loutre, 2003)

Sementara, Kepler mendeskripsikan gerak orbital, Sir Isaac Newton (1642 – 1727) mendefinisikan hukum gravitasi, yang mana menjadi dasar untuk menjelaskan gerak planeter. Dalam gerak orbital berlawanan jarum jam bumi mengelilingi matahari, bumi terkadang bergereak pada posisi lebih dekat dengan matahari, dan terkadang lebih jauh. Jarak bumi ke matahari dapat dihitung dengan menggunakan persamaan elips,

$$r = [a(1 - e^2)]x(1 + e \cos v)^{-1} \quad (1)$$

Pada persamaan (1), a , merupakan jarak sumbu semi – major yang konstan sepanjang rentang waktu geologi. Eksentrisitas, e , merupakan perbedaan kelengkungan elips terhadap lingkaran. Anomali sesungguhnya (*true anomaly*), v , adalah ukuran posisi bumi terhadap orbitnya. *True anomaly* diukur secara berlawanan jarum jam dari perihelion (posisi terdekat bumi dengan matahari). Akan tetapi, biasanya sudut tersebut tidak dihitung dari perihelion, melainkan dari ekinoks musim gugur. Oleh sebab itu, didapatkan persamaan,

$$v = \lambda - \omega \quad (2)$$

, dimana λ , adalah bujur bumi pada orbitnya yang diukur dari ekinoks musim gugur tahunan/pergerakan ekinoks musim gugur, dan ω adalah garis bujur dari perihelion relatif terhadap pergerakan ekinoks musim gugur. Sebagai alternatif, posisi perihelion ($\bar{\omega}$) kerap kali dihitung dari titik pertama Aries (*venera point*). Melalui *venera point*, dapat diketahui arah matahari pada orbit bumi, seperti yang terlihat ketika ekinoks musim gugur. Jadi, persamaan (2) menjadi,

$$v = \lambda - \bar{\omega} - \pi \quad (3).$$

Sebagai tambahan, sumbu rotasi bumi juga berubah kemiringannya terhadap bidang orbital. *Obliquity*, ε , yang merupakan sudut antara sumbu rotasi bumi, dan bidang orbital bumi juga berubah.

Parameter – parameter astronomi, seperti, e , ε , dan ω berubah dalam jangka waktu yang panjang. Variasi ini dapat diperoleh dengan menyelesaikan dua set persamaan, satu set untuk persamaan gaya – gaya gravitasi timbal – balik dalam sistem planeter, dan yang lainnya adalah persamaan untuk sistem matahari – bumi – bulan. Berbagai metode yang berbeda telah dilakukan untuk menyelesaikan kedua persamaan tersebut, dari sepenuhnya analitik, sampai sepenuhnya numerik, semenjak penyelesaian pertama dilakukan oleh Leverrier pada abad ke – 19. Bahkan, kini akurasi solusinya jauh lebih akurat ketimbang mula – mula. Meskipun demikian, gerak orbital dari planet – planet dalam tata surya pada dasarnya khaos, dengan kata lain, solusi sangatlah bergantung pada kondisi awal, yang mana membatasi kemungkinan untuk memperoleh solusi akurat dari parameter – parameter astronomi yang berpengaruh pada bumi untuk waktu lebih dari 30 – 50 juta tahun yang lalu.

Gambar 35. Contoh Koordinat Benda Langit.

(sumber: Loutre, 2003)

Gambar 36 menunjukkan variasi jangka panjang dari tiga parameter orbital (e , ε , $e \sin \bar{\omega}$) dari 400.000 tahun yang lalu, hingga 100.000 tahun mendatang, potongan waktu dimana solusi persamaan tersebut sangatlah akurat. Eksentrisitas bervariasi mulai dari hampir lingkaran ($e = 0$), hingga agak elips ($e = 0,07$). Variasi ini bersifat quasi – periodik dengan periode rata-rata sekitar 100.000 tahun. Walaupun demikian, variabilitas eksentrisitas lebih dari 400.000 tahun yang lalu dapat pula dipahami, akan tetapi dengan ketepatan yang tidak seakurat periode yang lebih muda dari 400.000 tahun yang lalu. Untuk kepentingan praktis, solusi analitik variasi eksentrisitas, dinyatakan dalam deret trigonometri, meskipun pada beberapa waktu memiliki periodisitas yang berbeda – beda. Waktu – waktu utama yang digunakan untuk pengembangan model tersebut antara lain, 404, 95, 124, 99, dan 131 ribu tahun yang lalu (dalam urutan berdasarkan besarnya eksentrisitas). *Obliquity* (kemiringan sudut bumi) bervariasi antara 22° - 25° , yang bersifat quasi – periodik, dengan periode rata-rata 41.000 tahun. *Precession* ($e \sin \bar{\omega}$) memiliki dua gerak variasi yang saling berlawanan, yaitu gerak perihelion berlawanan arah jarum jam dengan periode 100.000 tahunan, dan gerak searah jarum jam sepanjang *vernal point* dengan periode 25.700 tahun. Dua gerak ini secara bersama – sama menghasilkan efek pada iklim, yang mana berkesesuaian dengan pergeseran lambat musim sebagai akibat gerak orbit bumi relatif terhadap perihelion. Sifat gerak ini quasi – periodik, dengan periode rata-ratanya 21.000 tahun.

Gambar 36. Perubahan Jangka Panjang dari eksentrisitas, *precession*, dan *obliquity* dari 400.000 tahun yang lalu, hingga 100.000 tahun mendatang.

(sumber: Loutre, 2003)

C. Insolasi

Jumlah radiasi matahari total yang diterima bumi, dengan rata – rata jarak bumi – matahari, r_m , sekitar $1.370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (disebut juga sebagai radiasi total, S_0). Akan tetapi, nilai r_m berubah sesuai dengan nilai eksentrisitas orbital bumi. Oleh karena r_m berubah – ubah, maka nilai S_0 , seringkali diganti oleh nilai S , yang didefinisikan sebagai radiasi total dengan jarak konstan a dari matahari. Berkenaan dengan berkurangnya energi radiasi matahari dengan kuadrat jarak terhadap matahari, jumlah radiasi matahari yang diterima bumi tegak lurus terhadap sinar matahari, per satuan unit permukaan, dengan jarak r dari matahari, adalah:

$$W = S \left(\frac{a}{r} \right)^2 \quad (4)$$

Selain itu, kejadian radiasi biasanya tidaklah tegak lurus terhadap bumi, akan tetapi miring berkaitan dengan posisi matahari di langit. Sudut elevasi pada titik tertentu di bumi diukur dari jarak zenith, z , dengan persamaan berikut ini,

$$W = S (a/r)^2 \cos z \quad (5)$$

Trigonometri pada koordinat bola diaplikasikan untuk menggambarkan koordinat astronomi dalam bola langit (*celestial sphere*) pada gerak orbital bumi, mendefinisikan $\cos z$, dinyatakan melalui persamaan,

$$\cos z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos H \quad (6)$$

Dimana, ϕ , adalah garis lintang bumi, δ , adalah deklinasi (jarak sudut dari ekuator sepanjang meridian), dan H adalah *hour angle* (diukur searah jarum jam pada ekuator dari meridian pengamat ke meridian matahari). Deklinasi bergantung pada *obliquity* (ε). Deklinasi dapat dihitung dengan persamaan,

$$\sin \delta = \sin \lambda \sin \varepsilon \quad (7)$$

Hal ini menunjukkan, energi (radiasi) yang tersedia pada lintang tertentu ϕ pada bumi (dengan asumsi atmosfer yang sepenuhnya transparan) merupakan fungsi bernilai tunggal dari radiasi total matahari, S , dan sumbu semi – mayor a . Radiasi total matahari hanya bervariasi berdasarkan parameter gerak orbital bumi terhadap matahari, yang meliputi, eksentrisitas (e), *obliquity* (ε), *precession* ($e \sin \bar{\omega}$). *Precession* dan eksentrisitas pada satu sisi, dengan *obliquity* pada sisi lainnya, muncul sebagai dua faktor yang berbeda dalam mempengaruhi radiasi total matahari. Masing – masing faktor tersebut memiliki pengertian fisis sendiri. Faktor jarak ($\rho = r/a$), bergantung pada *precession*, dan eksentrisitas, dan faktor inklinasi $\cos z$, bergantung hanya pada *obliquity*.

Radiasi harian dinyatakan sebagai total penjumlahan radiasi matahari sepanjang hari, dari matahari terbit hingga matahari terbenam, atau sepanjang 24 jam jika matahari bersinar sepanjang hari. Rataan radiasi matahari yang diterima sepanjang 24 jam (W_d), yang disebut juga radiasi harian matahari, umumnya dinyatakan dalam satuan $W.m^{-2}$. Besar nilai W_d bergantung pada posisi lintang.

Untuk lintang yang mana setiap harinya matahari terbit, dan terbenam, atau dengan kata lain $|\phi| \leq \frac{\pi}{2} - |\delta|$, W_d didefinisikan menurut persamaan,

$$W_d = \frac{S(H_0 \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin H_0)}{\pi \rho^2} \quad (8)$$

Sedangkan untuk lintang dengan $|\phi| > \frac{\pi}{2} - |\delta|$, terdapat dua kasus pertama, pada malam – malam panjang di kutub ($H_0 = 0$), atau dengan kata lain, $\phi\delta \leq 0$, maka W_d bernilai nol, pada kasus siang – siang panjang di kutub ($H_0 = \pi$), atau dengan kata lain, $\phi\delta > 0$, W_d didefinisikan sebagai,

$$W_d = \frac{S \sin \phi \sin \delta}{\rho^2} \quad (9)$$

Radiasi harian matahari berubah – ubah secara tahunan bergantung pada kondisi lintang tersebut. Selain itu, terdapat juga variasi jangka panjang radiasi harian matahari yang bergantung pada unsur – unsur gerak orbital, dan rotasi bumi.

Gambar 37. Perbedaan Variasi Musiman Radiasi Matahari Rataan ($W.m^{-2}$): (A) Kejadian saat pembesaran sudut *obliquity* dari $22,5^\circ$ ke 25° ($e = 0,05$, dan musim dingin pada perihelion), (B) Kejadian perubahan *precession* dari solistis musim panas pada perihelion ke solistis musim panas pada aphelion ($e = 0,05$; $\varepsilon = 25^\circ$).

(sumber: Loutre, 2003)

Variabilitas parameter – parameter astronomis seperti, eksentrisitas, *precession*, dan *obliquity* sangatlah berpengaruh pada penerimaan insolasi. Eksentrisitas bernilai rendah, berarti perubahan insolasinya kecil, seperti pada saat sekarang ini. Sedangkan eksentrisitas bernilai besar, berarti besar pula perubahan insolasinya, sebagai contoh pada 100.000 tahun yang lalu. Radiasi matahari juga dipengaruhi oleh perubahan *precession*. Sedangkan *obliquity* relatif hanya memainkan peran cukup signifikan pada lintang tinggi, teristimewa pada belahan bumi yang terkena musim dingin. Dampak variasi *obliquity* nampak pada kedua belahan bumi. Pembesaran sudut *obliquity*, menyebabkan

peningkatan insolasi musim panas (Maret – September di BBU, September – Maret di BBS), dan insolasi menurun selama musim dingin. Sebagai konsekuensinya, radiasi harian matahari pun menguat. Perubahan *precession*, seperti solistis musim panas bulan Juni yang berpindah dari perihelion ke aphelion seperti kondisi hari ini, mengakibatkan pelemahan insolasi secara serempak di seluruh bumi sebesar setengah kali lipat per tahunnya. *Precession* memainkan peran yang berbeda terhadap iklim di BBU, dan BBS. Seperti yang terjadi pada saat ini, dimana perihelion terjadi pada bulan Januari. Situasi ini menyokong musim dingin yang hangat dan musim panas yang sejuk di BBU, serta musim dingin yang sangat dingin dan musim panas yang sangat panas di BBS.

Perbandingan antara perubahan parameter orbital yang berdampak pada radiasi matahari yang diterima bumi, dan data geologi akhirnya dapat dimanfaatkan untuk menyediakan suatu rekonstruksi iklim purba.

BAB X: Dampak Perubahan Iklim Terhadap Peradaban Pada Masa Lalu

Kondisi iklim sepanjang kurun Holosen berpengaruh terhadap perkembangan dan kejatuhan peradaban. Penemuan metode bercocoktanam dan domestikasi tumbuhan serta hewan, menyebabkan perubahan pola hidup masyarakat yang semula bersifat nomaden, kemudian menjadi menetap, sehingga memungkinkan manusia untuk membangun peradaban, hal ini dikarenakan kondisi iklim yang menghangat pasca Zaman Es Terakhir. Kondisi iklim dingin pada Zaman Younger Dryas memaksa populasi manusia untuk berkonsentrasi pada wilayah dengan kelimpahan pasokan air, yang mana cocok untuk pertanian dan penyebarluasan tumbuhan serta hewan hasil domestikasi. Populasi meningkat dengan pesat, hingga akhirnya sebagian di antaranya terpaksa meninggalkan pemukiman tersebut guna mencukupi kebutuhan pangan, akibatnya pada akhir Zaman *Younger Dryas* pada 10.000 tahun yang lalu, terjadi peningkatan konsentrasi masyarakat berbasis pertanian yang menyebar secara spasial. Orang – orang Skandinavia memanfaatkan kondisi iklim hangat pada Periode Hangat Abad Pertengahan (800 – 1300 M) untuk mendirikan koloni di lepas pantai Greenland, yang nantinya akan mengalami kehancuran akibat kehadiran lapisan es yang memblokir jalur perdagangan laut mereka dengan Tiongkok pada Zaman Es Kecil (1350 – 1850 M). Musim dingin yang panjang dan lebih dingin pada Zaman Es Kecil tidak hanya menginspirasi lahirnya karya – karya besar di bidang kesenian dan kasusteraan, melainkan juga menyebabkan kegagalan panen, kelaparan dan penyebaran berbagai macam penyakit. Kekeringan Dust Bowl yang berlangsung selama kurang lebih enam tahun pada dekade 1930 –an M telah menjadi penyebab berbagai kerusakan lingkungan, kegagalan panen, perubahan tatanan sosial dan kehancuran sistem perekonomian terparah sepanjang sejarah Amerika Serikat. Kekeringan ekstrem dengan skala waktu yang panjang menjadi faktor pendorong keruntuhan berbagai peradaban besar di dunia, antara lain, Peradaban Akkadian; Maya; Mochica; Tiwanaku dan Anasazi. Faktor – faktor utama yang dianggap mempengaruhi perubahan iklim global sepanjang sejarah manusia, meliputi perubahan sirkulasi termohalin; perubahan pada radiasi matahari dan dampak keaktifan gunungapi. Sistem masyarakat yang kompleks tidak sepenuhnya tidak berdaya, ataupun sepenuhnya dapat

beradaptasi terhadap perubahan iklim. Sudah semestinya, jika peradaban modern dengan perangkat ilmu pengetahuannya untuk memahami dampak perubahan iklim pada masa lampau, guna mengantisipasi perubahan iklim mendatang.

Kebudayaan pada sepanjang kurun keberadaan manusia senantiasa terkena dampak langsung perubahan iklim (Gupta, 2004). Manusia merespon perubahan iklim tersebut dengan cara beradaptasi dan bermigrasi. Penemuan arkeologi menunjukkan bahwa manusia mampu beradaptasi terhadap iklim ekstrem dingin di Kutub Utara dan iklim kering di Gurun Thar dan Sahara sepanjang kurun Plistosen Akhir (sekitar 27.000 tahun yang lalu) (Dow et al., 2005). Akan tetapi, beberapa peradaban justru runtuh akibat perubahan iklim. Kekeringan ekstrem dengan skala waktu yang panjang menjadi faktor pendorong keruntuhan berbagai peradaban besar di dunia, antara lain, Peradaban Akkadian; Maya; Mochica; Tiwanaku dan Anasazi. Peradaban di Asia Selatan juga mengalami perubahan sebagai akibat dari perubahan iklim.

A. Asal Mula Kebudayaan Bercocok Tanam

Manusia pada mulanya merupakan makhluk pemburu dan pengumpul yang menggantungkan hidupnya pada hasil buruan dan tumbuhan liar (Dow et al., 2005). Mereka tidak memiliki pemukiman tetap, melainkan berpindah ketika terjadi perubahan musim dan/atau perubahan iklim. Kebudayaan bercocoktanam belum dimulai pada kurun Plistosen karena iklim yang terlampau dingin tidak cocok bagi pertanian. Richardson, et al. (2001) berpendapat bahwa kebudayaan bercocok tanam tidak mungkin terlaksana pada kurun Plistosen, sebab iklim pada kurun tersebut terlampau kering dan dingin, serta atmosfer pada waktu itu mengandung sangat banyak gas karbondioksida, selain itu cuaca waktu itu juga cenderung berubah – ubah. Pada awal kurun Holosen (10.000 – 7.000 tahun yang lalu), kondisi iklim mengalami penghangatan, sehingga jumlah dan variasi tumbuhan mengalami peningkatan. Manusia beradaptasi dengan cara mengubah pola makan dan gaya hidupnya. Banyak orang yang mulai mendomestikasi tumbuhan dan hewan pada kurun tersebut. Baik secara langsung, maupun tidak langsung, kelahiran kebudayaan bercocoktanam merupakan bentuk adaptasi manusia terhadap perubahan iklim.

Proses domestikasi tumbuhan dan hewan pertama kali berlangsung di Asia, kemudian secara terpisah terjadi di Tiongkok Utara; Tiongkok Selatan; Afrika Sub– Sahara; Andes dan

Bagian Timur Amerika Utara. Anjing merupakan hewan hasil domestikasi pertama, kemudian menyusul kambing dan domba. Anjing digunakan untuk membantu kegiatan berburu, sementara kambing dan domba menghasilkan susu dan daging untuk dimakan, serta kulit untuk bahan pakaian. Belulang kambing dan domba yang ditemukan para arkeolog di situs pemukiman manusia pasca Holosen nampak beragam dan berbeda dengan belulang kambing dan domba liar. Hal ini menunjukkan, bahwa manusia pada waktu tersebut sudah mulai kebudayaan penggembalaan hewan. Sepanjang kurun Holosen, terjadi domestikasi berbagai tumbuhan dan hewan di seluruh dunia. Tanaman dan hewan yang kemudian didomestikasi meliputi, kubis; gandum; jelai; kuda; kacang – kacangan; kacang polong; babi dan sapi. Kebudayaan penggembalaan ini menghadirkan gaya hidup baru bagi manusia, yaitu kehidupan nomadik yang berpindah – pindah seturut musim tumbuhnya rumput.

Gambar 38. Wilayah Bulan Sabit Subur (diarsir kuning) bersama dengan Wilayah Asia Tengah dan Asia Selatan, merupakan wilayah pertama di dunia yang mengadopsi budaya pertanian dan domestikasi tumbuhan dan hewan.

(sumber: Gupta, 2004)

Proses domestikasi bermula di Asia Barat Daya tropis dan subtropis karena kondisi iklim yang hangat dan basahnya sangat ideal untuk pertumbuhan hasil domestikasi (Gupta, 2004). Budidaya ini berawal di lembah Sungai Tigris dan Efrat, kemudian menyebar ke utara hingga bagian timur wilayah Turki dan ke selatan hingga pantai – pantai Lebanon dan Israel (**Gambar 38**). Peninggalan

situs arkeologi di sepanjang daerah yang dikenal sebagai Bulan Sabit Subur ini memperlihatkan bukti – bukti domestikasi tumbuhan awal. Manusia waktu itu tentu sadar akan peningkatan tumbuhan – tumbuhan liar di sekitar mereka dan secara alamiah penasaran akan hal tersebut. Kemudian mereka bereksperimen dengan tumbuhan itu, menggali cara – cara lain guna memanfaatkannya, hingga akhirnya membuat perkakas dari batu dan logam untuk membantu kegiatan bertani mereka. Alat – alat tersebut berfungsi untuk membuka lahan dan membantu proses panen. Untuk membantu proses keberjalanan budaya bercocoktanam, manusia kemudian mempergunakan juga hewan hasil domestikasi seperti kerbau untuk membajak lahan pertanian.

Gambar 39. Periode Younger Dryas ditunjukkan dalam grafik Inti Es GISP2 dari Greenland pada 11500 tahun yang lalu (lihat **BAB VI**). Puncak Periode Hangat Abad Pertengahan nampak pada tahun 985 M dan Zaman Es Kecil pada 1350 M.

(sumber: Alley, 2000)

Kondisi iklim hangat di antara Zaman Es Terakhir dan permulaan kurun Holosen diselingi dengan periode singkat iklim dingin yang disebut sebagai Zaman *Younger Dryas* yang dimulai pada 11.000 tahun yang lalu (**Gambar 39**). Banyak masyarakat yang ketika itu kembali pada kebiasaan lama dalam mencari makan, yaitu budaya berburu dan mengumpulkan hasil buruan. Terdapat juga masyarakat yang lebih memilih hidup berkoloni di suatu tempat dengan lingkungan yang lebih baik. Pada masa inilah, kebudayaan bercocoktanam dianggap sangat menguntungkan. Hal ini dikemukakan oleh V. Gordon Chile melalui Teori ‘Oasis’, yang mengemukakan bahwa

konsentrasi populasi manusia di wilayah tertentu pada Zaman *Younger Dryas* – lah yang memperkenalkan secara luas kebudayaan bercocoktanam (Dow et al., 2005). Ketika kumpulan manusia bermigrasi ke wilayah yang memiliki ketersediaan air, maka otomatis wilayah tersebut merupakan wilayah yang secara geografis ditumbuhi berbagai tumbuhan dan ditinggali bermacam – macam hewan, manusia yang tinggal di sana tinggal memanfaatkan kelimpahan tersebut untuk dikonsumsi. Pengalaman tinggal bersama bermacam – macam tumbuhan dan hewan di suatu wilayah terisolasi membuat manusia belajar untuk memanfaatkan tumbuhan dan hewan yang berguna untuk didomestikasi, dari situlah muncul kegiatan menggembala dan bertani. Sementara itu, Yosef dan Meadow (1995) berpendapat, bahwa iklim yang dingin dan kering pada Zaman *Younger Dryas* kemungkinan menyebabkan penurunan hasil panen gandum liar, sehingga mendorong masyarakat untuk membudidayakannya. Jika teknologi pertanian tidak mengalami perkembangan dan iklim dingin menjadi lebih panjang, maka kemungkinan besar koloni masyarakat terkonsentrasi tersebut akan berpisah dan kembali pada kebudayaan lama sebagai pemburu dan pengumpul. Akan tetapi sejarah mencatat, bahwa Zaman *Younger Dryas* berlangsung pada tempo yang cukup singkat (berakhir pada sekitar 10.000 tahun yang lalu) dan domestikasi tumbuhan dan hewan cenderung menjadi lebih produktif. Pada periode iklim hangat sesudahnya, populasi manusia semakin bertambah dan kebudayaan membangun pemukiman dan bercocoktanam semakin berkembang. Peradaban yang berkembang ketika masa awal bercocoktanam, antara lain:

- *Peradaban Awal di Jazirah India*

Jazirah India merupakan wilayah yang menjadi pusat kebudayaan bercocoktanam pada awal sejarah. Domestikasi pada hewan dan tumbuhan marak dilakukan karena iklim yang sangat bersahabat. Di wilayah ini Monsun Asia sangat mempengaruhi kehidupan harian masyarakatnya. Perubahan Monsun Asia dalam skala musiman dan/atau dekadal menyebabkan perubahan pada jenis vegetasi yang mampu berkembang di Jazirah India. Rekaman Paleomonsun memperlihatkan, bahwa pada awal kurun Holosen, terjadi intensifikasi Monsun Asia, sehingga mengindikasikan bahwa Jazirah India pada waktu itu beriklim jauh lebih hangat dan basah ketimbang saat ini (Pandey et al., 2003). Kondisi udara yang lebih lembab membuat masyarakat di sana

membudidayakan tanaman subtropis seperti gandum dan jelai. Masyarakat di sana dikatakan sangat dekat dengan tanaman dan hewan hasil domestikasi. Masyarakat di sana memiliki hewan liar sebagai hewan peliharaan dan pohon – pohon sakral, seperti Pohon *Pipal* dan *Barh* (beringin). Penghormatan yang sangat mendalam kepada alam, membuat mereka menemukan sifat – sifat tumbuhan tertentu yang dapat dijadikan obat, hingga akhirnya menghasilkan ilmu pengobatan yang dikenal sebagai *Ayurveda*. Pertanian menyebabkan mengharuskan manusia untuk menetap dan membangun sistem kemasyarakatan. Masyarakat di sini membangun sistem irigasi sebagai antisipasi terhadap perubahan Monsun, di mana monsun musim panas berlangsung lebih panjang ketimbang monsun musim dingin, sehingga mereka harus mengumpulkan air hujan guna menumbuhkan gandum dan jelai (Pandey et al., 2003). Pada kurun Holosen akhir (4.000 tahun yang lalu), iklim di Jazirah India menjadi lebih kering, sehingga terjadi diversifikasi tanaman.

- *Peradaban di Lembah Sungai Yangtze*

Fosil beras *phytolith* hasil domestikasi yang ditemukan di Lembah Sungai Yangtze diperkirakan berasal dari kurun antara Zaman Es Terakhir, hingga Holosen (antara 13.900 – 10.000 tahun yang lalu). Pada lapisan yang lebih muda, yang diperkirakan berasal dari Zaman *Younger Dryas*, tidak ditemukan fosil beras *phytolith*. Fosil beras hasil domestikasi baru ditemukan kembali pada lapisan yang lebih muda, yang diperkirakan berasal dari kurun Holosen awal. Diasumsikan, bahwa lokasi ini terlalu dingin ketika Zaman *Younger Dryas*, sehingga masyarakat di sana kembali menjadi pemburu dan pengumpul karena kondisi iklim yang tidak cocok untuk pertanian, kemudian ketika iklim menjadi hangat kembali, masyarakat kembali hidup dengan cara bercocoktanam.

B. Periode Hangat Abad Pertengahan dan Zaman Es Kecil

Periode Hangat Abad Pertengahan merupakan kondisi iklim hangat yang melingkupi Benua Eropa yang berlangsung dari tahun 800 M sampai 1300 M. Periode ini berakhir bersamaan dengan permulaan Zaman Es Kecil yang berlangsung selama kurang lebih 500 tahun (1350 – 1850 M). Kondisi iklim yang hangat dan laut yang tenang membuat Bangsa Skandinavia di bawah kepemimpinan Erik Si Merah, berhasil membangun koloni di Bagian Selatan Greenland pada tahun 985 M (Sherwood dan Idso, 2004). Peristiwa kedatangan Bangsa Skandinavia di Greenland

bersamaan dengan puncak Periode Hangat Abad Pertengahan sebagaimana yang tercatat dalam rekaman inti es GISP2 yang diambil dari puncak pegunungan di Greenland Tengah (**Gambar 39**). Kemungkinan besar, Bangsa Skandinavia memanfaatkan kondisi iklim hangat tersebut guna membangun pemukiman di Pesisir Selatan Greenland. Keruntuhan koloni Bangsa Skandinavia di Greenland lima abad kemudian, kemungkinan juga bersamaan dengan permulaan Zaman Es Kecil. Meningkatnya volume tutupan es di laut pada akhir abad ke-14 membuat tertutupnya rute perdagangan laut antara Greenland dengan Dataran Eropa, sehingga pasokan logistik dari wilayah asal koloni tersebut terhenti (Mann, 2001). Keruntuhan koloni Bangsa Skandinavia di Greenland tentu melibatkan banyak sosial faktor lainnya, namun faktor iklim merupakan faktor penentu utamanya.

Zaman Es Kecil merupakan periode iklim dingin yang berlangsung di Eropa pasca Periode Hangat Abad Pertengahan. Periode iklim dingin ini bermula dengan ditandai oleh perkembangan gletser di Pegunungan – Pegunungan Eropa dan berakhir dengan penyusutan gletser tersebut pada awal abad ke-20 M. Dinamika gletser tersebut bahkan nampak dalam lukisan – lukisan tentang Pegunungan Alpen pada abad – abad tersebut.

Perkembangan gletser tersebut memiliki dampak positif dan negatif terhadap kondisi sosial masyarakat waktu itu. Di Lembah Chamonix, Mont Blanc, Perancis masyarakat yang berbasiskan pertanian banyak yang kehilangan lahan dan terpaksa mengungsi akibat peristiwa ini. Kemudian penduduk di sana mengajukan permohonan kepada uskup setempat untuk melakukan ritual eksorsisme, karena mereka percaya bahwa roh jahat merupakan penyebab bertumbuhnya gletser es di sana. Namun, ritual tersebut nampaknya gagal untuk melelehkan gletser. Di Eropa Utara perubahan iklim yang menyebabkan terjadinya anomali sirkulasi atmosfer menyebabkan terjadinya kegagalan panen. Peristiwa kelaparan, penyebaran wabah penyakit dan peningkatan angka kematian bayi pada abad ke-17 M sampai abad ke-19 M nampaknya terkait dengan iklim dingin yang berlangsung. Meskipun demikian, terdapat juga dampak positif Zaman Es Kecil ini, setidaknya pada bidang kesenian dan kasusteraan. Di London pada tempo itu terjadi festival tahunan ketika Sungai Thames membeku di musim dingin. Kondisi iklim yang dingin juga menginspirasi Charles Dickens untuk menulis tentang keindahan Natal yang serba putih, serta Marry Shelly tentang monster Frankenstein –nya.

C. Respon Berbagai Peradaban Masa Lalu Terhadap Peristiwa Kekeringan

Keberlimpahan air jauh lebih bermanfaat sebagai modal bertahan hidup di kondisi lingkungan kering dan agak kering, ketimbang temperatur (deMenocal, 2001). Salah satu peristiwa kekeringan yang menghasilkan dampak berat bagi masyarakat adalah Peristiwa Kekeringan Dust Bowl yang terjadi pada dekade 1930 –an M. Peristiwa ini berlangsung selama kurang lebih enam tahun (1933 – 1938 M) dan merupakan salah satu bencana yang berdampak pada parah terhadap lingkungan, kondisi sosial, pertanian dan sistem perekonomian sepanjang sejarah Amerika Serikat. Peristiwa ini disebabkan oleh defisiensi curah hujan di Bagian Utara Dataran Great Plains. Peristiwa ini mengakibatkan pemerintah harus mengevakuasi jutaan penduduknya dan terjadi kejatuhan

Gambar 40. Sejarah kekeringan pada wilayah amerika serikat bagian barat daya yang direkonstruksi menggunakan jaringan spasial geokronologi cincin pohon yang tersebar di seluruh wilayah amerika serikat (kurva hitam menunjukkan rata-rata nilai dekadal, kurva abu – abu menunjukkan rekaman tahunan).

(sumber: deMenocal, 2001)

Kronologi cincin pohon yang didapatkan dari Timur Laut Virginia menunjukkan terjadinya dua peristiwa kekeringan ekstrem yang terparah pada 700 tahun terakhir, yaitu pada periode 1587 – 1589 M dan 1606 – 1612 M (deMenocal, 2001) (lihat **BAB VII**). Pada bulan Agustus tahun 1587

M, penjajah Inggris membangun koloni pertamanya di Roanoke, Virginia. Akan tetapi, koloni ini lenyap ketika kapal ekspedisi Kerajaan Britania Raya mengunjunginya empat tahun kemudian. Koloni tersebut kemudian dikenang sebagai ‘Koloni yang Hilang’. Diperkirakan kegagalan koloni ini diakibatkan perencanaan yang kurang matang dan kekurangan pasokan logistik, serta diperparah dengan dimulainya peristiwa kekeringan ekstrem ketika mereka datang. Pada bulan April 1607 M, koloni Inggris yang lebih besar dibangun di Jamestown, Virginia pada periode kekeringan ekstrem. Hasilnya adalah 80% populasi koloni ini tewas pada tahun 1632 M, sebagian besar akibat malnutrisi yang berhubungan dengan iklim yang kering.

Peristiwa kekeringan ekstrem juga terjadi di Wilayah Amerika Serikat Barat Laut pada tahun 1280 –an M, berlangsung selama kurang lebih 26 tahun (deMenocal, 2001). Peristiwa ini dapat digolongkan sebagai kekeringan skala besar, akan tetapi tidak separah kekeringan pada 1580 –an M. Bangsa Anasazi, nenek moyang Suku Indian Pueblo sebelum peristiwa itu berlangsung telah membangun beberapa pemukiman tetap di dataran tinggi dan ngarai di daerah dengan iklim agak kering. Berdasarkan bukti – bukti arkeologi, mendekati akhir abad ke– 13 M, kebanyakan pemukiman tersebut mendadak ditinggalkan penghuninya. Faktor – faktor sosiologis, seperti perpecahan politik dan peperangan dianggap sebagai penyebab utama keruntuhan Peradaban Anasazi, meskipun demikian faktor kekeringan pun memainkan peranan sebagai salah satu faktor pendorong tidak langsung keruntuhan peradaban tersebut (**Gambar 40**). Berikut ini beberapa peradaban besar yang runtuh akibat bencana kekeringan:

- *Kekaisaran Akkadia* (4200 – 4170 tahun yang lalu)

Kekaisaran Akkadia terletak di Wilayah Mesopotamia (Irak Tengah sekarang), diperintah oleh Sargon dari Akkad, wilayahnya membentang dari hulu Sungai Tigris – Efrat, hingga Teluk Persia. Peradaban Akkadia merupakan peradaban yang berbasis pertanian dengan produktifitas tinggi. Peradaban ini berakhir setelah berjalan kurang lebih 100 tahun akibat kekeringan. Bukti – bukti arkeologi menunjukkan, bahwa banyak lahan pertanian di Mesopotamia Utara yang ditinggalkan, seiring dengan migrasi penduduk yang terus menerus berdatangan ke selatan sebagai akibat kekeringan. Hal ini mendorong penguasa setempat untuk membangun Tembok Amori sepanjang 180 km sebagai usaha untuk menghentikan migrasi penduduk. Bukti sejarah menunjukkan, bahwa

Peradaban Akkadia dengan segala kecanggihan teknologi pengelolaan air dan pengelolaan cadangan pangannya, tetap runtuh akibat kekeringan ekstrem.

Bukti geologi peristiwa kekeringan regional ini didapatkan dari inti sedimen laut yang diambil dari Teluk Oman (lihat **BAB V**), yang mana mengandung hasil sedimentasi angin dari Daratan Mesopotamia (Cullen et al., 2000 dalam deMenocal, 2001). Peningkatan tiba – tiba debu eolian dari 4.025 tahun yang lalu memperlihatkan kondisi kering yang berlangsung di Daratan Mesopotamia selama 300 tahun. Analisis geokimia pada debu pecahan tembikar di situs arkeologi yang dibandingkan dengan rekaman sedimen laut memperlihatkan periode kejadian yang sama antara keruntuhan Kekaisaran Akkadia dengan kekeringan ekstrem. Hal ini kemudian menunjukkan, bahwa perubahan iklim merupakan penyebab keruntuhan Kekaisaran Akkadia (**Gambar 41**).

Gambar 41. Keruntuhan Kekaisaran Akkadia yang terjadi pada 4.170 tahun yang lalu, sebagaimana didokumentasikan secara detail dalam tarikh radiokarbon yang didapatkan dari situs arkeologi. Inti sedimen angin dan sedimen laut yang diambil dari dasar Teluk Oman digunakan untuk merekonstruksi kekeringan. Peningkatan deposit dolomit eolian dan kalsit pada 4.025 tahun yang lalu menyingkap peristiwa kekeringan sepanjang 300 tahun.

(sumber: deMenocal, 2001)

- *Peradaban Maya (250 – 850 M)*

Kondisi iklim kering di sepanjang Pantai Peru membuat penduduk di sana membangun sistem irigasi yang rumit dalam rangka mendukung kegiatan pertanian selama ratusan tahun. Peradaban Pra – Colombian ini merupakan contoh yang sempurna tentang hubungan antara variabilitas iklim dengan perubahan kultural di masa lampau, karena mereka hidup dalam populasi yang cukup padat dan memiliki teknologi pertanian yang cukup canggih, serta tinggal dalam lingkungan yang menantang (deMenocal, 2001).

Peradaban Maya mendiami Wilayah Amerika Tengah pada periode 250 – 850 M. Peradaban ini memadati dataran rendah di selatan Semenanjung Yucatan. Variasi curah hujan tahunan di wilayah ini berkisar antara 500 – 4000 mm, dengan musim dingin kering yang umumnya terjadi pada bulan Januari hingga Mei. Musim dingin ini disebabkan oleh pergeseran kelembapan musiman yang dikenal dengan istilah '*Meteorological equator*'. Masyarakat Maya membangun sistem penampungan air skala besar sebagai upaya adaptasi terhadap defisiensi air permukaan. Kota – kota yang mereka tempati didesain untuk menadah air hujan, untuk kemudian dialirkan ke cekungan – cekungan penyimpanan air, baik yang alami maupun buatan. Mereka meletakkan reservoir di puncak bukit, yang kemudian dengan memanfaatkan gravitasi, dialirkan untuk mengirigasi lahan – lahan pertanian di bawahnya. Meskipun demikian, mereka sangat bergantung pada hujan musiman untuk bertahan hidup (Peterson dan H. Haug, 2005).

Gambar 42. Inti Sedimen yang didapatkan dari Cekungan Cariaco menunjukkan menunjukkan beberapa periode kekeringan dalam rentang 50 tahunan yang menimpa Peradaban Maya antara tahun 760 M, hingga 910 M.

(sumber: Peterson dan Haug, 2005)

Rekaman inti sedimen yang diambil dari Danau Yucatan dan Cekungan Cariaco di Venezuela Utara menunjukkan, bahwa sepanjang 7000 tahun terakhir, periode kekeringan terparah terjadi pada interval 800 M – 1000 M, pada waktu yang sama dengan keruntuhan Peradaban Maya. Berdasarkan bukti – bukti arkeologi, diketahui bahwa keruntuhan Peradaban Maya pertama kali terjadi di Dataran Rendah Yucatan bagian tengah dan selatan, baru seabad kemudian menimpa masyarakat yang mendiami Dataran Rendah Yucatan Utara. Hal ini kontras dengan pola curah hujan, yang justru menunjukkan, bahwa wilayah utara memiliki curah hujan lebih rendah ketimbang wilayah selatan. Di samping iklim, tentunya kita harus mempertimbangkan faktor lain. Bukti – bukti geologi menunjukkan, bahwa di wilayah utara sistem akifer alami lebih baik ketimbang wilayah selatan, sehingga Masyarakat Maya di wilayah utara lebih resisten terhadap peristiwa kekeringan ekstrem ini. Richardson B. Gill (2000) berpendapat, bahwa terjadi tiga fase keruntuhan Peradaban Maya antara tahun 760 M sampai 910 M, dengan perkembangan regional yang berbeda – beda. Fase pertama ditandai dengan keruntuhan sistem masyarakat di dataran rendah bagian barat karena sistem air tanah yang buruk. Fase kedua ditandai dengan terjadinya kekeringan terbatas di bagian tenggara dataran rendah ini, di mana air tawar dari lagun masih bisa digunakan untuk kebutuhan sehari – hari. Dan, fase terakhir adalah kejadian kekeringan yang terjadi di seluruh wilayah Peradaban Maya. Wilayah Peradaban Maya ini merupakan wilayah yang terdampak kekeringan parah pada periode tahun 800 M hingga 1000 M (deMenocal, 2001).

Penelitian Arkeologi menunjukkan, bahwa populasi Maya yang pada puncak kejayaannya mencapai ~200 jiwa/km², menyusut menjadi 100 jiwa/ km² pada tahun 900 M. Pada tahun 1500 M, DAS di wilayah Maya banyak ditinggalkan penduduknya. Keruntuhan total Peradaban Maya diperkirakan bermula pada tahun 800 M. Faktor utama penyebab keruntuhan ini diyakini merupakan kekeringan ekstrem yang melanda wilayah tersebut. Tentu saja terdapat faktor – faktor lain yang menyebabkan Peradaban Maya yang agung ini runtuh sama sekali, seperti overpopulasi dan intrik – intrik politik di kalangan elite yang diyakini muncul sebagai akibat kekeringan ekstrem.

- *Masyarakat Mochica (300 – 500 M)*

Masyarakat Mochica mendiami Padang Pasir Sechura di Pantai Utara Peru pada tahun 300 M, hingga 500 M (deMenocal, 2001). Pada masa kejayaannya di bawah kepemimpinan Moche IV, masyarakat Mochica tinggal di pusat kota yang dibangun bersama – sama secara monumental dengan bahan dasar batu bata. Ibukota Mochica mempunyai bangunan berbahan batu bata terbesar di zaman kuno yang dikenal dengan sebutan, Huaca del Sol. Pusat kebudayaan ini secara tiba – tiba ditinggalkan oleh penghuninya pada tahun 600 M. Penelitian arkeologi menemukan bahwa terdapat gundukan pasir yang membanjiri saluran irigasi utama ketika terjadinya peristiwa ini. Moche V, pengganti Moche IV memindahkan pusat kebudayaan ini ke daerah pedalaman di Highland River antara tahun 600 M, hingga 750 M. Perpindahan skala besar secara tiba – tiba belum pernah terjadi sebelumnya di wilayah ini.

Rekaman inti es Quelccaya mengindikasikan terjadinya perubahan iklim selama proses transisi dari Moche IV ke Moche V (**Gambar 43**). Perubahan pada isotop oksigen; laju akumulasi; dan konsentrasi partikel tak larut sepanjang 1.500 tahun terakhir menyediakan data perubahan iklim di wilayah ini. Rekaman inti es tersebut, menunjukkan perlambatan akumulasi es antara tahun 563 M, hingga 594 M. Melalui perbandingan data paleoklimat ini dengan hasil penelitian arkeologi, menunjukkan bahwa kekeringan sepanjang 30 tahunan ini mendahului terjadinya transisi pusat kebudayaan. Gundukan pasir yang menutupi saluran irigasi merupakan akibat dari perubahan iklim yang menyebabkan kondisi wilayah tersebut lebih kering, inilah yang mendorong Moche V untuk memindahkan peradabannya ke dataran tinggi, agar dapat mendapatkan cadangan air yang cukup. Rekaman inti es dari wilayah ini menunjukkan, bahwa sepanjang dua milenium terakhir terjadi berulang kali perpindahan pusat peradaban di Peru dari dataran rendah ke dataran tinggi, begitupun sebaliknya yang berkaitan dengan respons terhadap kekeringan, hingga mengakibatkan terjadinya pertumbuhan dan kemunduran budaya pertanian di Peru dan Ekuador secara berulang (deMenocal, 2001).

Gambar 43. Rekaman Inti Es Quelccaya yang diambil di dekat Danau Titicaca menunjukkan perubahan jumlah presipitasi sepanjang 1.500 tahun terakhir. Bersamaan dengan waktu terjadinya kekeringan, Peradaban Mochica meninggalkan pusat kebudayaannya di pantai untuk kemudian bermigrasi ke wilayah pegunungan yang relatif terjamin pasokan airnya. Demikian pula dengan Tiwanaku yang juga kesulitan beradaptasi dengan kekeringan, sehingga mengalami keruntuhan pada tahun 1100 M.

(sumber: deMenocal, 2001)

- *Kebudayaan Tiwanaku (300 SM – 1100 M)*

Kebudayaan Tiwanaku mencakup daerah perkotaan dan pedesaan di sekeliling Danau Titicaca yang terletak di dataran tinggi (4000 mdpl), perbatasan Bolivia Selatan dengan Peru. Sistem pertanian mereka berhasil bertahan sepanjang 1500 tahun, dari tahun 300 SM hingga 1100 M. Mereka mempraktikkan sistem pertanian yang cukup baik, di antaranya adalah pemupukan untuk daur ulang nutrisi pada lahan dan pembangunan kanal untuk mencegah bekunya hasil panen mereka. Sistem ini mampu menafkahi seluruh populasi penduduk desa dan perkotaan yang cukup padat di wilayah ini. Pusat Kota Tiwanaku terbengkalai secara tiba – tiba pada sekitar tahun 1100 M, dan mengalami keruntuhan total pada periode sekitar abad ke – 12 M, hingga abad ke – 15 M.

Rekaman inti es Queleccaya yang dibor di wilayah dekat Danau Titicaca menunjukkan rekaman paleoklimat yang dapat dibandingkan dengan bukti – bukti arkeologi keruntuhan Peradaban Tiwanaku. Rekaman inti es ini menunjukkan, terjadi perlambatan akumulasi es yang terjadi pada waktu yang sama dengan transisi kultural (**Gambar 43**). Kondisi kering bermula sesudah tahun 1040 M dan tetap bertahan dalam beberapa abad kemudian. Inti sedimen yang diambil dari Danau Titicaca menunjukkan terjadinya penurunan ketinggian permukaan air, hingga mencapai 10 meter pada periode ini. Terjadi perubahan kultural pada masyarakat Tiwanaku ketika itu, meskipun mereka tetap mampu bertani, tetapi hasil pangan yang didapatkan tidak cukup untuk memberi makan populasi penduduknya yang padat ketika iklim berubah menjadi kering.

D. Mekanisme Perubahan Iklim

Peristiwa perubahan iklim yang berdampak pada masyarakat relatif baru – baru ini yang tercatat dalam sejarah, seperti Kekeringan Dust Bowl pada dekade 1930 –an M; Kekeringan Amerika Serikat Barat Daya pada dekade 1950 –an M; Kekeringan yang menimpa koloni Inggris di Virginia pada akhir abad ke – 16 M dan awal abad ke – 17 M; serta Kekeringan Ekstrem (*Great Drought*) pada dekade 1280 –an M, memiliki durasi yang bervariasi antara beberapa tahun, hingga beberapa dekade. Masyarakat modern yang semakin kompleks relatif dapat mengatasi dampak kekeringan ini, meskipun tentu saja perbedaan durasi dan intensitas kekeringan memerlukan strategi yang berbeda pula dalam menghadapinya. Perubahan iklim yang berskala multi dekadal atau multi abad terjadi pada permulaan Holosen sebagai konsekuensi dari variabilitas iklim natural. Masa transisi memasuki perubahan ini terkadang berlangsung dengan amat singkat, bahkan kurang dari sepuluh tahun. Kala Holosen pada mulanya dikenal sebagai suatu periode dengan iklim hangat yang relatif stabil, akan tetapi melalui rekaman paleoklimat yang mendetail, kita tahu bahwa terjadi perulangan periode dingin dengan skala multi abad setiap hampir 1.500 tahunan. Hal ini menunjukkan, variabilitas iklim berhubungan dengan perubahan arus laut sub-polar dan sub-tropis, serta pengaruh iklim regional lainnya (deMenocal, 2001).

Gejala periode dingin ini umumnya muncul bersamaan dengan kejadian lain di perairan Atlantik Utara. Perubahan sirkulasi termohalin (yang terdiri dari tiga bagian, angin; panas; dan salinitas, sebagai penggerak sirkulasi lautan yang berdampak pada iklim global) dan sistem kopel interaksi atmosfer – laut (sistem termodinamika kompleks yang menyebabkan terjadinya

variabilitas iklim) merupakan komponen utama penyebab pergeseran iklim ini. Sistem inilah yang mengatur stabilitas iklim modern sepanjang kala Holosen. Zaman Es Kecil (1300 M – 1870 M) dan Periode Hangat Abad Pertengahan (800 M – 1300 M) menunjukkan pola iklim multi abad Holosen yang terbaru. Analisis berkenaan dengan peristiwa – peristiwa ini menunjukkan, bahwa faktor – faktor utama yang bervariasi sebagai agen perubahan iklim di zaman modern, antara lain adalah perubahan insolasi dan efek dari erupsi gunungapi, yang masing – masing berpengaruh terhadap lebih dari 50% fluktuasi temperatur global. Peningkatan aktifitas antropogenik sesudah periode Revolusi Industri dalam bentuk gas rumah kaca tentu harus dipertimbangkan sebagai salah satu faktor perubahan iklim pasca abad ke – 19 M dalam perhitungan model iklim. Sepanjang milenium terakhir, ditemukan korelasi yang cukup kuat antara perubahan insolasi, temperatur permukaan laut dan intensitas kekeringan.

E. Kesimpulan

Perkembangan budaya pertanian, dan juga domestikasi tumbuhan dan hewan terjadi pada saat periode singkat transisi antara iklim ekstrem dingin, kondisi kering, iklim panas dan iklim basah. Budaya pertanianlah yang menyebabkan penduduk dunia saat ini berpopulasi padat. Tanpa pertanian, masyarakat tidak mungkin mengalami ekspansi. Sistem pertanian mengharuskan seseorang untuk menetap di suatu tempat dan mengurus ladangnya, sehingga terbangunlah suatu komunitas. Kemudian populasi manusia mengalami peningkatan pesat dan mungkin rasionalitas manusia dalam menggunakan perkakas teknis turut berkontribusi dalam budaya bercocoktanam ini, akan tetapi pergeseran iklim ke arah yang lebih hangat pada akhir Zaman Es Terakhir yang diselingi periode dingin dan kemudian menghangat kembali pada *Younger Dryas* tentunya merupakan penyebab utama menyebarnya budaya pertanian dan masyarakat yang menetap di suatu wilayah tertentu.

Zaman Es Kecil dan Periode Hangat Abad Pertengahan terjadi pada kurun waktu relatif belum lama, sehingga dampaknya pada masyarakat terdokumentasikan dengan baik. Banyak masyarakat yang mampu beradaptasi dan terus berkembang, bahkan merayakan musim dingin yang panjang seperti di Inggris, sementara masyarakat lainnya justru mengalami kelaparan dan kematian yang diasosiasikan dengan iklim yang lebih dingin. Kekeringan pada kala Holosen Akhir yang

menyebabkan keruntuhan berbagai peradaban merupakan peristiwa kekeringan terparah dari segi intensitas dan durasi, jika dibandingkan peristiwa kekeringan manapun sesudah ditemukannya alat pencatat kekeringan. Variabilitas alami kekeringan dapat dikategorikan sebagai kekeringan inter tahunan; kekeringan multi dekadal dan kekeringan multi abad. Rekaman paleoklimat yang mendetail menunjukkan bahwa kekeringan multi dekadal dan multi abad yang terjadi secara mendadak, intensif dan bertahan lama terjadi bersamaan dengan keruntuhan peradaban – peradaban besar, seperti Akkadia; Maya; Mochica dan Tiwanaku. Peradaban – peradaban tersebut nampaknya tidak mampu mereorganisasikan pasokan pangan dan sistem produksi ketika mendapatkan tekanan begitu hebat dari alam sekitarnya.

Melihat kembali catatan – catatan peradaban kuno yang runtuh akibat perubahan iklim memberikan kita pemahaman akan tingkat kerentanan peradaban modern terhadap perubahan iklim. Masyarakat modern yang kompleks tidak akan pernah seutuhnya tidak berdaya, ataupun seutuhnya adaptif terhadap perubahan iklim (deMenocal, 2001). Masyarakat dari peradaban – peradaban kuno tersebut juga sama seperti masyarakat modern, mengerahkan segala daya usaha untuk menghadapi perubahan iklim berdasarkan catatan historis yang mereka miliki. Perbedaan adalah, masyarakat modern dapat mempelajari dampak iklim terhadap peradaban jauh kebelakang secara mendetail berkat studi paleoklimatologi dan arkeologi, sedangkan mereka tidak. Mempelajari respons masyarakat kuno terhadap perubahan iklim dapat menambah wawasan kita untuk mempersiapkan masyarakat modern dalam menghadapi perubahan iklim saat ini dan di masa yang akan datang.

BAB XI: Mengenal Pemodelan Paleoklimat

Model iklim umumnya menyederhanakan kenyataan, didesain untuk menggambarkan kompleksitas interaksi dalam sistem iklim. Model iklim numerik ini dapat digunakan untuk menguji – coba teori astro – paleoklimat, dalam kaitan seberapa jauh parameter – parameter astronomi menyebabkan perubahan insolasi yang dapat menyebabkan sistem iklim Kuartar menjadi siklus glasial – interglasial seperti yang didapat dari data geologi. Dengan adanya pemodelan ini, diharapkan menambah pemahaman kita tentang mekanisme fisis sistem iklim yang berkaitan dengan perubahan parameter – parameter astronomi yang mengakibatkan perubahan insolasi. Mekanisme – mekanisme fisis yang secara khusus berkaitan antara lain, pada lapisan es, litosfer, siklus hidrologi, sifat perawanan, albedo, gradien temperatur darat – laut – es, siklus karbon, dan sirkulasi laut. Bagian – bagian yang berbeda dari sistem iklim, seperti litosfer, atmosfer, hidrosfer, biosfer, kriosfer biasanya dimodelkan secara terpisah, akan tetapi dalam pemodelan canggih saat ini, diharapkan dapat digabungkan menjadi sebuah model paleoklimat yang komprehensif. Model iklim memiliki hirarkinya sendiri, bergantung pada seberapa kompleks model tersebut, yang mana berhubungan dengan derajat resolusi spasial, dan temporalnya. Hirarki pemodelan numerik iklim tersebut akan digunakan dalam pemodelan paleoklimat.

General Circulation Models (GCMs) utamanya digunakan untuk mensimulasikan aspek – aspek geografis dalam iklim purba. Keterbatasannya adalah biaya komputasinya yang tinggi. Karena alasan tersebut, umumnya GCMs digunakan untuk simulasi yang mencakup waktu maksimum ratusan tahun. GCMs menyediakan suatu gambaran snapshot iklim dalam kesetimbangan dengan kondisi batas.

Pada periode interglasial terakhir, 125.000 tahun yang lalu, model paleoklimat menyatakan bahwa kondisi saat itu lebih hangat ketimbang saat ini, khususnya pada lintang tinggi, yang ditandai dengan berkurangnya lapisan es, yang mana meningkatkan monsun tropis utara, dan mengakibatkan pergeseran bioma tundra dan taiga ke arah utara yang sesuai dengan rekaman

geologi. Walaupun pendinginan kuat karena faktor – faktor orbital terjadi pada 115.000 tahun yang lalu, ternyata hal tersebut tidaklah cukup untuk menciptakan zaman es, dengan catatan perubahan vegetasi tidak dimasukan kedalam perhitungan. Hal ini dengan jelas menunjukkan, bahwa faktor vegetasi – albedo – umpan balik temperatur merupakan faktor penting dalam iklim. Beberapa GCMs telah digunakan untuk mensimulasikan iklim peristiwa glasiasi maksimum terakhir (*last glaciation maximum*), sekitar 20.000 tahun yang lalu. Sekali lagi, proses penting yang berperan dalam peristiwa tersebut telah dapat diidentifikasi. Peristiwa glasiasi maksimum terakhir berkaitan dengan konsentrasi gas karbondioksida, es laut, temperatur laut, dan albedo daratan. Sebagai bagian dari Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP), beberapa GCMs menampilkan simulasi yang sama pada iklim pertengahan Holosen (6.000 tahun yang lalu). Beberapa bukti – bukti kuat telah ditemukan, seperti pergerseran hujan monsun ke arah utara di Afrika, dan India.

Model – model konseptual sederhana telah didesain untuk menguji apakah proses iklim yang terjadi saat ini dapat menjelaskan perubahan iklim lampau. Sebagai contoh, model sederhana yang dikerjakan oleh Paillard yang mensimulasikan perubahan volume es global dalam kaitan dengan insolasi. Model tersebut membedakan kondisi iklim bumi menjadi tiga kondisi berbeda, yaitu glasial, glasial sedang, dan interglasial, serta fase transisi diantaranya. Model ini berhasil merekonstruksi suksesi siklus glasial – interglasial selama Plistosen akhir.

Model dengan kompleksitas sedang hingga kini merupakan satu – satunya model iklim yang dapat mensimulasikan properti – properti iklim yang bergantung pada waktu, dengan rentang waktu yang cukup panjang. Karena rentang waktu simulasi iklim yang cukup panjang, maka model ini dianggap mampu untuk menguji teori astro – paleoklimat. Earth system Models of Intermediate Complexity (EMICs) adalah model dengan kompleksitas sedang yang mampu mensimulasikan variable iklim seperti, volume es, depresi batuan dasar (*bedrock depression*), temperatur laut dalam, dan konsentrasi gas rumah kaca di atmosfer. EMICs juga dapat mensimulasikan interaksi dari bagian – bagian yang berbeda tersebut kedalam satu sistem iklim yang komprehensif. EMICs pun dapat mensimulasikan siklus glasial – interglasial dengan rentang waktu yang lebih panjang ketimbang model sederhana yang diajukan oleh Paillard.

Model iklim LLN 2D NH yang dikerjakan oleh para ahli di Université Catholique de Louvain, Louvain la – Neuve, Belgia merupakan salah satu jenis model EMICs. LLN 2D NH dirancang untuk mampu mensimulasikan respon iklim terhadap perubahan – perubahan astronomi. Model ini menghubungkan proses – proses di atmosfer, lapisan stratifikasi atas di laut, lautan es, lapisan es, daratan, dan litosfer yang mendasarinya. Model ini dijalankan dengan menghitung insolasi, dan merekonstruksi konsentrasi gas karbondioksida di atmosfer. Model ini hanya memperhitungkan kejadian yang terjadi di BBU, dan sirkulasi termohalin tidak diperhitungkan secara eksplisit. LLN 2D NH mampu mensimulasikan kondisi iklim yang berbeda pada 3 juta tahun terakhir di BBU, antara lain, awal periode glasiasi pada 2,75 juta tahun yang lalu, ketika variasi obliquity menjadi kendali iklim dominan pada kala Plistosen, kemunculan siklus 100.000 tahunan pada 900.000 tahun yang lalu, dan siklus glasial – interglasial pada 600.000 tahun terakhir. Perubahan iklim di BBU , khususnya yang berkaitan dengan volume es benua yang disimulasikan oleh LLN 2D NH sepanjang 400.000 tahun terakhir cocok dengan rekonstruksi dari data geologi.

Gambar 44. Perbandingan Model LLN 2D NH dengan data geologi sepanjang 400.000 tahun ke belakang: (A) .Variasi radiasi matahari rata – rata pada bulan Juli di lintang 60° LU (garis merah tebal), dan konsentrasi gas karbondioksida (garis hijau putus – putus); (B). Rekaman *proxy* dari volume es kontinental, yang terdiri dari Isotop Oksigen sebagai fungsi umur dalam skala waktu SPECMAP (garis biru tua tebal), rekaman $\delta^{18}\text{O}$ dari inti sedimen laut dalam MD900963 (garis biru putus – putus panjang), rekonstruksi tinggi permukaan laut dari foraminifera benthik dari inti sedimen laut dalam V19 – 30 (garis biru putus – putus pendek); (C). Volume es kontinental dalam simulasi model iklim LLN 2D NH.

(sumber: Loutre, 2003)

Akan tetapi, ada sedikit ketidaksesuaian model LLN 2D NH dengan data geologi, yaitu terlalu seringnya lapisan es meleleh sepanjang periode interglasial. Perbedaan terbesar antara simulasi dengan data – data geologi terjadi antara 180.000 – 150.000 tahun yang lalu. Selain itu, terjadi pula ketidaksesuaian pada interval waktu 400.000 – 350.000 tahun yang lalu. Pada simulasi interval waktu tersebut ditandai dengan periode interglasial yang panjang, sedangkan hal tersebut tidak terekam pada data geologi. Kesalahan tersebut mungkin dikarenakan interaksi antara insolasi dengan konsentrasi gas karbondioksida dalam model. Model LLN 2D NH mengasumsikan perubahan – perubahan orbital sebagai kendali utama dari iklim, yang kemudian diperbesar dengan adanya respon gas karbondioksida. Akan tetapi, model ini berhasil mengidentifikasi proses perubahan iklim, seperti umpan balik temperatur albedo, umpan balik temperatur uap air, proses terjadinya zaman es, dan pemantulan isostatik.

Dengan memperbaiki teknik pengamatan, metode pengukuran umur, dan pembuatan model iklim yang lebih komprehensif akan memperbaiki pemahaman kita tentang proses evolusi iklim purba, seperti evolusi pada atmosfer – laut, penambahan/ penyusutan lapisan es, dan dinamika pembentukan dan pemusnahan hutan dan gurun.

Lampiran 1: Perbandingan Isotop Oksigen

Oksigen merupakan salah satu unsur yang memiliki peranan penting dalam studi paleoklimatologi. Oksigen memiliki dua jenis isotop, yaitu isotop oksigen berat dan ringan. Perbandingan kedua jenis isotop oksigen ini berguna dalam seluruh penelitian paleoklimatologi. Seperti seluruh unsur kimiawi lainnya, atom oksigen memiliki inti yang terdiri dari proton dan neutron yang dikelilingi oleh awan elektron. Seluruh atom oksigen memiliki delapan buah proton, akan tetapi inti atom oksigen mungkin memiliki 8, 9, atau 10 buah neutron. Oksigen ‘ringan’ O-16 dengan 8 proton dan 8 neutron merupakan isotop oksigen yang paling umum dijumpai di alam, diikuti oleh O-18 yang dikenal sebagai oksigen ‘berat’ (8 proton dan 10 neutron) dengan jumlah yang lebih sedikit.

Gambar 45. Perbedaan atom oksigen ringan dan oksigen berat.

(sumber: Robert Simmon, NASA GSFC)

Perbandingan (jumlah relatif) kedua isotop oksigen ini dalam air berubah seturut dengan iklim. Melalui penaksiran bagaimana perbedaan perbandingan oksigen berat dan ringan dalam sedimen dasar laut; inti es dan fosil – fosil lainnya dari standar baku universal, paleoklimatolog dapat mempelajari perubahan iklim pada masa lalu. Standar yang digunakan para paleoklimatolog dalam membandingkan perbandingan isotop oksigen umumnya adalah rasio isotop oksigen pada air laut di kedalaman 200 – 500 meter.

Pertanyaannya sekarang adalah bagaimana variabel – variabel iklim dapat mempengaruhi perbandingan isotop oksigen dalam air laut? Evaporasi dan kondensasi merupakan dua proses yang paling mempengaruhi perbandingan oksigen berat dan oksigen ringan di lautan. Molekul air terdiri dari dua atom hidrogen dan satu atom oksigen. Molekul air yang mengandung oksigen ringan ter evaporasi secara lebih mudah dibandingkan molekul air yang mengandung atom oksigen berat. Sementara itu, molekul uap air yang mengandung oksigen atom oksigen berat lebih mudah mengalami kondensasi.

Gambar 46. Konsentrasi isotop oksigen berat pada presipitasi di kutub menurun seiring dengan menurunnya temperatur global.

(sumber: Jouzel et al., 1994)

Sebagaimana gerak udara yang mendingin semakin naik ke atas atau semakin bergerak menuju kutub, kelembapan mulai menyebabkan kondensasi dan uap air jatuh menjadi hujan. Pada pertama kali, hujan mengandung oksigen berat yang lebih banyak, karena molekul – molekul tersebut lebih mudah terkondensasi dibandingkan uap air yang mengandung oksigen ringan. Kelembapan yang tersisa di udara kemudian kehabisan kandungan oksigen berat, seiring dengan aliran udara atas yang terus bergerak menuju kutub. Seiring dengan kelembapan udara yang

menjalar ke lintang yang lebih tinggi, hujan dan salju yang turun kemudian lebih banyak mengandung unsur oksigen ringan.

Sepanjang kurun zaman es, temperatur udara dingin meluas hingga ke lintang – lintang rendah. Oleh karena itu, uap air di lintang rendah lebih banyak mengandung isotop oksigen ringan ketimbang kondisi normal. Uap air yang mengandung isotop oksigen rendah, bergerak ke arah kutub, terkondensasi dan akhirnya jatuh sebagai salju pada lapisan es abadi di sana. Sehingga, air laut mengandung lebih banyak isotop oksigen berat dan lapisan es di kutub mengandung lebih banyak isotop oksigen ringan ketimbang kondisi normal. Dengan demikian, kelimpahan konsentrasi oksigen berat pada air laut, menunjukkan banyaknya isotop oksigen ringan pada lapisan es kutub. Melalui perhitungan perbandingan isotop oksigen yang tepat, paleoklimatolog dapat mengetahui seberapa besar volume tutupan es di bumi pada masa tertentu.

Gambar 47. Uap secara bertahap kehilangan isotop oksigen berat seiring dengan pergerakannya ke lintang tinggi. Molekul air yang mengandung isotop oksigen berat lebih mudah mengalami kondensasi, dibandingkan molekul air normal. Aliran udara ke lintang tinggi, kemudian akan kehabisan uap air dan semakin kering ketika mendekati wilayah kutub. Pada akhirnya, salju yang membentuk lapisan es di kutub juga kekurangan oksigen berat. Ketika lapisan es abadi di kutub mencair, maka turut juga dilepaskan isotop oksigen ringan ke laut lepas.

(sumber: Robert Simmon, NASA GSFC)

Sebaliknya, jika terjadi kenaikan temperatur global, maka terjadi juga pelelehan lapisan es dan peningkatan aliran air tawar menuju laut. Pada saat inilah, kandungan isotop oksigen ringan banyak ditemukan pada air laut. Pelelehan es di kutub, mendorong pelepasan isotop ringan ke laut dan menurunkan tingkat salinitas sistem laut global. Kelimpahan konsentrasi isotop oksigen rendah pada air laut mengindikasikan terjadinya pemanasan global dan pelelehan lapisan es di kutub. Oleh karena uap air yang mengandung isotop oksigen berat telah terkondensasi dan jatuh sebagai hujan sebelum uap air yang mengandung isotop oksigen ringan, dapat disimpulkan jika pada suatu wilayah laut di mana mengandung lebih banyak konsentrasi isotop oksigen ringan, maka hal tersebut mengindikasikan bahwa air yang mengalir ke laut tersebut berasal dari limpasan DAS yang mengalami hujan lebat. Dengan demikian, paleoklimatolog umumnya mengaitkan kandungan isotop oksigen air laut yang ringan dengan pemanasan global (pada skala global), dan kelimpahan curah hujan di darat pada skala lokal.

Paleoklimatolog umumnya menggunakan perbandingan isotop oksigen yang terperangkap pada rekaman inti es kutub dan cangkang fosil makhluk hidup laut untuk merekonstruksikan temperatur dan curah hujan pada masa lalu. Pengukuran perbandingan isotop oksigen pada rekaman inti es kutub relatif sederhana. Jika terdapat lapisan dengan kelimpahan isotop oksigen berat mengindikasikan terjadinya penurunan temperatur global, pun berlaku sebaliknya. Pengukuran pada inti es yang diambil dari puncak – puncak gunung es di tropis lebih sulit, karena terdapat kecenderungan uap air yang mengandung isotop oksigen berat untuk mengalami presipitasi di wilayah tropis. Pengukuran perbandingan isotop oksigen pada cangkang fosil laut lebih sulit lagi, karena masing – masing spesies memiliki sensitifitas respon biokimia yang berbeda terhadap perubahan temperatur dan curah hujan.

Cangkang koral dan mikrofosil laut lainnya tersusun dari kalsium karbonat (CaCO_3) atau silika dioksida (SiO_2). Pada saat proses pembentukan cangkang tersebut, koral dan mikrofosil cenderung menyerap lebih banyak air yang mengandung isotop oksigen berat, ketimbang ringan, terlepas dari perbandingan isotop oksigen pada air laut. Meskipun demikian, paleoklimatolog menemukan bukti bahwa cangkang yang terbentuk di perairan hangat (kaya akan isotop oksigen

ringan) lebih kecil, ketimbang yang terbentuk di perairan dingin (kaya akan isotop oksigen berat). Oleh karena itu, untuk menggunakan perbandingan isotop oksigen pada fosil laut, paleoklimatolog harus mempelajari fenomena lokal pada masa pembentukannya.

Paleoklimatolog dapat mengoreksi faktor temperatur lokal dengan menggunakan metode geokimia lainnya. Misalkan pada koral, paleoklimatolog dapat menggunakan perbandingan stronsium/ thorium untuk menentukan temperatur. Dengan melakukan pengukuran ini, kemudian paleoklimatolog dapat mengetahui seberapa besar temperatur berpengaruh pada perbandingan isotop oksigen pada koral di wilayah tersebut. Setelah dilakukan koreksi, paleoklimatolog kemudian dapat menggunakan perbandingan isotop oksigen pada fosil tersebut untuk mengetahui perubahan salinitas, curah hujan, limpasan, dan bahkan volume es global.

Gambar 48. Koral yang memiliki garis pertumbuhan tahunan merupakan *proxy* yang paling bermanfaat bagi paleoklimatolog karena melalui ini dapat dilakukan kombinasi rekonstruksi iklim melalui perbandingan isotop oksigen dan metode geokimia lainnya. Penampang melintang dari pemindai sinar-x ini menunjukkan perubahan konsentrasi isotop oksigen berat dalam kaitannya dengan garis pertumbuhan koral. Karena terdapat kompleksitas dari sistem hidup koral dan makhluk laut lainnya dengan fenomena lokal, maka paleoklimatolog harus secara hati – hati melakukan kalibrasi terlebih dahulu terhadap respon cangkang organisme tersebut terhadap perubahan konsentrasi isotop oksigen di laut.

(sumber: Cole et. al. 2000)

Perbandingan isotop oksigen dapat digunakan oleh paleoklimatolog untuk merekonstruksikan iklim masa lalu, karena dapat diterapkan pada berbagai macam *proxy* yang diambil dari wilayah yang berbeda. Melalui penemuan tentang perbandingan isotop oksigen ini, paleoklimatolog telah membuat terobosan besar yang bahkan tidak terpikirkan sebelumnya.

Lampiran 2: Fenomena *Upwelling*

Upwelling merupakan gerakan vertikal terus menerus dari lapisan bawah ke permukaan laut, dimana air tersebut dialirkan secara horizontal keluar dari daerah dimana air naik (Smith, 1968 dalam Mustaid, 2003). Karena berasal dari lapisan bawah, air yang naik pada peristiwa *upwelling* memiliki temperatur yang lebih rendah, bersalinitas tinggi, dan kaya akan nutrisi. Faktor kelimpahan nutrisi inilah yang kemudian menyebabkan tingginya produksi fitoplankton pada daerah *upwelling*, dimana mayoritas fitoplankton merupakan golongan *coccolithophore* (Koebrich, 2008).

Gambar 49. Ilustrasi Fenomena Coastal *Upwelling*.

(sumber: Stewart, 2008)

Fenomena *upwelling* di suatu daerah juga dapat mengubah cuaca lokal di daerah tersebut akibat kenaikan massa air dingin dari lapisan dalam ke permukaan secara intensif, dan dalam skala besar. Cuaca di perairan pantai yang mengalami *upwelling* cenderung berkabut dengan perlapisan awan rendah, atmosfer stabil terstratifikasi, konveksi kurang, dan curah hujan rendah (Stewart, 2008).

Daerah *upwelling* yang cukup luas biasanya terjadi di sekitar pesisir, dan sangat berkaitan dengan tiupan angin ke laut, atau sejajar pantai, yang mampu memindahkan sejumlah massa air di lapisan permukaan pantai ke arah laut lepas. Tempat yang kosong di lapisan atas tersebut kemudian diisi oleh massa air dari lapisan yang lebih dalam, sehingga terjadilah peristiwa *upwelling*.

Upwelling dapat juga terjadi di laut lepas terutama pada daerah divergensi, atau percabangan arus yang sangat kuat. Di daerah perairan tropis, *upwelling* terjadi secara ekstensif, dan meliputi area yang luas sehingga sukar diteliti. Kenaikan massa air yang berskala agak kecil seperti yang umum terdapat di perairan Indonesia berkaitan dengan sistem arus yang ada.

A. Mekanisme Terjadinya *Upwelling*

Gerakan air di permukaan laut terutama disebabkan oleh angin yang bertiup di atasnya dengan dipengaruhi oleh gaya Coriolis yang timbul sebagai akibat rotasi bumi. Gaya Coriolis ini membelokkan arah arus permukaan dari arah angin yang bertiup di atasnya. Pembelokan yang terjadi mengarah ke kanan di BBU, dan ke kiri di BBS.

Gaya Coriolis menyebabkan timbulnya perubahan – perubahan arah arus yang kompleks susunannya seiring dengan pertambahan kedalaman pada suatu perairan. Ketika kecepatan arus berkurang seiring dengan bertambahnya kedalaman, tingkat perubahan oleh gaya Coriolis meningkat. Pada akhirnya, arus yang terjadi pada lapisan – lapisan yang lebih dalam pada suatu kolom, arah air semakin menyimpang dari arahnya mula – mula di permukaan.

Pada tahun 1902, fisikawan Walfrid Ekman membuktikan bahwa ada penyimpangan arah arus permukaan terhadap angin permukaan sebesar 45°. Ekman mendemonstrasikan bahwa kecepatan arus pada masing – masing lapisan berkurang secara eksponensial, dan arah pembelokannya semakin dibelokkan dari lapisan di atasnya. Apabila efek ini direpresentasikan dalam vektor yang arahnya mengindikasikan arah arus, dan panjangnya mengindikasikan kecepatan, perubahan arah dan kecepatan arus bersama dengan meningkatnya pertambahan kedalaman akan membentuk suatu spiral yang disebut Spiral Ekman.

Jika diperhatikan secara seksama, distribusi kecepatan arus Ekman terhadap kedalaman, maka akan terlihat bahwa kecepatan terbesar berada pada permukaan. Arah arus permukaan yang disebut sebagai *Ekman drift* ini adalah 45° dari arah angin, ke kanan di BBU dan ke kiri di BBS. Secara matematis, Ekman membuktikan bahwa terjadi transpor massa/volume dari permukaan sampai ke kedalaman Ekman yang kemudian dikenal sebagai *Ekman transport*. Arah dari *Ekman transport* ini adalah tegak lurus ke kanan di BBU, atau ke kiri di BBS dari arah angin.

Gambar 50. Spiral Ekman dan *Ekman Transport* di BBU.

(sumber: Stewart, 2008)

Karena *Ekman transport* bertemu di suatu tempat, dan bercabang di tempat lain, arus vertikal berkembang di dasar batas permukaan untuk menggantikan kekosongan massa air di lapisan atasnya, atau untuk memindahkan kekosongan massa air di lapisan atasnya, atau untuk memindahkan massa air yang berkumpul, dan tenggalam. Proses pembangkitan arus di bawah lapisan permukaan karena pergerakan vertikal ini dikenal sebagai *Ekman pumping*. Pada **Gambar 50**, terlihat bagaimana *Ekman pumping* menggerakkan arus ini di daerah Pasifik Utara. Angin baratan di utara menggerakkan *Ekman transport* ke selatan, sementara angin pasat di selatan menggerakkan *Ekman transport* ke

utara. *Ekman transport* yang bertemu akan menumpuk, dan menyebabkan terjadinya pergerakan ke bawah.

Di perairan pantai, angin yang bertiup sejajar garis pantai dapat menyebabkan terjadinya *coastal upwelling*. Untuk kasus daerah di BBS, gaya Coriolis akan membelokkan angin ke arah kiri. Jika arah kiri berarti menuju lautan lepas, maka *Ekman transport* yang terjadi pun bergerak menjauhi pantai, dan mengakibatkan adanya kekosongan massa air pada permukaan perairan. Kekosongan tempat ini kemudian diisi oleh lapisan air yang massa air dari lapisan yang bergerak naik ke permukaan. Inilah yang dikenal sebagai peristiwa *upwelling*. Sebaliknya jika transpor massa air bergerak ke arah pantai, transpor massa air itu akan terbentuk pantai, sehingga tenggelam ke lapisan dalam. Dengan kata lain, terjadilah *downwelling/sinking*.

Gambar 51. *Ekman Transport dan Ekman Pumping di Pasifik Utara.*

(sumber: Stewart, 2008)

Di daerah lepas pantai, *upwelling* dan *downwelling* dapat ditimbulkan oleh angin siklon atau anti – siklon (Hadi dan Radjawane, 2009). Pola rotasi siklon, dan anti – siklon jika dilihat dari kutub utara berbeda dengan apabila dilihat dari kutub selatan. Pola siklon

yang memiliki nilai vortisitas positif berlawanan arah jarum jam jika dilihat dari kutub utara, namun searah jarum jam jika dilihat dari kutub selatan. Demikian pula untuk pola anti – siklon yang merupakan kebalikan dari pola siklon, atau memiliki nilai vortisitas negatif. Pola arah rotasi anti – siklon adalah searah jarum jam di kutub utara, dan berlawanan jarum jam di kutub selatan.

Gambar 52. Angin Siklon dan Antisiklon di BBU dan *Upwelling* serta *Downwelling* yang menyertainya.

(sumber: Hadi dan Radjawane, 2009)

Untuk kasus BBS, angin anti – siklon yang berhembus di atas laut akan menimbulkan transpor massa air lapisan permukaan ke arah pusat siklon karena adanya gaya Coriolis yang membelokkan arah angin ke kiri. Akibatnya, terbentuk zona konvergen, atau pertemuan yang mengakibatkan adanya penumpukan massa air di permukaan laut, dan

terjadinya gerakan massa air ke arah lapisan dalam, yang dikenal sebagai peristiwa *downwelling*. Demikian pula halnya dengan angin siklon yang oleh gaya Coriolis juga dibelokkan ke kiri di BBS. Arah transpor massa air yang timbul pada lapisan permukaan pun akan menjauhi pusat siklon. Akibatnya terbentuk zona divergensi atau percabangan arus sehingga terdapat kekosongan massa air di permukaan yang harus diisi oleh gerakan massa air dari lapisan dalam, atau dengan kata lain terjadi peristiwa *upwelling*.

B. Klasifikasi Daerah *Upwelling*

Menurut Wyrtki (1961), sirkulasi daerah *upwelling* dapat diklasifikasikan menjadi tiga tipe, yaitu :

1. Tipe Stasioner (*Stationary Type*)

Memiliki ciri – ciri:

- *Upwelling* terjadi sepanjang tahun, walaupun mungkin terjadi fluktuasi dalam intensitasnya,
- Intensitas pergerakan naiknya bersifat *steady* sama dengan pergerakan horizontal pada saat mencapai lapisan permukaan,
- Kadar massa airnya berubah sepanjang jalur horizontal akibat kondisi cuaca, sehingga massa air tadi tidak dapat mencapai daerah *upwelling* lagi.

Contoh : Perairan Pantai Barat Peru.

2. Tipe Periodik (*Periodic Type*)

Memiliki ciri – ciri:

- *Upwelling* terjadi selama satu musim,
- Selama musim *upwelling*, massa air di daerah tersebut bergerak menjauhi daerah itu, sehingga massa air dari lapisan dalam naik ke permukaan, yang normalnya memiliki temperatur yang rendah, dan bersalinitas tinggi,
- Pada musim tidak terjadinya *upwelling*, perubahan kadar massa air disebabkan oleh kondisi cuaca.

Contoh : Perairan Barat Laut Australia.

3. Tipe Silih Berganti (*Alternating Type*)

Memiliki ciri – ciri:

- *Upwelling* dan *sinking/downwelling* terjadi secara bergantian,
- Massa air yang ringan di permukaan terdorong keluar dari daerah *upwelling*, dan massa air yang berat dari perairan dalam naik ke permukaan selama satu musim, sementara pada musim yang lain, massa air ringan di permukaan menyebar di sekitar daerah *upwelling*, dan kemudian mengalami *sinking*.

Contoh : Laut Banda, dan Laut Arafura.

C. Indikator *Upwelling*

1. Temperatur

Umumnya sebaran temperatur laut secara vertikal di perairan Indonesia dapat dibedakan menjadi tiga lapisan, yaitu lapisan hangat di daerah permukaan, lapisan termoklin di tengah, dan lapisan dingin di bawah (Nontji, 2002). Bagian permukaan laut merupakan lapisan yang hangat karena mendapat radiasi matahari pada siang hari. Pengaruh angin mengakibatkan terjadinya pengadukan, sehingga permukaan laut sampai kedalaman 50 – 70 m menjadi lapisan bertemperatur hangat yang homogen. Di perairan dangkal, lapisan homogen ini mencapai dasar perairan. Temperatur air laut di permukaan dipengaruhi oleh faktor – faktor meteorologi, seperti curah hujan, evaporasi, kelembapan udara, temperatur udara, kecepatan angin, dan intensitas radiasi matahari. Oleh karena itu, temperatur permukaan laut umumnya mengikuti pola musiman. Pada musim pancaroba, kekuatan angin cenderung lemah, dan laut menjadi lebih tenang sehingga proses pemanasan yang terjadi di permukaan lebih kuat, dan temperaturnya menjadi lebih tinggi. Pada musim monsun barat, temperatur turun mencapai minimum bertepatan dengan angin yang kuat, dan curah hujan yang tinggi.

Lapisan termoklin yang terdapat di bawah lapisan homogen merupakan lapisan yang mengalami penurunan temperatur secara drastis terhadap kedalaman. Karena temperatur yang turun menyebabkan kenaikan densitas air, lapisan termoklin juga

merupakan daerah kenaikan densitas secara drastis terhadap kedalaman yang diperkuat pula dengan peningkatan salinitas secara drastis. Akibatnya, air di sebelah atas lapisan ini sering disebut sebagai lapisan diskontinuitas. Tebalnya lapisan termoklin bervariasi sekitar 100 – 200 m. Pada peristiwa *upwelling*, lapisan ini bergerak ke atas dan bentuknya tidak lagi terlalu tajam, sehingga nutrisi dari lapisan dalam dapat naik ke atas.

Di bawah lapisan termoklin, terdapat lapisan dingin yang hampir homogen. Pada lapisan ini, temperatur sudah tidak dipengaruhi kondisi meteorologi, tetapi lebih ditentukan oleh kedalaman ambang, dan sirkulasi di lapisan dalam. Temperatur pada lapisan ini berangsur – angsur turun terhadap kedalaman, hingga umumnya mencapai nilai kurang dari 5°C pada kedalaman 1000 m.

Karena berasal dari lapisan bawah, air yang naik pada peristiwa *upwelling* memiliki temperatur yang lebih rendah. Temperatur permukaan laut yang lebih rendah daripada daerah sekitarnya dapat menjadi salah satu indikator *upwelling*. Seberapa rendahnya temperatur tersebut bergantung pada seberapa banyak air yang melimpah dari lapisan bawah ke permukaan.

2. Densitas

Perubahan temperatur air laut pada kedalaman akan menimbulkan perubahan kerapatan massa air (densitas) laut pada berbagai kedalaman. Densitas air laut merupakan fungsi dari temperatur, salinitas, dan tekanan (kedalaman). Perubahan densitas di lapisan permukaan sangat ditentukan oleh temperatur, dan salinitas air laut, sedangkan perubahan tekanan menentukan perubahan densitas di lapisan dalam. Di permukaan laut, densitas dapat berkurang karena adanya pemanasan, presipitasi, atau *run off* dari daratan, dan sebaliknya dapat meningkat jika terjadi evaporasi, dan penurunan temperatur permukaan. Distribusi densitas dalam perairan dapat dilihat melalui stratifikasi densitas secara vertikal dalam suatu kolom perairan, dan perbedaan secara horizontal yang disebabkan oleh arus.

Sebaran densitas secara vertikal ditentukan oleh proses pencampuran, dan pengangkatan massa air. Penyebab utama dari proses tersebut adalah tiupan angin yang kuat. Berdasarkan perbedaan densitasnya, air laut yang ringan akan berada pada lapisan permukaan, sementara massa air yang lebih berat akan berada di lapisan dalam. Namun, nilai densitas air laut tersebut tidak mengalami perubahan yang seragam. Pada perairan di sekitar ekuator, terdapat suatu lapisan tipis di permukaan yang nilai densitasnya cenderung homogen. Di bawah lapisan yang homogen ini, nilai densitas mengalami perubahan yang tajam terhadap kedalaman seiring dengan temperatur yang menurun drastis. Perihal ini menunjukkan densitas sangat terpengaruh pada temperatur. Kenaikan salinitas juga dapat meningkatkan nilai densitas, namun pengaruhnya tidak sekuat temperatur.

3. Salinitas

Salinitas didefinisikan sebagai jumlah total dari material padat dalam satuan gram yang terlarut dalam satu kilogram air laut (Gross, 1977). Salinitas umumnya dinyatakan dalam bagian perseribu (‰).

Salinitas total sangat berhubungan dengan unsur – unsur utama yang terlarut dalam air laut, seperti klorin (Cl), sodium (Na), magnesium (Mg), dan beberapa unsur lainnya. Konsentrasi unsur – unsur utama tersebut lebih besar dari 1 ppm terhadap berat, dan mencakup 99,9 % dari salinitas (Supangat, 2004).

Salinitas laut bervariasi dalam kisaran 33 ‰ – 37 ‰, bergantung pada berbagai faktor, seperti pola sirkulasi air, evaporasi, curah hujan, aliran sungai. Namun, rasio konsentrasi kebanyakan unsur utama terlarut terhadap salinitas total adalah konstan. Komposisi air laut yang konstan dipertahankan karena kebanyakan unsur utama menunjukkan sifat konservatif, yaitu konsentrasi pada air laut yang tidak mengalami perubahan penting akibat reaksi biologi, dan kimia di laut. Konsentrasi ini dapat berubah hanya dengan mencampurkan massa air dengan salinitas berbeda. Sementara itu, hampir semua unsur tambahan, dan langka bersifat non – konservatif, namun tidak begitu berpengaruh pada salinitas total karena konsentrasinya sangat kecil.

Di perairan pantai, salinitas dapat turun karena pengaruh aliran sungai. Sebaliknya, di daerah dengan penguapan sangat tinggi, salinitas dapat sangat tinggi pula. Menurut Nontji (2002), salah satu cara mengidentifikasi jenis air adalah berdasarkan salinitasnya, yaitu :

Jenis Air	Salinitas (‰)
Tawar	0 – 0,5
Payau	0,5 – 17
Asin	>17

Tabel 1. Jenis Air berdasarkan Salinitas

(sumber: Nontji, 2002)

Pada perairan lepas pantai yang dalam, angin dapat melakukan pengadukan hingga membentuk lapisan homogen di permukaan hingga kira – kira setebal 50 – 70 m (Nontji, 2002). Di perairan dangkal, lapisan homogen ini mencapai dasar perairannya. Lapisan bersalinitas homogen biasanya memiliki temperatur yang homogen pula, kemudian di bawahnya diikuti oleh lapisan diskontinuitas dengan gradasi tajam yang menghambat pencampuran antara lapisan di atas dengan di bawahnya.

Perairan Indonesia memiliki sebaran salinitas yang kompleks karena berbagai faktor penting, seperti masuknya air bersalinitas tinggi dari Samudera Pasifik, pola arus musiman, serta evaporasi, dan pengenceran oleh air sungai dari berbagai pulau. Sistem angin monsun mengakibatkan terjadinya musim hujan, dan musim kemarau di Benua Maritim Indonesia, yang akhirnya berakibat pada variasi tahunan salinitas di perairan Indonesia.

Pada monsun barat, arus bergerak dari Laut Tiongkok Selatan menuju Laut Jawa, dan Laut Flores. Karena monsun barat menimbulkan musim hujan di wilayah Indonesia barat, maka arus ini mendapat banyak pengenceran dari daratan Malaysia, Sumatera,

Kalimantan, dan Jawa dalam perjalanannya. Karena itulah, air bersalinitas rendah di sini mendorong air bersalinitas tinggi di timur.

Pada monsun timur, yang mana merupakan musim kemarau di Indonesia barat, pengenceran di Paparan Sunda lebih sedikit. Air bersalinitas tinggi kini berbalik arah, dari arah timur mendorong air bersalinitas rendah kembali ke barat. Pada musim ini, di Laut Banda bagian timur terjadi *upwelling*, yang berarti naiknya air bersalinitas tinggi dari lapisan dalam ke permukaan. Terkadang masuk pula air bersalinitas lebih dari 35 ‰ dari Samudera Pasifik melalui Laut Halmahera, atau sebagian Selat Torres.

Salinitas dapat menjadi salah satu indikator fenomena *upwelling* karena daerah yang mengalami *upwelling* memiliki kadar salinitas permukaan lebih tinggi dari daerah sekitarnya. Hal ini terjadi akibat naiknya massa air bersalinitas tinggi dari lapisan dalam ke permukaan.

4. Arus

Arus adalah gerakan mengalir dari suatu massa air yang mengalir yang dapat disebabkan oleh tiupan angin di atas permukaan, perbedaan densitas air laut, atau oleh gerakan bergelombang panjang, termasuk diantaranya arus pasang surut yang banyak ditemukan di perairan pantai, terutama pada selat – selat sempit dengan kisaran pasang surut yang tinggi (Nontji, 2002).

Gerakan air di laut sangat penting bagi proses alam laut, baik bagi proses biologi, maupun proses non – biologi (Romimohtarto, 2001). Peranan faktor arus diperlukan dalam menentukan distribusi plankton, dan distribusi parameter fisika – kimia suatu perairan. Organisme akuatik yang hidup menetap pada suatu substrat (benthos) membutuhkan arus yang dapat membawa nutrisi, oksigen, dan lain sebagainya (Arilandi, 1978 dalam Adi, 2003). Arus yang kuat juga mengakibatkan ketidakseimbangan dasar perairan yang lunak, seperti dasar perairan berpasir, atau berlumpur.

Di laut yang terbuka, besar, dan arah arus pada lapisan permukaannya sangat ditentukan oleh arah angin, tenaga angin pada permukaan dapat membangkitkan arus

dengan tenaga 2 % dari kecepatan angin permukaan tersebut (Gross, 1972). Kecepatan ini kemudian berkurang cepat terhadap kedalaman, hingga akhirnya pengaruh angin hilang sama sekali pada kedalaman di bawah 200 m.

Gaya Coriolis yang timbul akibat rotasi bumi, juga mempengaruhi pergerakan air di laut. Gaya ini membelokkan arah arus permukaan dari angin yang bertiup di atasnya ke arah kanan di BBU, dan ke arah kiri di BBS. Ketika kecepatan arus semakin berkurang dalam fungsi kedalaman, maka gaya Coriolis semakin meningkat, hingga semakin bertambah kedalaman, arah arus semakin menyimpang dari arah mula – mula di permukaan.

Dengan adanya arus, massa air di permukaan akan terbawa mengalir. Besarnya volume transpor air oleh arus permukaan di berbagai perairan di Indonesia telah dipetakan oleh Wyrtki (1961), dengan perhitungan yang didasarkan pada massa air hingga kedalaman 150 – 200 m karena pengaruh angin yang diperkirakan hanya mencapai kedalaman tersebut. Angin sudah tidak berpengaruh pada lagi terhadap massa air di bawah lapisan tersebut, sehingga arus terjadi dengan lambat. Untuk menelusuri jejak perjalanan massa air di lapisan dalam, perlu dikaji sebaran vertikal temperatur, salinitas, dan oksigen. Suatu massa air memiliki ciri – ciri khas yang dikenali dari nilai maksimum/minimum dari ketiga parameter tersebut.

Pada peristiwa *upwelling*, naiknya massa air dari lapisan dalam ke permukaan adalah sebagai respon dari berpindahnya massa air di permukaan. Kekosongan tempat di lapisan permukaan terjadi karena massa air di lapisan permukaan bergerak menjauhi pantai pada saat arah angin sejajar dengan garis pantai, dan arah penyimpangan arus permukaan oleh gaya Coriolis adalah menjauhi pantai, atau ketika transpor massa menjauhi pusat siklon di permukaan laut lepas.

5. Kandungan Nutrien

Nutrien sebagai bahan dasar dalam proses fotosintesis fitoplankton di suatu perairan dapat berasal dari *run off* sungai, dan/atau daratan pesisir pantai. Masukan

nutrien dari daratan dapat juga melalui atmosfer, yaitu zat hara di daratan terevaporasi, dan turun dalam bentuk presipitasi di atas laut.

Gambar 53. Siklus Hidrologi di Laut.

(sumber: Tomczak, 2002)

Ketersediaan nutrien terutama nitrogen sebagai nitrat (NO_3^-) dan amonium (NH_4^+), fosforus sebagai fosfat (PO_4^{3-}), dan silikon sebagai silika (SiO_2) sangat penting bagi fitoplankton yang menggunakannya sebagai bahan dalam proses fotosintesis. Karena memerlukan cahaya matahari, proses fotosintesis terjadi pada zona fotik.

Pada peristiwa remineralisasi, atau kembalinya nutrien ke dalam lautan oleh pengurai bahan organik, tenggelamnya partikel biogenik besar seperti feses, dan bangkai bersama – sama gerak vertikal zooplankton, dan detritus lainnya ke bawah secara progresif, keluar dari zona fotik.

Gambar 54. Sirkulasi Nutrien di Laut

(sumber: Tomczak, 2002)

Pada peristiwa remineralisasi, atau kembalinya nutrien ke dalam lautan oleh pengurai bahan organik, tenggelamnya partikel biogenik besar seperti feses, dan bangkai bersama – sama gerak vertikal zooplankton, dan detritus lainnya ke bawah secara progresif, keluar dari zona fotik.

Kemiringan pada **Gambar 54** menunjukkan peningkatan konsentrasi nutrien terhadap kedalaman di bawah lapisan permukaan tercampur yang disebut sebagai nutricline. Zona fotik mengalami kekurangan nutrien secara kontinyu, dan produksi primer fotosintesis terbatas, kecuali terjadi proses pencampuran/adveksi air vertikal dari lapisan dalam pada proses *upwelling*.

Pada proses *upwelling*, massa air laut dari lapisan dalam yang kaya akan nutrien, seperti nitrat, silikat, dan fosfat naik ke permukaan. Dengan demikian, kandungan nutrien di lapisan permukaan perairan yang mengalami *upwelling* menjadi tinggi.

6. Oksigen Terlarut

Oksigen terlarut (*Dissolved Oxygen/DO*) dalam air laut merupakan faktor yang sangat penting dalam proses biologi di laut. Baik mikroorganisme, maupun organisme akuatik membutuhkan DO untuk proses respirasi. Kelarutan oksigen dipengaruhi oleh faktor temperatur. Kadar oksigen terlarut tinggi pada temperatur rendah, dan sebaliknya pada temperatur tinggi, DO cenderung rendah. Selain itu, salinitas, aktivitas

biologis, serta arus, dan pencampuran massa massa air yang cenderung mengubah kegiatan biologi juga turut mempengaruhi sebaran DO yang terlarut dalam air laut.

Permukaan air laut secara konsisten terlewati dengan oksigen, salah satunya disebabkan oleh pembebasan oksigen ketika fotosintesis, khususnya sebagai gelembung – gelembung udara yang terbentuk di puncak gelombang yang didorong ke bawah dalam kolom air. Pada lapisan laut dalam, oksigen secara kontinyu dikonsumsi dalam respirasi hewan, dan tumbuhan dalam penguraian, atau oksidasi mikrobial detritus organik. Lapisan minimum oksigen (*sub – oxic*) terbentuk bila penyerapan oksigen terlarut maksimum relatif terhadap laju pengurangannya, yang umumnya terjadi pada kedalaman 500 – 1000 m. Di beberapa daerah, seperti Samudera Hindia bagian utara, dan Pasifik Ekuator Timur, kandungan DO sedikit, dan bahkan pada kasus yang ekstrim dapat menjadi tidak ada (*anoxic*). Pada kedalaman jauh di laut lepas, DO naik kembali karena masuknya air yang dingin, dan mengandung banyak oksigen dari kutub.

Gambar 55. Profil Vertikal Konsentrasi: (a) Nitrat, (b) Fosfat terhadap Kedalaman Laut.

(sumber: Sverdurp et al., 1970)

Permukaan air laut secara konsisten terlewati dengan oksigen, salah satunya disebabkan oleh pembebasan oksigen ketika fotosintesis, khususnya sebagai gelembung – gelembung udara yang terbentuk di puncak gelombang yang didorong ke bawah dalam kolom air. Pada lapisan laut dalam, oksigen secara kontinyu dikonsumsi dalam respirasi hewan, dan tumbuhan dalam penguraian, atau oksidasi mikrobial detritus organik. Lapisan minimum oksigen (*sub – oxic*) terbentuk bila penyerapan oksigen terlarut maksimum relatif terhadap laju pengurangannya, yang umumnya terjadi pada kedalaman 500 – 1000 m. Di beberapa daerah, seperti Samudera Hindia bagian utara, dan Pasifik Ekuator Timur, kandungan DO sedikit, dan bahkan pada kasus yang ekstrim dapat menjadi tidak ada (*anoxic*). Pada kedalaman jauh di laut lepas, DO naik kembali karena masuknya air yang dingin, dan mengandung banyak oksigen dari kutub.

Pada daerah *upwelling*, kelarutan oksigen tinggi, karena temperatur yang lebih rendah daripada daerah sekitarnya. Kandungan DO yang tinggi ini kemudian menguntungkan fitoplankton untuk tumbuh, dan melakukan fotosintesis.

7. Fitoplankton

Pada saat terjadinya *upwelling*, massa air dari lapisan dalam yang kaya akan nutrisi naik ke permukaan. Terdapat selang waktu antara saat timbulnya kejadian *upwelling* yang banyak membawa nutrisi sampai dengan terjadinya peningkatan produksi fitoplankton di daerah tersebut (Lahodey et al., 1997 dalam Harini, 2004).

Fitoplankton adalah mikroorganisme nabati yang hidup melayang – layang (planktonik) di dalam air, relatif tidak mempunyai daya gerak sehingga keberadaannya sangat dipengaruhi oleh gerakan air, serta memiliki kemampuan untuk berfotosintesis. Karena kemampuan fotosintesis yang dimilikinya, fitoplankton menjadi produsen primer yang menempati posisi penting, sebagai pondasi dari piramida makanan di laut. Mayoritas fitoplankton diklasifikasikan sebagai *coccolithophore* (Koebrich, 2008).

Lampiran 3: Perubahan Iklim Dalam Skala Waktu Geologi

Gambar 56. Fluktuasi ketinggian permukaan laut global sepanjang skala waktu geologi.
(sumber: British Geological Survey)

Gambar 57. Dinamika temperatur udara global dan konsentrasi gas CO₂ di atmosfer sepanjang skala waktu geologi.
(sumber: geocraft)

Daftar Bacaan

Adi, N., 2003, *Karakteristik Parameter Fisika – Kimia dan Komunitas Makrozoobenthos di Perairan Teluk Jakarta dan Sekitarnya*, Tugas Akhir Sarjana, Program Studi Oseanografi, Departemen Geofisika dan Meteorologi Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Alley, R. (2000). *The Two-Mile Time Machine*. New Jersey: Princeton University Press.

Alley, R. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quarternary Science Reviews*, 2000; 19, 213 – 226.

Alley, R, et al. Abrupt climate change. *Science*, 2003; 299, 2005 – 2009.

Bar – Yosef, O., dan Meadow, R. (1995). The origins of agriculture in the near east, Bab 3 dalam T. Douglas Price dan Anne Birgitte Gebauer, ed., *Last Hunters, First Farmers: New Perspectives on the Prehistoric Transition to Agriculture*, School of American Research Press, Santa Fe, New Mexico; 39 – 94.

Bradley, R. (1999). *Paleoclimatology Reconstructing Climates of the Quarternary 2nd edition*. San Diego:Academic Press.

Cole, J.E., et al. Tropical Pacific forcing of decadal variability in western Indian Ocean over the last two centuries. *Science*, 2000; 287, 617 – 619.

Cole, J.E., et al. Recent variability in the Southern Oscillation : isotopics results from a Tarawa Atoll coral. *Science*, 1993; 260, 1790 – 1793.

deMenocal, P.B. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science*, 2001; 292, 667 – 673.

Diamond, J. (2014). *COLLAPSE: Runtuhnya Peradaban – peradaban Dunia* (Terjemahan). Jakarta: KPG.

Dow, G., et al. (2005). *The transition to agriculture: Climate reversals, population density, and technical change*. Economic History 0509003, EconWPA.

Gill, R. (2000). *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. Albuquerque: University of New Mexico Press.

Gross, M.G. (1977). *Oceanography: A View of Earth*. New Jersey: Prentice – Hall.

Gupta, A. Origin of agriculture and domestication of plants and animals linked to early Holocene climate amelioration. *Current Science*, 2004; 87, 54 – 59.

Hadi, S. dan Radjawane, I. (2009). *Diktat Kuliah Arus Laut*. Bandung: Program Studi Oseanografi, FITB ITB.

Harini, L.E., 2004, *Aplikasi Penginderaan Jauh dan SIG untuk Identifikasi Daerah Upwelling di Bagian Timur Laut Banda dan Sumber Daya Pesisir di Sekitar Perairan Maluku Tenggara*, Tugas Akhir Sarjana, Program Studi Oseanografi, Departemen Geofisika dan Meteorologi Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Hughes, M.K., dan Graumlich, L.E. Climatic variations and forcings mechanisms of the last 2000 years Multi-millennial dendroclimatic studies from the western United States. *NATO ASI Series*, 1996; 141, 109 – 124.

Imbrie J., dan Imbrie K.P. (1979). *Ice Ages: Solving the Mystery*. Cambridge, MA – London: Harvard University Press.

Jouzel, J., et al. Stable water isotope behavior during the last glacial maximum: A general circulation model analysis. *Journal of Geophysical Research*, 1994; 99, 25791 – 25802.

Kalis, A., et al. Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe –human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews*, 2002; 22, 33 – 79.

Kapid, Rubiyanto. (2003). *Nannofosil Gampingan: Pengenalan dan Aplikasi Biostratigrafi*. Bandung: Penerbit ITB.

Koebrich, M.I., 2008, *Seasonal dynamics and characterization of coccolithophore export production in two major upwelling regions Cape Blanc (NW-Africa) & Chile (30°S)*, Dissertation Thesis, Universität Bremen, Bremen.

Loutre, M.F. (2003). Ice Ages (Milankovitch Theory) dalam *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, ed. J.R. Holton, J. Pyle, dan J.A. Curry. San Diego: Academic Press.

Mann, M.E. (2001). Little ice age dalam *Encyclopedia of Global Environmental Change*, ed. M.C. MacCracken dan J.S. Perry. London: John Wiley and Sons.

Mayewski, P.A., et al. Record drilling depth struck in Greenland. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 1994; 75(10), 113 – 128.

McManus, J. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 2004; 428, 834 – 837.

Mustaid, Y., 2003, *Model Numerik Upwelling di Perairan Indonesia Wilayah Tengah dan Barat serta Kaitannya dengan Perubahan Monsun*, Tesis Magister, Program Studi Oseanografi dan Sains Atmosfer Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Nontji, A. 2002. *Laut Nusantara*. Jakarta: Penerbit Djambatan.

Pandey, D., et al. Rainwater harvesting as an adaptation to climate change. *Current Science*, 2003; 85, 46 – 59.

Peterson, L., dan Haug, G. Climate and collapse of Maya Civilization. *American Scientist*, 2005; 93, 322 – 329.

Ray, N., dan Adams, J.M. A GIS-based Vegetation Map of the World at the Last Glacial Maximum (25,000-15,000 BP). *Internet Archaeology*, 2001; 11.

Richerson, P.J, et al. Was agriculture impossible during the Pleistocene but mandatory during the Holocene? A climate change hypothesis. *American Antiquity*; 66, 387 – 411.

Romimohtarto, K., dan Juwana, S. (2001). *Biologi Laut: Ilmu Pengetahuan tentang Biota Laut*. Jakarta: Penerbit Djambatan.

Roy A.E. (1978). *Orbital Motion*. Bristol – Philadelphia – New York: Adam Hilger.

Santoso, W.D., et al. Paleosalinity Conditions on Late Miocene – Pleistocene in the North East Java Basin, Indonesia Based on Nannoplankton Population Changes. *Jurnal Riset Geologi dan Pertambangan*, 2014; 24, 1: 1 – 11.

Sherwood, K., dan Idso, C. The establishment and demise of the medieval Nordic settlements on Greenland: The role of natural climate change. *CO₂ Science*, 2004; 7, 22.

Stewart, R.H. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Texas: Department of Oceanography, Texas A&M University.

Sverdrup, H.U., et al. (1970). *The Oceans : Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice – Hall: New Jersey.

Tomczack, M. (2002). *Physical Oceanography, version 4.0*. Adelaide: The Flinders University of South Australia.

Weart, S. (2003). *The Discovery of Global Warming*. Center for History of Physics, American Institute of Physics.

Weart, S. The Discovery of Rapid Climate Change. *Physics Today*, 2003; 30-36.

Wyrski, K., 1961, Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters, *NAGA REPORT* vol. 2, The University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California.

Zielinski, G.A., et al. Climatic impact of the A.D. 1783 Asama (Japan) eruption was minimal: Evidence from the GISP2 ice core. *Geophysical Research Letters*, 1994; 21, 2365 – 2368.

Tentang Penyusun

Sandy Hardian Susanto Herho lahir di Cirebon, 13 Maret 1993. Pendidikan yang telah ia selesaikan antara lain, SD St. Mikael, Indramayu (2005); SMP Tarsisius I, Jakarta (2008); SMA Tarsisius I, Jakarta (2011); Pendidikan dan Latihan Dasar Kemiliteran (Diklatsarmil), Rindam III/Siliwangi (2012); Pembinaan Kompi Remaja (Binkija), Bandung (2012); Kursus Dinas Staf Batalyon (KDS), Pusdikpassus (2013); Kursus Pelatih (Sustih), Pusdikpassus (2013); Kursus Mahir Menembak (Sushirbak), Cilandak (2014); Pendidikan Spesialisasi Pendaki Serbu (Dikspesdakibu), Citatah (2015); Sekolah Panjat Tebing SKYGERS Indonesia Angkatan Ke XXVII, Citatah (2016). Sebagai seorang mantan pejuang, ia pun memiliki pengalaman terlibat dalam operasi militer. Operasi militer yang pernah diikuti antara lain, Operasi Rajawali (2012, 2013, 2014); dan Operasi Ganesha – Marinir (2014). Ia juga terlibat aktif dalam pemaparan, pengajaran, dan penulisan artikel – artikel ilmiah, dan populer di bidang filsafat, dan geosains. *Paleoklimatologi Untuk Pemula* merupakan bukunya yang keempat, sebelumnya ia sempat menulis buku yang berjudul, *Vulkanologi Selayang Pandang* (2014); *Pijar Filsafat Yunani Klasik* (2016); dan *Critique of Pure Reason: Sebuah Pengantar* (2016). Saat ini penulis aktif mengajarkan filsafat di Perkumpulan Studi Ilmu Kemasyarakatan ITB (PSIK ITB), dan Institut Sosial Humaniora (ISH) Tiang Bendera.

PSIK Bookmania

Nona/ Tuan yang melampaui baik dan buruk,

Terimakasih Anda telah membaca buku *Paleoklimatologi Untuk Pemula*. Sebagai wujud terimakasih, kami akan memberikan gratis ongkos kirim (hanya mengganti ongkos cetak) setiap anda mengakses buku dan jurnal terbitan kami. Agar dapat menggunakan kesempatan ini, Anda cukup mengisi formulir **PSIK Bookmania** berikut, mengirimkannya kembali ke alamat kami dan menyebutkan nama Anda sewaktu memesan.

Nama:

L ☐ P ☐

Alamat:

Kota:

Kode Pos:

Telepon/HP:

Fax:

E-Mail:

Profesi:

Tempat/Tanggal Lahir:

Tanda Tangan,

.....

Sebagai anggota PSIK Bookmania, Anda juga akan memperoleh keuntungan berupa:

1. Informasi terbaru buku dan/atau jurnal terbitan PSIK ITB
2. Informasi berkala seputar kegiatan PSIK ITB, seperti kajian rutin; bioskop kampus kaderisasi awal; *extension course*; sekolah sosial; *live in*; alumni *homecoming*; dan lain – lain.

Paleoklimatologi merupakan studi tentang iklim pada masa sebelum terdapatnya instrumen pencatat (alat – alat pengukuran parameter klimatologi). Rekaman dalam instrumen klimatologi hanya mencatat sangat sedikit dari keseluruhan sejarah iklim bumi ($1/100000000$ dari total umur bumi), dan hal tersebut menunjukkan jika hanya menggunakan rekaman iklim resen, maka perspektif kita tentang variabilitas, dan perubahan iklim sangatlah tidak memadai.

Buku ini menguraikan sejarah perkembangan paleoklimatologi sebagai cabang sains kebumian baru yang sejarah kelahirannya berkaitan erat dengan geologi, klimatologi, dan oseanografi. Selanjutnya diuraikan juga tentang berbagai metode dan *proxy* yang digunakan untuk mencandra sejarah iklim dan penyebab terjadinya variabilitas iklim dalam tinjauan astronomis. Uraian pada buku ini kemudian ditutup dengan pengenalan metode pemodelan iklim masa lalu dan pengaruh peristiwa – peristiwa perubahan iklim terhadap peradaban – peradaban terdahulu.

Dipenuhi dengan penelusuran dari sumber – sumber primer dan sekunder, buku ini diharapkan dapat membuka mata geosaintis pemula dan menjebol jalan – jalan tersumbat di dalam pemahaman orang – orang yang pernah belajar sains kebumian terhadap kelindan perubahan iklim pada masa lalu.