

Il presente lavoro è “in progress”; si tratta di un testo che viene rivisto, corretto, aggiornato e progressivamente ampliato.

Versione rivista al Gennaio 2018.

Astronomia, paleoclimatologia ed evoluzione umana

Elio Antonello

INAF-Osservatorio Astronomico di Brera
SIA-Società Italiana di Archeoastronomia

Riassunto. Gli studi di paleoclimatologia mostrano il legame del clima con i parametri orbitali della Terra e possibilmente con l'attività solare. Inoltre, l'andamento a lungo periodo del clima appare aver condizionato, e presumibilmente continuerà a condizionare, l'evoluzione stessa dell'uomo e della civiltà umana. In altre parole, per comprendere la storia dell'umanità non si può prescindere dall'astronomia. A questa conclusione non trascurabile si arriva mettendo insieme i risultati ottenuti nelle varie discipline scientifiche e umanistiche, come astronomia, geologia, climatologia, antropologia, preistoria, protostoria e storia.

PARTE I - QUADRO GENERALE

1. Introduzione

Talvolta, la società civile si pone qualche domanda sull'effettiva importanza della cultura, riconoscendone la necessità, ma chiedendosi se essa sia proprio indispensabile. E' un dubbio che, nell'attuale crisi economica, persistente ormai da anni, accompagnata da scarsità di risorse, è stato manifestato anche mediante la frase colorita: “Con la cultura non si mangia”. Il termine ‘cultura’ comprende le espressioni dell'intelletto e dell'immaginazione umana, cioè le arti, le lettere e, come nel nostro caso, le scienze. Il dubbio non è stato avanzato solo in Italia, ma, con qualche insistenza, in tutto il mondo occidentale. Lo dimostrano gli editoriali su riviste quali *Nature* e *Science* dedicati alla necessità della divulgazione dei risultati scientifici, con la finalità di informare la società civile e soprattutto convincerla dell'indispensabilità della ricerca (e quindi di agevolarne il finanziamento), superando anche l'inevitabile disorientamento creato dalla disparità delle opinioni scientifiche, in particolare quando queste hanno un impatto politico: un esempio emblematico è il problema del clima e del riscaldamento globale¹.

In questo contesto, ci siamo allora chiesti: l'astronomia ha un'importanza fondamentale per la vita della società civile oppure no? Tali studi sono realmente

¹ Si vedano *News* ed *Editorials* su *Nature* di Tollefson e Sarewitz (per esempio: Tollefson, 2010; Sarewitz, 2014), e, per la scienza in generale, si veda per esempio su *Science*, Arimoto, Sato (2012) e Leshner (2015).

indispensabili? Da un lato, il loro impatto sulla conoscenza umana è ovvio, ma si tratta di una soddisfazione solo intellettuale²; dall'altro lato, non è sufficiente portare come giustificazione qualche lodevole ricaduta tecnologica di interesse generale, derivata dal progresso nelle tecniche astrofisiche. Secondo chi scrive, l'importanza sta nel fatto che l'andamento del clima a lungo periodo (e non solo), è regolato da parametri astronomici, e ciò ha determinato lo sviluppo stesso della civiltà umana, e, così come ha condizionato in passato la vita dei nostri antenati³, condizionerà anche in futuro quella dei nostri discendenti. Ci si è resi effettivamente conto degli inesorabili effetti astronomici sul clima a partire dagli anni '50 del secolo scorso, analizzando i carotaggi dei fondi oceanici, e poi delle calotte di ghiaccio, dei fondi dei laghi, ecc., cioè di trivellazioni effettuate per scopi scientifici. I dati presi nelle varie parti del mondo, a tutte le latitudini e longitudini, hanno prodotto risultati coerenti tra loro.

Abbiamo cercato allora di confrontare quanto viene detto da coloro che si occupano di astronomia, paleoclimatologia e geologia, paleoantropologia, preistoria e storia, per mostrare come i risultati degli studi di tali discipline siano tra loro connessi, e per concludere che, al fine di capire le prospettive future della società umana, è indispensabile averli tutti presenti e corroborarli con sempre nuove ricerche.

² E ci si potrebbe anche chiedere quanto siamo ancora realmente convinti dell'esortazione dantesca: *Fatti non foste a viver come bruti, ma per seguir virtute e canoscenza* (Inferno, XXVI, 119-120).

³ Per i quali, peraltro, l'osservazione del cielo (calendario) è stata un'attività indispensabile per poter mangiare, sviluppando l'agricoltura.

2. La dinamica della Terra

La storia della Terra è iniziata 4 miliardi e mezzo di anni fa, e, per buona parte di questo tempo, l'evoluzione biologica sembrerebbe essere stata piuttosto lenta. La vita unicellulare sembra sia iniziata dopo un miliardo di anni circa, solo nel mare, e lì si sarebbero formati anche i primi organismi multicellulari, ma solo dopo altri tre miliardi di anni circa. Sorprende che la vita degli organismi complessi sia iniziata, in un certo senso, di colpo, nel Fanerozoico⁴. Un po' alla volta le terre emerse sono state poi colonizzate, e le ultime centinaia di milioni di anni sono state caratterizzate da una serie di grandi estinzioni di massa, legate forse a disastrosi cambiamenti paleoambientali, per i quali non sono da escludere anche cause astronomiche o cosmiche, come per esempio il noto caso della scomparsa dei dinosauri legata probabilmente agli effetti della caduta di un grande asteroide. L'esistenza di una effettiva periodicità (dell'ordine di decine di milioni di anni) delle estinzioni di massa è oggetto di studi e discussioni, insieme alla sua eventuale dipendenza da fenomeni cosmici o interazioni nell'ambiente galattico nel quale il Sistema Solare si trova a transitare, come per esempio bursts di raggi cosmici o di raggi gamma, esplosioni di supernovae, perturbazioni delle orbite dei numerosissimi corpi minori del Sistema Solare, come gli asteroidi, o le comete nella Nube di Oort. Da un lato, si cerca di mostrare l'evidenza della periodicità, e dall'altro lato invece la sua scarsa consistenza, utilizzando criteri statistici. Si vedano per esempio gli argomenti presentati da Melott e collaboratori (tra gli ultimi lavori: Melott e Bambach, 2014; Melott, 2015) e la critica di Bailer-Jones e collaboratori (Bailer-Jones, 2009; Feng, 2015). A prescindere dalle discussioni in corso, è comunque ovvio che, per comprendere la storia di quanto avvenuto nella biosfera, bisogna tenere presente, come in tutti i sistemi fisici, le relative condizioni al contorno che l'hanno determinata o condizionata. Nel caso della biosfera, abbiamo da una parte il cosmo (radiazione solare, corpi del sistema solare, Galassia), e dall'altra l'interno della Terra (tettonica, attività vulcanica).

Praticamente tutti gli esperti assumono, almeno come ipotesi di lavoro, una dipendenza del clima da parametri astronomici, con tempi-scala definiti dagli effetti gravitazionali dei pianeti, oltreché del Sole e della Luna, sull'orbita della Terra: è il livello di insolazione, cioè la quantità di radiazione ricevuta sulla Terra, a risultarne modificato, ed esso, a sua volta, influisce sul clima. Anzi, come illustreremo nella Parte II, la regolarità dei cicli astronomici è utilizzata per calibrare temporalmente ad alta risoluzione anche gli strati geologici del lontano passato, col metodo dell'*orbital tuning*: attualmente si è arrivati ad oltre 250 Ma fa (milioni di anni fa; Wu et al., 2013); noi vedremo con qualche dettaglio l'era del Cenozoico, dal Paleocene (66 Ma

⁴ “Ever since Darwin there has been a disturbing void, both paleontological and psychological, at the base of the Phanerozoic eon. If his theory of gradualistic evolution be true, then surely the pre-Phanerozoic oceans must have swarmed with living animals – despite their conspicuous absence from the early fossil record” (Butterfield, 2011); il Fanerozoico è iniziato 541 milioni di anni fa. Ci sono comunque risultati, benché controversi, riguardo ad alcuni fossili di organismi complessi risalenti a qualche centinaio di milioni di anni prima. Per il punto della situazione sui microfossili, può essere utile il lavoro di Brasier et al. (2015).

fa) al medio Miocene (circa 12 Ma fa). Nella Parte III ci occuperemo in particolare degli effetti astronomici sull'evoluzione degli *Hominini* e del genere *Homo*, e ci riferiremo quindi al Miocene finale, Pliocene e in particolare Quaternario, con il Pleistocene da 2,6 Ma fino alla comparsa dell'*Homo sapiens* circa 200 ka fa (200 mila anni fa). Infine, nella Parte IV ci occuperemo dell'evoluzione della civiltà umana influenzata dai parametri astronomici, in particolare dopo 11,7 ka fa, quando è iniziata l'epoca dell'Olocene, dopo l'ultima era glaciale (Walker et al., 2009).

Di solito, si pensa al Sistema Solare come a una specie di giostra dotata di un moto uniforme, regolare; invece, c'è ben poco di uniforme e costante, e anche i parametri orbitali della Terra cambiano (lentamente) col tempo. In **Figura 2.1** mostriamo l'eclittica, l'orbita della Terra intorno al Sole (S). L'asse ortogonale al piano dell'eclittica è diretto al Polo Q dell'orbita. L'asse di rotazione della Terra è diretto invece verso il Polo celeste nord N, ed è inclinato rispetto a SQ di un angolo ε , l'obliquità dell'eclittica. L'asse compie una rotazione intorno a SQ nell'arco di un ciclo precessionale di circa 26 ka. Nel contempo, ε oscilla con un periodo di circa 41 ka tra 22.1 e 24.5 gradi. L'eclittica è di forma leggermente ellittica, e la sua eccentricità e ha un valore che oscilla tra 0.05 e 0, con tempi scala di molte decine e centinaia di migliaia di anni. I piani dell'eclittica e dell'equatore terrestre (ortogonale a SN) si intersecano lungo la linea degli equinozi, VE - γ . L'angolo tra questa e la direzione del perielio (ω) è la longitudine del perielio, mentre l'incrocio tra la retta ortogonale a VE - γ e l'orbita indica la posizione dei solstizi. L'eclittica ruota sul suo piano intorno al Sole con periodo un po' più lungo di 20 ka. E l'effetto combinato dà origine alla precessione climatica: le stagioni "ruotano" (**Figura 2.2**). Infine, ricordiamo che il piano dell'eclittica oscilla leggermente rispetto al piano medio delle orbite planetarie del Sistema Solare (cioè, la sua inclinazione i varia), e la retta d'intersezione tra i due piani (linea dei nodi Ω) ruota lentamente. Tutte queste variazioni cambiano le condizioni di insolazione sulla superficie della Terra.

Per studiare la dinamica della Terra, un tempo si risolvevano le equazioni della meccanica celeste usando metodi numerici e approssimazioni, e ciò prima dell'introduzione delle tecniche di integrazione diretta, facilitate dal progresso informatico. L'espansione in potenze di tempo comunemente usata in passato è applicabile solo per un intervallo temporale poco esteso intorno all'epoca attuale. Con formule trigonometriche, che approssimano i risultati dell'integrazione diretta, si ottengono risultati meno precisi, ma hanno validità molto più ampia nel tempo rispetto all'espansione in potenze di tempo. Nei nostri esercizi abbiamo utilizzato le espressioni trigonometriche di Berger (1976; si veda anche Berger, 1978) per quanto riguarda gli ultimi milioni di anni. Per epoche più lontane, discusse nella Parte II, abbiamo considerato le soluzioni di Laskar et al. (2011a) ottenute dall'integrazione diretta. Però la domanda è: quanto sono effettivamente affidabili i risultati? La verifica, positiva, si può fare solo con le osservazioni astronomiche degli ultimi secoli. Andando molto indietro nel tempo, non ci sono osservazioni, a parte le antiche registrazioni delle eclissi, e l'unica possibilità è confrontare le varie tecniche tra loro. Non è possibile avere una certezza assoluta su quale sia la tecnica 'migliore'. Se

utilizziamo come riferimento l'espansione in potenze di tempo pubblicata da Laskar (1986), con validità di +/- 10000 anni, possiamo stimare i nostri risultati precisi entro alcuni minuti d'arco.

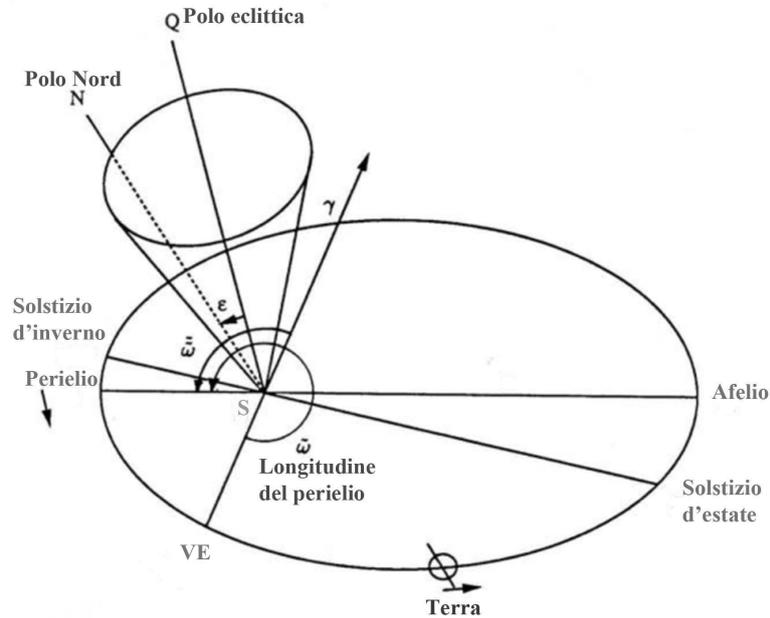


Fig. 2.1. Schema dell'orbita terrestre; adattamento dalla Figura 1 di Berger e Loutre (1994).

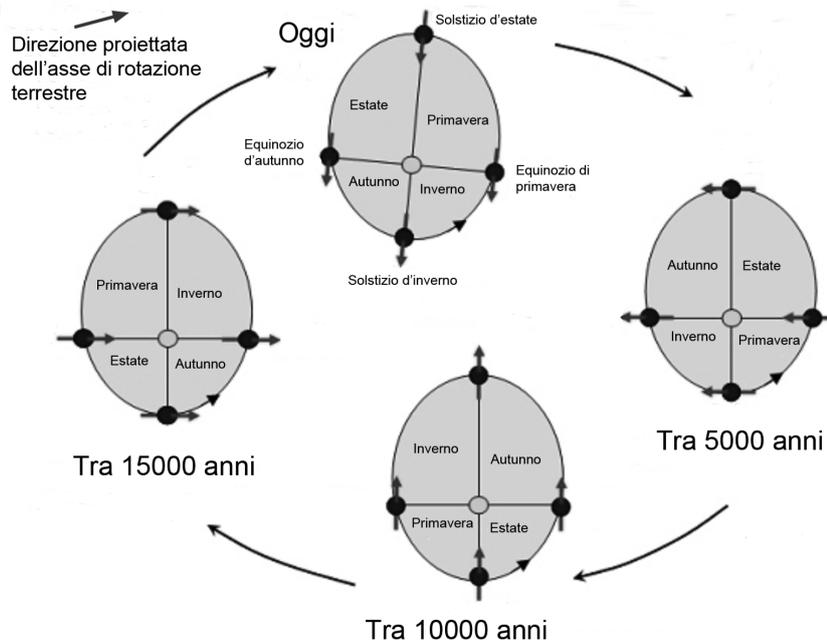


Fig. 2.2. L'eclittica e la successione delle stagioni nel corso dei millenni.

3. Insolazione

Il tramite tra le caratteristiche orbitali e lo studio del clima terrestre è il calcolo dell'insolazione, cioè la quantità di radiazione solare ricevuta sulla Terra. Essa dipenderà dalla latitudine della località considerata, dalla data e dall'ora del giorno, a causa del moto orbitale della Terra su un'orbita ellittica e della sua rotazione attorno all'asse inclinato sull'eclittica. Anche considerando il valore mediato su un anno, la cosiddetta costante solare, cioè l'energia media per unità di tempo e superficie ortogonale alla radiazione, varia a causa dell'attività solare con un periodo di circa 11 anni, pur se di pochi per mille (misure effettuate con i satelliti spaziali)⁵.

Una volta calcolata l'insolazione, ci si chiede poi come essa vari nel corso dei millenni. Per esempio, possiamo verificare l'energia ricevuta a una certa latitudine a mezzogiorno, in un dato mese, confrontando poi tra loro le diverse latitudini. L'analisi viene eseguita con tecniche di Fourier, per trovare i periodi principali presenti nelle serie temporali ottenute, cioè i segnali con ampiezza maggiore e quindi più significativi. I periodi risultanti sono sempre quelli della precessione climatica, circa 19 ka - 23 ka, mentre l'effetto dell'obliquità dell'eclittica, circa 41 ka, è praticamente assente all'equatore, ed è sempre più forte andando verso i Poli (**Figura 3.1**). L'effetto dell'eccentricità, circa 95-123 ka e 400 ka, è invece piccolo.

Durante l'Ottocento si cominciarono a fare delle ipotesi sui possibili legami tra la variazione dei parametri orbitali e i periodi glaciali come si andavano deducendo dallo studio della geologia. Milankovitch, negli anni intorno al 1941, raccolse in un trattato i suoi studi sulla teoria che legava l'andamento dell'insolazione con l'alternarsi delle ere glaciali. Però non fu possibile fare delle verifiche adeguate delle sue previsioni, finché non si iniziarono a perforare i fondali oceanici negli anni '50-'60; i primi contributi furono di Cesare Emiliani che, dopo la seconda guerra mondiale, si era trasferito da Bologna negli Stati Uniti e aveva sviluppato la paleo-oceanografia (si veda per esempio Emiliani, 1955). Il lavoro oggi considerato il riferimento di base delle conferme della teoria di Milankovitch e dei suggerimenti per un suo miglioramento è quello di Hays, Imbrie e Shackleton (1976). Ricordiamo che allora c'erano diverse ipotesi riguardo ai cicli osservati in geologia. Quelle di origine esterna includevano la variazione di emissione della radiazione solare, o il suo assorbimento da parte di polvere interstellare, oppure l'effetto della polvere vulcanica contenuta nell'atmosfera, o la variazione del campo magnetico terrestre. Quelle di origine interna erano legate alla crescita e diminuzione degli strati di ghiaccio nell'Artico, o in Antartide, e alla circolazione profonda delle acque oceaniche. Oppure era il sistema del clima stesso che alternava stati diversi al proprio interno, senza necessità di interventi esterni. Però, tra tutte, solo la teoria orbitale di Milankovitch ha prodotto delle previsioni, e ha avuto un impressionante successo, anche se non spiega tutte le osservazioni in dettaglio. Un altro aspetto notevole è la generale uniformità dei risultati ottenuti con i carotaggi a tutte le latitudini e a tutte le

⁵ Per esempio ACRIM, SOHO/VIRGO, e oggi SORCE; si veda <http://www.acrim.com/>. Il valore della costante è di circa 1361 W/m².

longitudini, in quanto il quadro globale da essi fornito sul lungo periodo è piuttosto coerente.

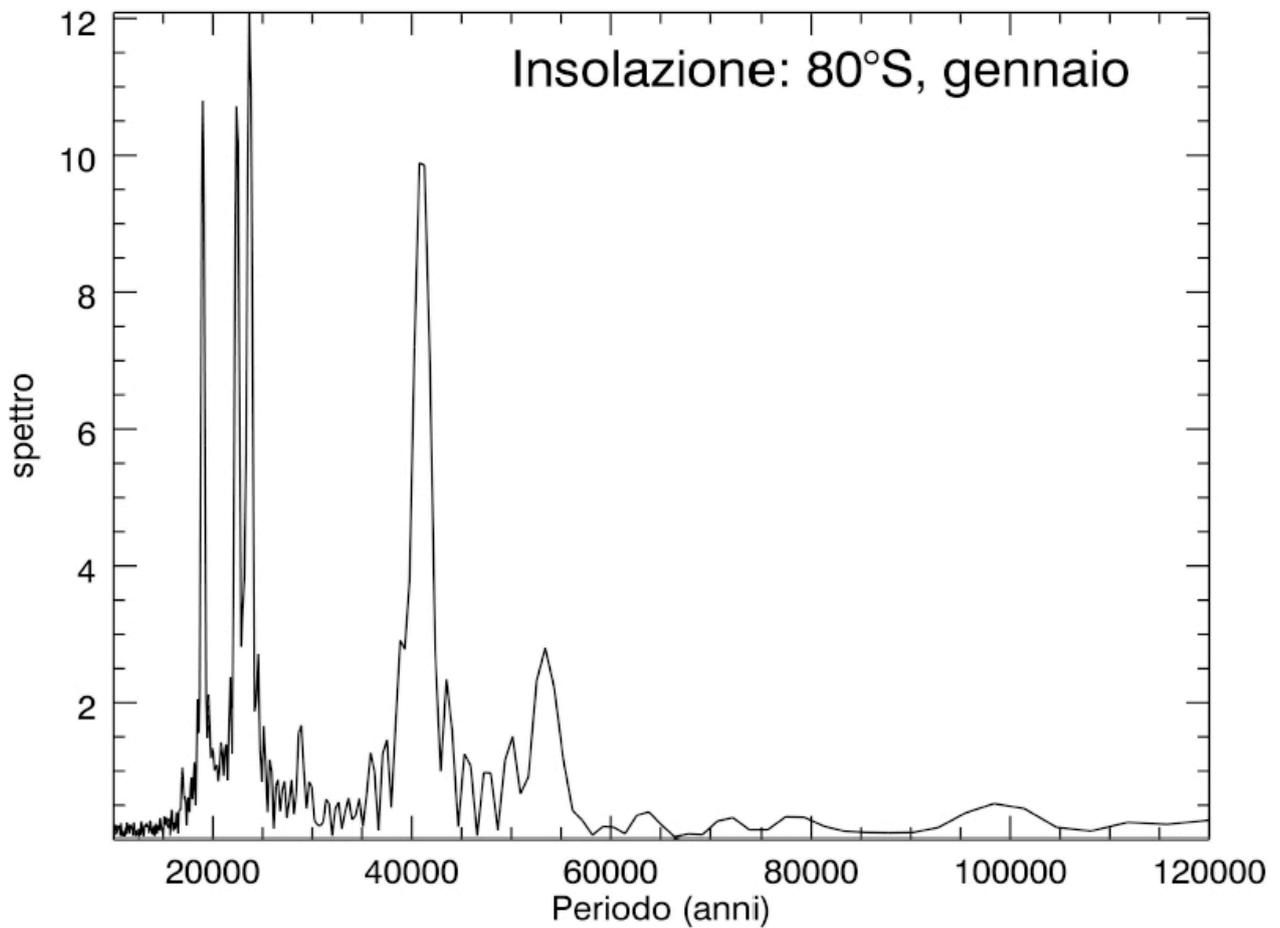


Fig. 3.1. Esempio di spettro di ampiezza (Lomb-Scargle) per l'insolazione a latitudini antartiche nel mese di gennaio (estate australe; valori dell'insolazione calcolati da A. Berger e relativi a 1 milione di anni). I tre picchi principali tra circa 19 ka e 23 ka sono dovuti alla precessione climatica; l'altro picco, 41 ka, è dovuto all'obliquità dell'eclittica.

4. Proxies

Ma in che modo si deducono i parametri paleoclimatici dalle analisi dei carotaggi? Con i cosiddetti *proxies*, indicatori intermedi. Sono molti, e qui ne citeremo solo alcuni. Consideriamo per esempio i ghiacci dell'Antartide (o della Groenlandia). Ogni anno d'inverno si deposita uno strato di neve, con inclusioni trasportate dal vento quali polvere, pollini, ceneri di vulcani, di incendi, e perfino di esplosioni atomiche quando si effettuavano esperimenti nucleari. Illuminando opportunamente le carote di ghiaccio, si può distinguere il singolo strato annuale sulla base della variazione stagionale, una cosa che ricorda gli anelli di crescita degli alberi (dendrocronologia). Ciò è possibile però solo fino a una certa profondità, perché la pressione tende a comprimere sempre più il ghiaccio rendendo indistinguibili gli strati. La parte superficiale, invece, è costituita da granulosità non compatta, quindi il gas atmosferico, che finirà per restare intrappolato quando lo strato si compatterà in una lastra, può essere anche molto più 'giovane' rispetto al ghiaccio: questa è una delle tante cose che rendono complesso lo studio di tali carotaggi. I vari strati vengono poi sottoposti ad analisi fisico-chimiche, in particolare con spettrometri di massa per misurare le diverse percentuali di isotopi presenti nell'acqua ghiacciata, come il deuterio rispetto all'idrogeno, e l'ossigeno-18 (^{18}O) rispetto all'ossigeno-16 (^{16}O)⁶, il contenuto di gas atmosferico intrappolato, cioè le molecole di anidride carbonica, ossigeno e azoto dell'aria, e il contenuto di polvere e ceneri. I dati ottenuti vanno poi calibrati per quanto riguarda la scala dei tempi e della temperatura. La prima è definita in base anche a modelli di accumulo della neve e di formazione degli strati, oltre al conteggio degli stessi, e verificata con la tefrocronologia (cioè ceneri vulcaniche presenti negli strati, provenienti da eruzioni la cui epoca è nota per altra via), e con analisi di radioisotopi; la seconda è definita partendo dalle serie storiche della misura della temperatura, cioè sulla base degli ultimi duecento anni.

Un altro *proxy* è ottenuto dai depositi di foraminiferi negli oceani, organismi protozoi unicellulari con guscio mineralizzato, tipicamente di carbonato di calcio CaCO_3 , che possono essere planctonici (vivono trascinati dalle correnti), e bentonici (vivono sul fondale); le dimensioni tipiche sono meno di un millimetro, ma alcune specie arrivano anche alla decina di centimetri. I depositi degli scheletri si accumulano per milioni di anni, e, a seguito dell'attività geologica, contribuiscono a formare rocce sedimentarie come i calcari. Dall'analisi delle trivellazioni dei fondali si ottengono informazioni oltreché sugli isotopi dell'ossigeno, anche sul carbonio-13 (^{13}C) rispetto a carbonio-12 (^{12}C), fornendo quindi informazioni sul ciclo del carbonio in epoche remote, e su altri elementi presenti in traccia, come magnesio e boro.

In che modo gli isotopi sono indicatori del clima? Consideriamo l'ossigeno, presente in natura nei tre isotopi stabili, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Nelle molecole d'acqua, H_2O , in condizioni standard l'ossigeno presente è soprattutto ^{16}O con percentuale 99,763%, mentre la percentuale di ^{17}O è solo 0,037% e quella di ^{18}O è 0,200. La molecola

⁶ Il nucleo dell'atomo di idrogeno (H) è costituito da un protone, quello di deuterio (D) da un protone e un neutrone. Gli isotopi stabili dell'ossigeno sono costituiti da 8 protoni e da 8 neutroni (^{16}O), oppure 9 neutroni (^{17}O), o 10 neutroni (^{18}O).

d'acqua con ^{18}O è un po' più pesante e un po' meno volatile di quella con ^{16}O , ed è da questa differenza fisica che deriva la presenza di molecole con percentuali isotopiche leggermente diverse rispetto allo standard, a seconda delle condizioni climatiche e di come si è svolto il ciclo dell'acqua. In prima approssimazione, possiamo dire che in presenza di un clima freddo ci sarà un po' meno ^{18}O nell'evaporazione di acqua marina rispetto a un clima caldo, e ciò si rifletterà nelle caratteristiche della neve che cade poi dalle nubi (la situazione comunque è complessa, perché anche la precipitazione opera in modo un po' selettivo). Nella pratica, ciò che si misura è la variazione del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ rispetto a un campione standard, una quantità espressa in per mille e rappresentata con il simbolo $\delta^{18}\text{O}$; una formula empirica lega poi l'eccesso $\delta^{18}\text{O}$ alla temperatura. Un discorso un po' analogo può essere fatto per il rapporto deuterio/idrogeno, $^2\text{H}/^1\text{H}$ o D/H, e il rispettivo eccesso, espresso come δD .

I pollini delle piante depositatisi nelle epoche passate, studiati in palinologia, sono indicatori del clima in una data località perché sono presenti in percentuali diverse a seconda delle specie, che possono essere tipiche di zone temperate, aride, oppure fredde. In alcuni studi di tipo limnologico si trivellano i fondi di laghi, in particolare di origine vulcanica, senza immissari o emissari, dove i pollini si sono depositati nel corso dei millenni, e le forme molto diverse dei granuli permettono di identificare le specie di piante cui essi appartenevano. I vari strati sono calibrati con la scala dei tempi identificando quelli contenenti ceneri vulcaniche (tefrocronologia), oppure si possono distinguere i depositi anno per anno, o varve, in base alla variazione stagionale (come per le carote di ghiaccio e gli anelli di crescita degli alberi); conferme si possono avere poi con misure di radioisotopi.

Una tecnica importante per confermare la validità della teoria dell'insolazione è l'analisi di sezioni degli *speleothem*, come stalattiti e stalagmiti, cioè le strutture di carbonato di calcio CaCO_3 formatesi per deposito da parte dell'acqua, ricca di carbonato, che cola da soffitto e pareti delle caverne. I risultati riguardanti $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ sono particolarmente significativi, perché la scala temporale è definita in termini assoluti sulla base di radio-isotopi, e coprono un intervallo anche di alcune centinaia di migliaia di anni.

5. Paleoclima

Riporteremo ora alcuni dei risultati che consideriamo più interessanti per la nostra discussione⁷, cominciando dall'analisi delle carote di ghiaccio. In Antartide sono state effettuate trivellazioni da parte di varie nazioni, come nelle basi Vostok russa ed EPICA/Dome C europea. Usando i dati disponibili si possono costruire diagrammi, come quello riportato nel pannello superiore di **Figura 5.1** per il deuterio δD . Le ascisse sono migliaia di anni fa (*before present*); per convenzione, la data di riferimento attuale (*present*) è il 1950.

L'andamento della temperatura media (pannello intermedio) è del tutto analogo, e la corrispondente differenza di temperatura rispetto alla media attuale va da un massimo di circa +5 a un minimo di -10 gradi. A parte differenze sistematiche nella misura dell'eccesso di deuterio e qualche differenza nella scala dei tempi, discusse nei lavori specialistici di paleoclimatologia, i dati della Vostok hanno un comportamento periodico del tutto simile (Petit et al., 1999). Una cosa che salta subito all'occhio è che, per ritrovare lo stesso livello di δD attuale, ovvero una temperatura come quella degli ultimi 10 mila anni o anche più alta, bisogna fare salti di circa 100 ka; in altre parole, i periodi temperati come il presente, o più caldi, appaiono piuttosto brevi, e si alternano a lunghi periodi freddi, per cui questi ultimi sarebbero le condizioni climatiche "normali" della Terra, almeno nell'ultimo milione di anni. Come dicono Lambeck et al. (2002) nella loro *review* su clima e livello del mare, nel Pleistocene (ultimi 2,5 Ma) le glaciazioni hanno dominato, mentre la durata degli interglaciali è stata inferiore al 10% del tempo, e, a ben vedere, l'attuale intervallo interglaciale è durato ormai circa altrettanto a lungo dei precedenti interglaciali.

Nel pannello inferiore sempre di **Figura 5.1** mostriamo invece l'andamento di $\delta^{18}O$ bentonico ricavato dai carotaggi dei fondali oceanici. Si tratta della media delle misure di 57 siti posti a varie longitudini e latitudini (*LR04 stack*; Lisiecki, Raymo, 2005). La dispersione intorno alla media è piuttosto piccola, circa 0.05 per mille, e ciò mostra che gli andamenti sono piuttosto simili in tutti i siti. Il $\delta^{18}O$ dei foraminiferi è una funzione della temperatura e del parametro $\delta^{18}O$ dell'acqua in cui essi si formano, e il $\delta^{18}O$ dell'acqua è a sua volta funzione del volume globale del ghiaccio presente sulla Terra e della salinità. Il $\delta^{18}O$ bentonico dà uno *stack* migliore di quello planctonico perché l'oceano profondo è più uniforme in temperatura e salinità rispetto alle acque superficiali. Al fine di superare il problema delle incertezze della calibrazione temporale, gli stessi risultati orbitali sono stati usati per l'allineamento dei dati secondo la tecnica chiamata *orbital tuning*⁸; questa però implica un ragionamento circolare (i paleoclimatologi stanno cercando di ovviare a

⁷ Segnaliamo il sito <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets>, National Climatic Data Center del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration,) dove si possono trovare molti dati e riferimenti bibliografici utili per quanto riguarda i vari tipi di proxies e le rispettive tecniche di analisi.

⁸ Lisiecki, Raymo (2005) hanno allineato graficamente le 57 serie di dati, fissato la scala temporale sulla base di un semplice modello non lineare del volume del ghiaccio, ed effettuato l'*orbital tuning* con l'obliquità.

tale difetto, applicando quando possibile la datazione con altri metodi, come i radioisotopi).

La conclusione che si ricava osservando la **Figura 5.1** è che, su scala di migliaia di anni, questi *proxies* appaiono degli indicatori effettivi del clima globale sulla Terra.

Sono state applicate tecniche di analisi di serie temporali ai vari set di dati, e ricavati i periodogrammi, dai quali si sono ottenute indicazioni sui probabili periodi significativi presenti. Vari autori hanno evidenziato la corrispondenza tra tali periodi e le periodicità previste dalla teoria dell'insolazione di Milankovitch. Come esempio, riportiamo in **Figura 5.2** dei semplici periodogrammi (Lomb-Scargle)⁹ con gli spettri di ampiezza che abbiamo ricavato direttamente dai dati (mostrati in parte in **Figura 5.1**) coprenti un intervallo di 800 ka nel caso di EPICA/Dome C, e gli ultimi 860 ka nel caso dei fondali oceanici. I segnali più forti nei due grafici si hanno per periodi intorno a 100 ka, 65 ka, 41 ka, 29 ka, 23 ka e 19 ka. I paleoclimatologi sono abbastanza concordi nel considerare risposte all'effetto astronomico (*orbital forcing*) i segnali di 41 ka (variazione dell'obliquità dell'eclittica), di 23 ka e 19 ka (entrambi dovuti alla precessione climatica). La periodicità intorno a 100 ka è attribuita da alcuni alla variazione di eccentricità, ma l'effetto dato dall'insolazione in questo caso sarebbe piuttosto piccolo, per cui non tutti ne sono convinti (per una discussione, si veda Berger et al., 2005). Il segnale di 29 ka è considerato una combinazione non lineare, a causa della presumibile risposta complessa e fortemente non lineare del clima al *forcing*, e corrisponderebbe alla somma delle frequenze relative ai periodi di 41 ka e 100 ka anni; analogamente, il segnale di 60-70 ka (visibile nei dati dell'Antartide) potrebbe corrispondere alla loro differenza.

Nel pannello superiore di **Figura 5.3** mostriamo l'andamento dell'anidride carbonica osservato in varie stazioni in Antartide. Esso segue abbastanza bene quello climatico mostrato in **Figura 5.1**. Ci si potrebbe chiedere un po' ingenuamente se è la CO₂, quale gas con effetto serra, a indurre le variazioni climatiche, o se sono le variazioni climatiche a indurre i cambiamenti della CO₂ prodotta in natura. Nella Parte II vedremo alcune delle molte discussioni sugli effetti dell'anidride carbonica nel lontano passato; ricordiamo che la letteratura in merito a questo problema è infatti enorme. Come mai tanto interesse? Negli ultimi decenni, a causa dell'attività antropica il valore di CO₂ presente nell'aria è andato rapidamente crescendo, e nel 2016 ha superato quota 400 p.p.m.: nel grafico di **Figura 5.3** apparirebbe completamente fuori scala. Quali le conseguenze di questo eccesso? E' ovvio che si cerchi una risposta dai dati paleoclimatologici, studiando la relazione tra anidride carbonica e andamento del clima nel passato. Per esempio, Kawamura et al. (2007) hanno analizzato i dati ottenuti nella base antartica Dome Fuji relativi agli ultimi 360 ka, confermando, da un lato, l'ipotesi di Milankovitch secondo la quale sono essenzialmente le condizioni di insolazione dell'emisfero nord (dove si trova la maggior parte della massa continentale) a determinare le glaciazioni sulla Terra. Però,

⁹ Essendo qui il nostro scopo puramente illustrativo, il metodo utilizzato è sufficiente. Tuttavia, un'analisi accurata dei dati di osservazione richiede tecniche adeguate, come i metodi *multi-taper*, ed è raccomandabile un confronto tra più metodi (Thomson 2009).

dall'altro lato, ciò sarebbe contrario all'ipotesi che la fine della glaciazione sia stata determinata dall'effetto serra dovuto all'aumento di CO₂, oppure dall'aumento dell'insolazione in Antartide. Gli autori comunque concludono auspicando una migliore comprensione, mediante modelli climatici, del ruolo della CO₂ quale fattore di amplificazione dell'input orbitale, stante l'urgente necessità di prevedere i futuri cambiamenti climatici.

Il contenuto di polvere (*dust*) dei ghiacci in Antartide, mostrato nel pannello intermedio di **Figura 5.3**, è massimo al momento del massimo freddo, ed è minimo nei periodi temperato-caldi come negli ultimi 12 ka. Un'interpretazione sembrerebbe abbastanza plausibile: al massimo della glaciazione, quando il livello dei mari era sceso di 120 m sotto l'attuale (pannello inferiore di **Figura 5.3**) perché molta acqua era in realtà ghiaccio, l'umidità era probabilmente bassa, per cui il clima doveva essere in generale piuttosto secco oltreché freddo, e forse erano più comuni le tempeste di vento (un clima che, in un certo senso, potrebbe ricordare vagamente quello attuale di Marte). In effetti, in studi di glaciazioni anche di altre epoche si è assunto che la maggiore superficie ghiacciata abbia aumentato il flusso di polvere nell'atmosfera tramite più forti venti di superficie, inferiore umidità al suolo, aumento di desertificazione a seguito della diminuzione del livello del mare e diminuzione della vegetazione (Bar-Or et al., 2008; Auer et al., 2015). In base all'analisi isotopica, l'origine della polvere è stata localizzata nel Sud America, ma in realtà non sono chiari i motivi della grande variabilità della concentrazione, che è stata messa in relazione a fluttuazioni dei ghiacciai in Patagonia (Sugden et al., 2009). In base a un'analisi mineralogica dettagliata, Lambert et al. (2012) hanno suggerito una rapida risposta del regime dei venti in Sud America ai cambiamenti del clima.

Anche l'andamento del livello del mare mostrato nel pannello inferiore di **Figura 5.3** è ciclico, e corrisponde bene all'andamento generale del clima. La conclusione della riflessione di Lambeck et al. (2002), riportata più sopra, è che, data la durata del presente interglaciale (e se il passato si può considerare effettivamente una guida per il futuro), il prossimo ritorno a una glaciazione non sarebbe una cosa imprevista; l'ultimo interglaciale, per quanto riguarda clima e livello del mare, infatti può fornire al proposito un'interessante analogia.

Kawamura et al. (2007) hanno discusso anche specifici risultati riguardanti il gas atmosferico intrappolato nel ghiaccio¹⁰. La variazione del rapporto del contenuto di ossigeno e azoto molecolari O₂/N₂ segue molto bene l'andamento dell'insolazione a latitudini antartiche in corrispondenza del solstizio (estate australe), cioè tale rapporto risente direttamente delle condizioni fisiche del ghiaccio circostante durante la massima insolazione dell'anno. Gli autori hanno quindi basato l'*orbital tuning* su tale rapporto per costruire la loro cronologia degli ultimi 360 ka.

Anche l'analisi degli *speleothem* ha dato risultati che si confrontano direttamente con i modelli di insolazione. Per esempio, Wang et al. (2008) e Jo et al. (2014) hanno analizzato stalagmiti di caverne cinesi e coreane, ottenendo un andamento di δ¹⁸O e

¹⁰ Segnaliamo la diversità del parametro δ¹⁸O se è relativo all'ossigeno molecolare atmosferico oppure all'ossigeno nella molecola d'acqua nel ghiaccio.

$\delta^{13}\text{C}$ simile a quello dell'insolazione estiva locale, come si vede in **Figura 5.4** per l'eccesso $\delta^{18}\text{O}$. In questo caso sono stati utilizzati i radio-isotopi U-Th per la calibrazione temporale, superando così il difetto dell'*orbital tuning*. Segnaliamo in particolare il caso degli *speleothem* quali esempi di studi e dibattiti in corso sul sistema climatico del *South Asian Summer Monsoon* (monsone estivo in Asia), da cui “dipende la sopravvivenza di un quarto della popolazione mondiale” (Shi et al., 2014), anzi, “più di metà della popolazione mondiale” (Cook et al., 2010, e **Figura 5.5**) perché l'effetto ha “impatti profondi su regioni che complessivamente sono la casa di più del 70 per cento della popolazione della Terra” (Mohtadi et al., 2016). Gli studi sono volti a capire quanto i monsoni siano effettivamente legati all'*orbital forcing*.

Infine consideriamo i pollini, con un esempio ricavato dal lavoro di Allen et al. (1999) basato su carotaggi del Lago di Monticchio sul vulcano spento del Vulture in Basilicata; in **Figura 5.6** mostriamo l'andamento delle percentuali delle piante negli ultimi 100 ka, con i raggruppamenti usati dagli autori. Le latifoglie (querce e faggi) e gli abeti sono tipici dei boschi delle zone temperate, e, come si vede dalla percentuale molto alta, è la situazione negli ultimi 12 ka circa, mentre in precedenza la percentuale era stata molto più bassa. Una prevalenza di piante erbacee è la situazione tipica dei climi secchi, come le steppe, e questo è stato proprio il caso del Vulture per molte decine di migliaia di anni. Pini, ginepri e betulle sono tipici dei climi freddi, e qui li troviamo con una discreta percentuale solo quando c'è prevalenza di piante erbacee. In altre parole, per diverse decine di migliaia di anni il clima sul Vulture è stato molto più freddo e secco, simile alla steppa-tundra siberiana o alpina, rispetto alle ultime migliaia di anni (boschi temperati mediterranei). Gli autori hanno rimarcato come le percentuali delle specie vegetali cambino rapidamente in funzione delle condizioni climatiche, e ciò lo si nota in particolare nel lungo periodo che è stato per lo più freddo e secco; quindi, sembra che il clima in quell'epoca fosse anche molto instabile su scala temporale breve, dell'ordine del secolo¹¹.

La letteratura sul paleoclima è molto estesa, e quanto qui riportato è solo una piccolissima parte, ma la conclusione generale è ben definita¹². Il clima globale nell'ultimo milione di anni è stato caratterizzato da un'alternanza di brevi periodi temperati, come quello attuale, o caldi, e lunghi periodi freddi con un massimo di era glaciale proprio prima della fase, relativamente veloce, del riscaldamento; ciò ha avuto conseguenze a dir poco devastanti sull'ambiente, a giudicare dai dati dei pollini, seppure su tempi scala più lunghi della vita umana, e con delle prevedibili, pesanti conseguenze per la vita animale. E l'ultimo ciclo, iniziato circa 130 ka fa, vede proprio lo sviluppo della nostra specie *Homo sapiens*.

¹¹ Parafrasando un modo di dire tipico delle persone anziane, verrebbe allora da concludere: meno male che non ci sono più le stagioni di una volta.

¹² Per un'introduzione in italiano su questi argomenti, si veda Orombelli (1997).

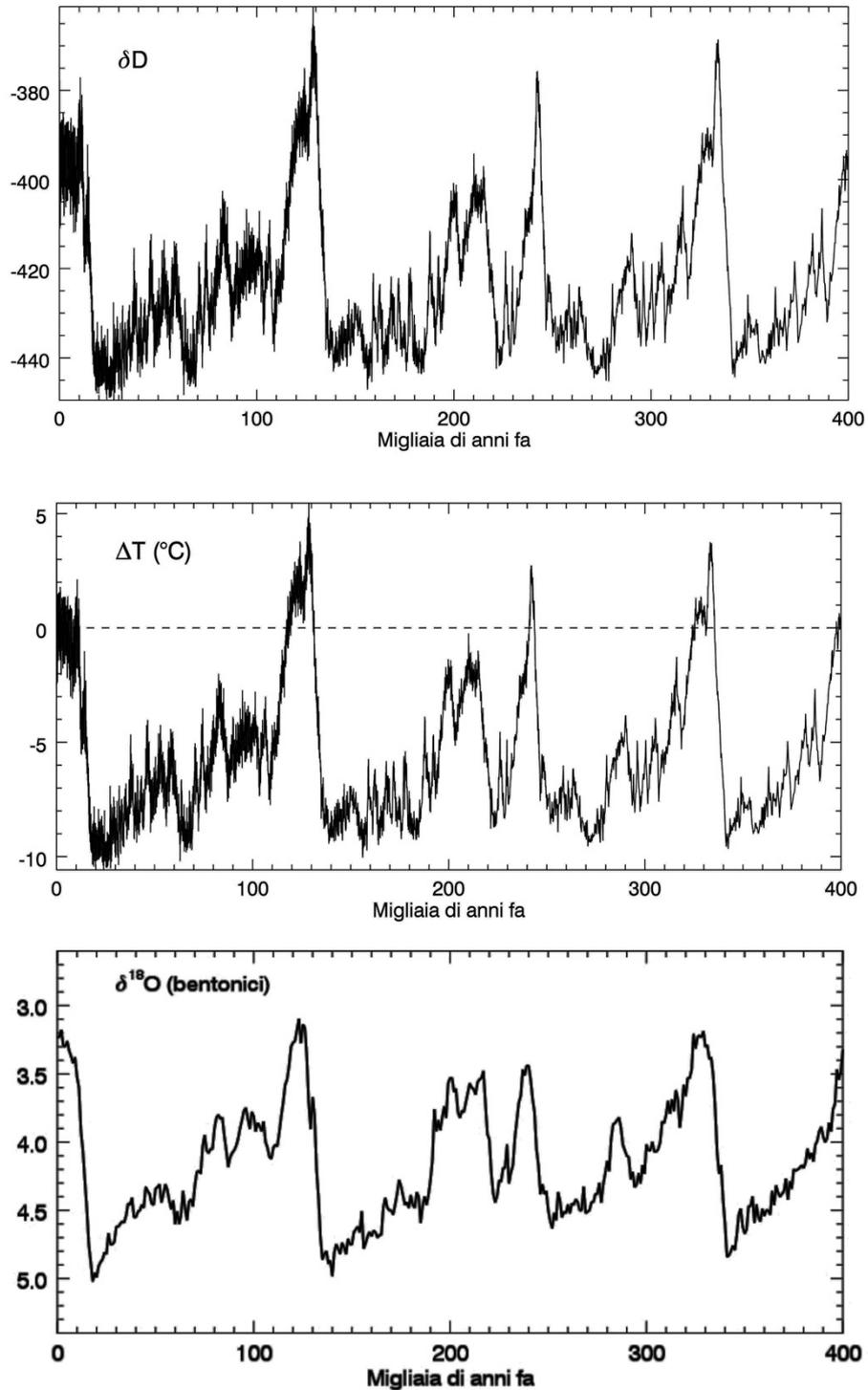


Fig. 5.1. *Pannello superiore:* l'eccesso di deuterio (in per mille) misurato dai carotaggi ottenuti nella base antartica EPICA/Dome C (dati: Jouzel et al. 2007). *Pannello intermedio:* corrispondente variazione di temperatura rispetto alla media secondo Jouzel et al. (2007). *Pannello inferiore:* l'eccesso di ^{18}O (in per mille) dai carotaggi oceanici; curva media (*stack*) ottenuta da 57 siti di fondali a varie longitudini e latitudini (dati: Lisiecki, Raymo, 2005).

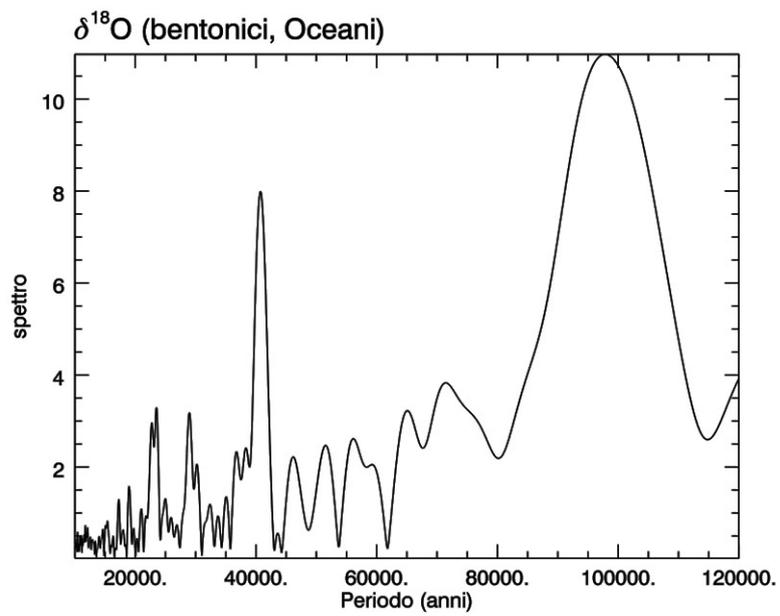
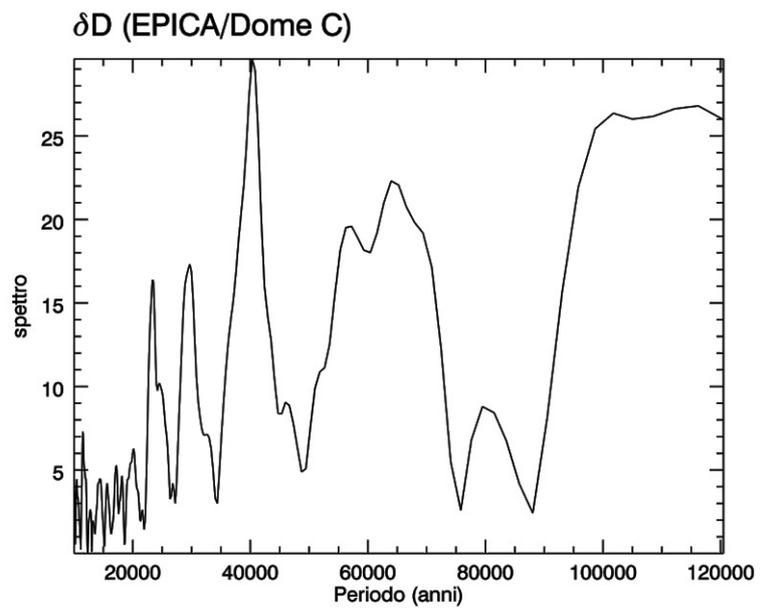


Fig. 5.2. Spettri di ampiezza dai dati di EPICA/Dome C (intervallo di 800 ka) e dei carotaggi oceanici (ultimi 860 ka).

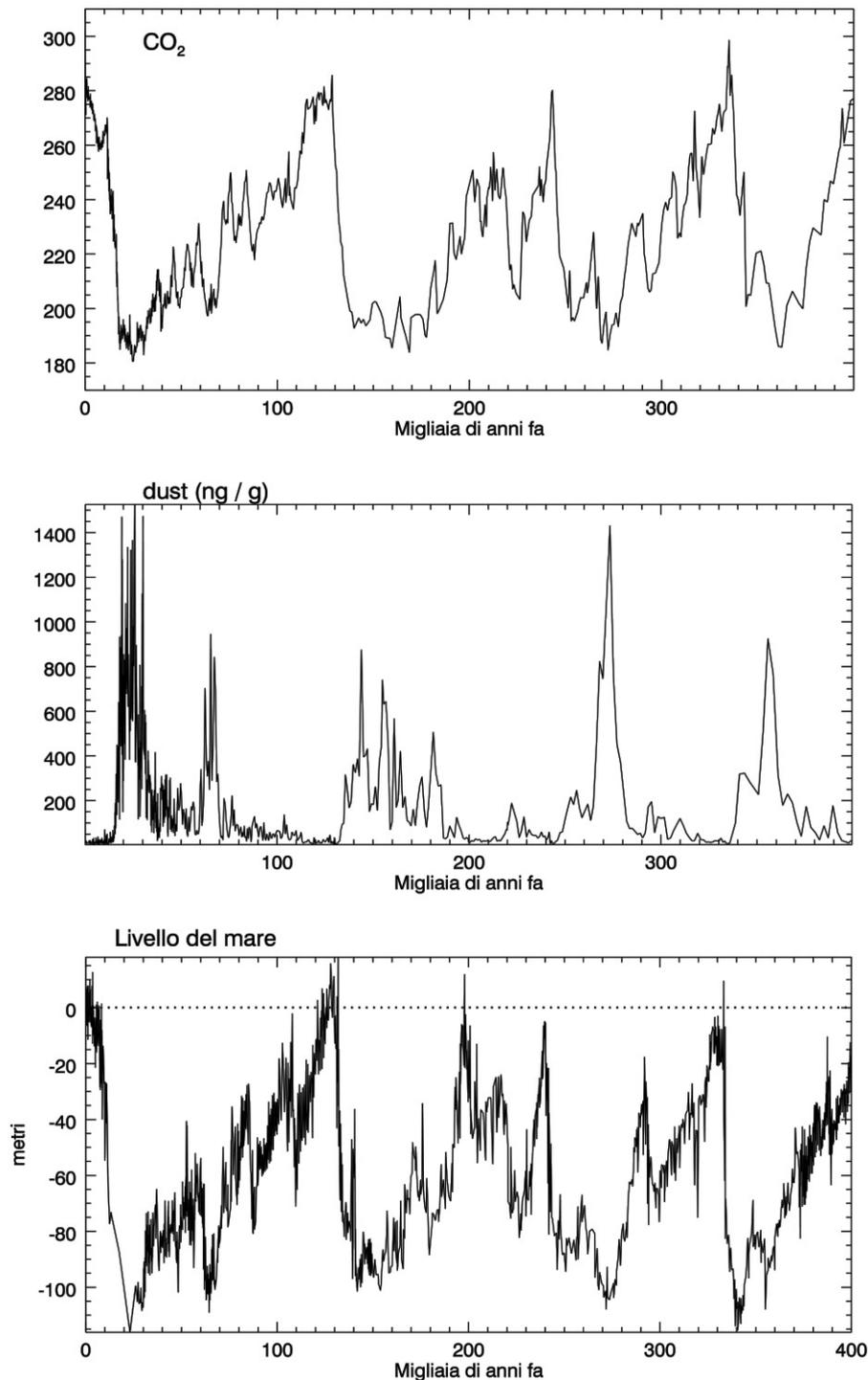


Fig. 5.3. *Pannello superiore:* contenuto di CO₂ in p.p.m.; dati composti da più stazioni in Antartide (dati <http://ncdc.noaa.gov/paleo/study/17975>); nota: il valore odierno (2015) della CO₂ è completamente fuori scala, avendo ormai superato quota 400 ppm. *Pannello intermedio:* contenuto di polvere misurato in Antartide (Coulter counter, dati: Lambert et al. 2008), in ng/g o parti per miliardo. *Pannello inferiore:* livello del mare in metri rispetto allo 0 attuale. Le misure si riferiscono al Mar Rosso (dati: Grant et al., 2014). Si noti anche qui un andamento ciclico; in particolare si confronti il periodo 0 - 130 ka con i grafici di **Figura 5.1**.

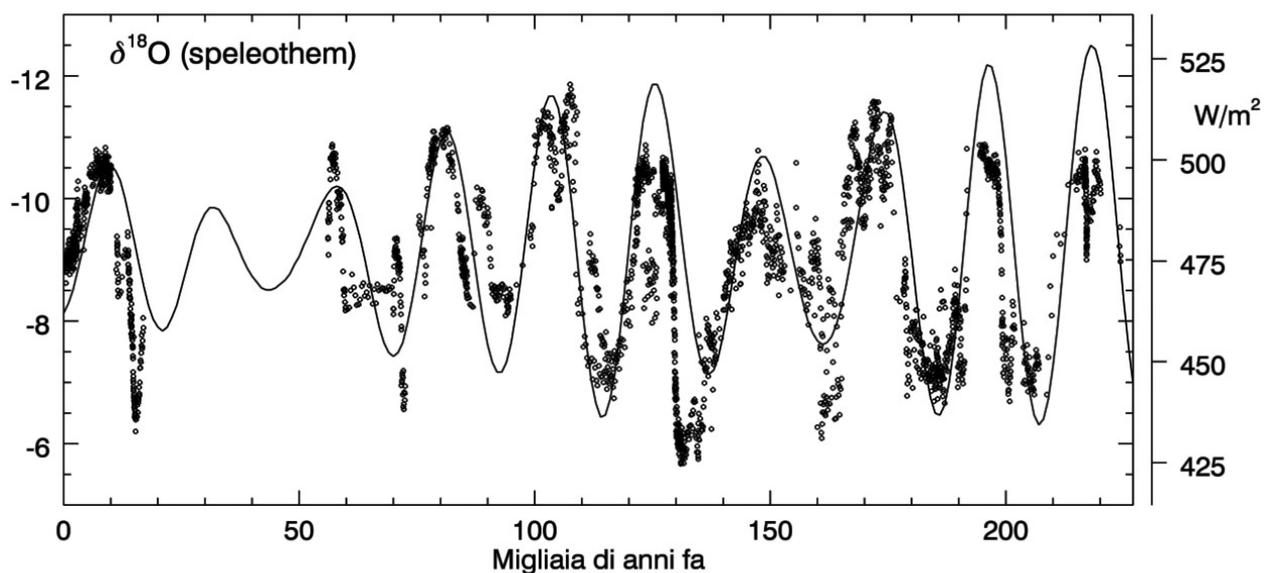


Fig. 5.4. Andamento dell'eccesso $\delta^{18}\text{O}$ (in per mille) misurato in stalagmiti della Sanbao Cave in Cina (dati di Wang et al. 2008) confrontato direttamente (senza correggere per gli effetti sistematici) con quello dell'insolazione estiva (mese di luglio) a latitudine 30°N (curva continua in W/m^2 ; dati di A. Berger). Da notare la diminuzione negli ultimi 10 ka, cui ha corrisposto il graduale indebolirsi del monzone asiatico (v. Sez. 6.2 e Figura 6.2).

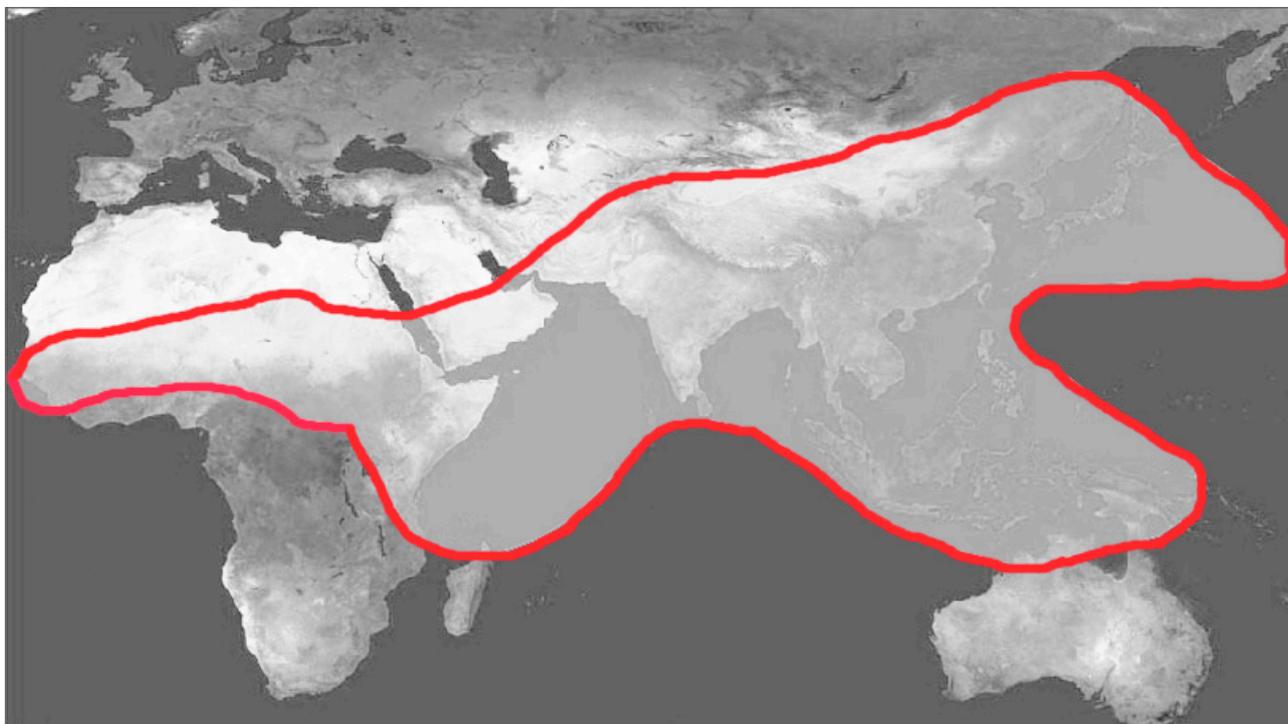


Fig. 5.5. La mappa mostra le zone di Africa, India, Asia orientale e Australia settentrionale influenzate dal monzone asiatico attuale (figura adattata da Black, 2002).

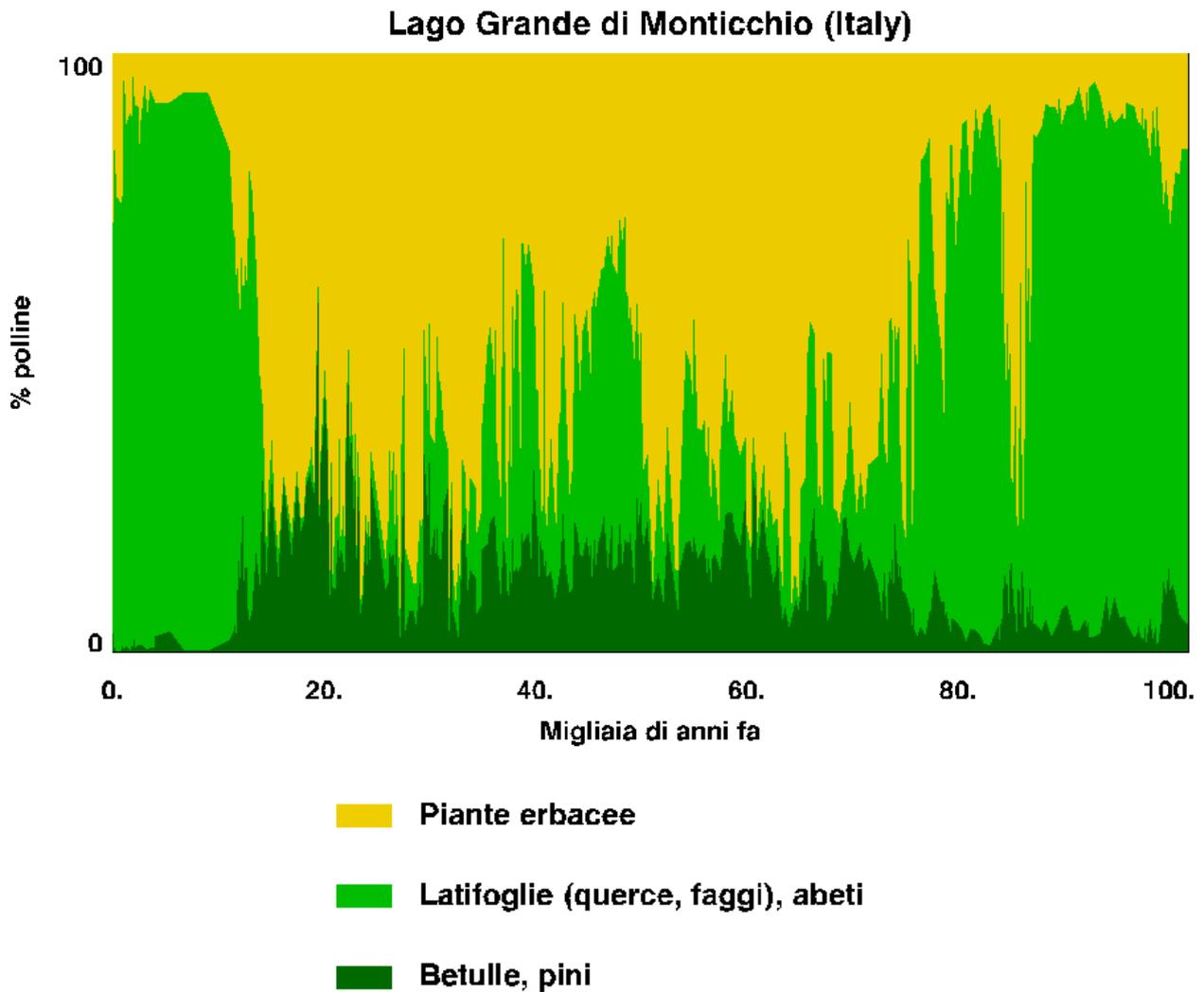


Fig. 5.6. Percentuali di pollini dal Lago Grande di Monticchio sul Monte Vulture (dati: Allen et al., 1999). Le percentuali molto diverse per uno stesso gruppo di piante indicano climi molto diversi. Per esempio, negli ultimi 12 ka la vegetazione è stata quella tipica dei boschi delle zone temperate, con poca presenza di erba e pochi alberi dei climi freddi. Intorno a 20 ka fa, durante il massimo glaciale, c'è stata invece la preponderanza delle piante erbacee e la prevalenza di alberi dei climi freddi, un ambiente tipico delle tundre alpine o siberiane, essenzialmente presente, come si può notare, fin da 70 ka fa. Non era la situazione solo sul Vulture. Compiendo un ipotetico viaggio in Europa partendo dalle latitudini meridionali, saremmo passati per steppe quasi aride, con cespugli e pochi alberi, per tundre, fino ad arrivare ai deserti polari (ambienti come l'alta montagna, con poche piante erbacee) alla latitudine del Belgio, alternati poi a immense distese di ghiaccio. E' l'ambiente che l'*Homo sapiens* dovrebbe aver trovato al suo arrivo in Europa circa 50 mila anni fa.

6. Evoluzione dell'uomo e della società umana

6.1. Il Paleolitico

Quando è 'nata' la nostra specie *Homo sapiens*? Non c'è una risposta definitiva. Gli studi genetici e paleoantropologici ci possono dire a quando risalgono esseri umani molto prossimi a noi per quanto riguarda le caratteristiche fisiche, ma sarebbe interessante avere un'idea anche circa le capacità intellettive. Di certo, le specie del genere *Homo* comparvero in Africa, nella zona orientale, in tempi diversi, e da qui alcune si sarebbero diffuse verso l'Asia e l'Europa. Citeremo quelle più comunemente discusse, segnalando che ci sono opinioni differenti su come andrebbero classificati vari resti fossili. Notiamo però l'interesse suscitato dagli studi sulle variazioni climatiche avvenute negli ultimi milioni di anni in Africa (e alla base delle quali ci sono appunto i parametri astronomici dell'*orbital forcing*) e sul loro effetto di selezione darwiniana che ha portato alla specie *Homo* in Africa. DeMenocal (2011, 2014), infatti, discute i progressi delle ricerche in tale ambito, e di come i cambiamenti climatici abbiano coinciso con l'estinzione di alcuni nostri antenati e il successo di altri¹³.

La prima specie, circa 2,5 Ma fa, sarebbe *H. habilis*, con le prime industrie litiche, seguita da una specie i cui fossili sono stati trovati in Georgia, e seguita da *H. ergaster* e *H. erectus* (circa 1,9 Ma fa)¹⁴. Da queste sarebbe derivata in Europa la possibile specie *H. antecessor*. Ci sono inoltre *H. rhodesiensis* e *H. heidelbergensis* (circa 600 ka fa), e da quest'ultima sarebbero derivati prima *H. neanderthalensis*, oltre al *denisovan*, scoperto pochi anni fa in Siberia, e infine *H. sapiens*.

Risultati paleoantropologici sui resti più antichi e meglio datati, trovati in Etiopia meridionale, di ominidi *H. sapiens* anatomicamente simili a noi moderni, indicano un'epoca intorno a 195 ka fa (McDougall et al. 2005). La presenza di *H. sapiens* fuori dall'Africa, nella penisola arabica (Petraglia, Rose, 2005), sembra si debba far risalire a più di 100 ka fa, ma una effettiva dispersione in Eurasia si ritiene sia avvenuta a partire da circa 50 ka fa; nel giro di poche migliaia di anni, l'*H. sapiens* sarebbe arrivato, da un lato, fino in Australia e, dall'altro, in Europa occidentale. La genetica dice che ci sono stati accoppiamenti con i *neanderthal* nel Vicino Oriente e in Europa, dove questa specie già risiedeva da molte decine di migliaia di anni, perché una piccola percentuale del nostro DNA, cioè il DNA delle attuali popolazioni europee e asiatiche (e anche di quelle che si diffusero nelle Americhe circa 16 ka fa) si può far risalire a tale specie. Anche i melanesiani dell'Oceania hanno tale

¹³ Nel 2010 il National Research Council statunitense ha definito il programma *Understanding climate's influence in human evolution*, con due temi di ricerca: 1) *Determining the Impacts of Climate Change and Climate Variability on Human Evolution and Dispersal Hypotheses*, e 2) *Integrating Climate Modeling, Environmental Records, and Biotic Responses*.

¹⁴ E' possibile che a questi sia legato l'*H. floresiensis*, di taglia piuttosto piccola, i cui resti fossili sono stati scoperti alcuni anni fa nell'isola di Flores in Indonesia. In una serie di lavori recenti è possibile trovare un aggiornamento di tali risultati, per quanto riguarda la datazione, che è stata rivista a circa 100 ka - 60 ka (Sutikna et al. 2016), e il ritrovamento nella stessa isola dei possibili antenati, sempre di taglia piccola, i cui resti risalirebbero a circa 700 ka (van den Bergh 2016).

caratteristica, e in più hanno un'altra piccola percentuale derivata dai *denisovan*, gli *Homo* che già risiedevano in Asia; solo le popolazioni africane (sub-sahariane) sembrano non avere tali caratteristiche genetiche comuni con *neanderthal* o *denisovan* (Gibbons 2011).

Molti paleoantropologi ritengono che già allora *l'H. sapiens* avesse le nostre capacità intellettive¹⁵, e ovviamente tutta un'altra cultura. I nostri antenati hanno vissuto di caccia, pesca e raccolta, ma hanno dimostrato una certa creatività, espressa nelle incisioni e nei dipinti, anche splendidi, e nelle piccole sculture, trovati nelle grotte e nei ripari, in Francia, Spagna e altrove, e con i primi strumenti musicali, flauti di osso trovati in Germania. Le più antiche espressioni risalirebbero a 40 ka fa. A questo punto ci si può meravigliare, e chiedersi, come ha fatto Renfrew (2007) parlando di paradosso del *sapiens*, perché i nostri antenati abbiano atteso così tanto tempo, fino a poche migliaia di anni fa, per creare le prime civiltà complesse. Non potevano farlo prima? E' come se per decine di migliaia di anni i nostri antenati si siano 'divertiti', e non abbiano fatto praticamente 'niente'.

La risposta che sembrerebbero darci è: ma chi ce lo faceva fare? Con tutta quell'erba, c'erano molti erbivori e avevamo carne in abbondanza, sia con la caccia, sia perché trovavamo carcasse (pur se in competizione con i carnivori); la nostra era una dieta integrata coi prodotti vegetali selvatici, che ci procuravamo quando necessario. Vivevamo, è vero, non più di una quarantina d'anni, soffrendo malattie, ecc., ma eravamo liberi di fare quel che ci pareva. Naturalmente, bisognerebbe viaggiare indietro nel tempo per verificare se quanto detto è effettivamente plausibile. Certamente, la figura del cacciatore come uomo libero (e della caccia come attività principe) è rimasta nella mitologia, e, volendo, se ne trova ancora traccia nelle nostre fiabe popolari, tramandate, raccolte e pubblicate in epoca moderna. A questa vita libera veniva contrapposta quella dura del coltivatore (e del pastore), presentata nella Bibbia addirittura come maledizione divina a seguito del peccato originale. Nell'ipotesi che quanto detto sia plausibile, ci si chiede allora che cosa abbia obbligato i nostri antenati a cambiare, e, in un certo senso, peggiorare, il modo di vivere.

Per decine di migliaia di anni il clima è stato più o meno freddo e secco¹⁶; poi, nel giro di poche migliaia di anni è cambiato completamente, diventando per lo più caldo-umido. E' presumibile che le grandi mandrie di erbivori selvatici si siano diradate, costringendo i nostri antenati a sviluppare una diversa economia. A partire da circa 11 ka fa si nota, nei reperti trovati nei villaggi preistorici, il passaggio graduale dalle specie selvatiche di cereali a quelle addomesticate, selezionate più o meno inconsapevolmente in base alla quantità e qualità dei grani nelle spighe e alla robustezza delle stesse. I nostri antenati hanno così inventato il duro lavoro agricolo, accompagnato dalla specializzazione delle attività (come la produzione di utensili), che richiedeva strutture sociali come i villaggi e le città. Se da un lato abbiamo

¹⁵ Almeno *l'H. sapiens* autore delle espressioni artistiche del Paleolitico superiore.

¹⁶ E, come mostrato dai pollini, molto instabile. Anche volendo, sarebbe stato difficile pensare a qualcosa di simile all'agricoltura, che necessita di un clima sufficientemente buono, e con stagioni stabili nel corso degli anni.

cominciato a piegarci in due dalla fatica nel lavoro dei campi, dall'altro lato abbiamo avuto più beni a disposizione, in funzione per esempio del surplus della produzione di grano, conservato nei granai e usabile come merce di scambio.

Se quanto esposto fosse plausibile, la conclusione da trarre sarebbe che l'effetto astronomico ha avuto un impatto sulla stessa evoluzione della civiltà umana. Tale conclusione è piuttosto forte, per cui bisognerebbe poter escludere, per esempio, l'esistenza di una qualche precedente forma di agricoltura, almeno nei luoghi dove faceva più caldo. Nel Paleolitico Superiore già conoscevano un po' la tecnica della cottura dell'argilla; ma generalmente non realizzavano vasi, per conservare per esempio granaglie, in quanto non servivano. Essendo nomadi, seguivano le mandrie di erbivori selvatici e presumibilmente non si trascinarono dietro pesi non indispensabili. Ciò è vero solo in parte. Gli archeologi hanno trovato infatti siti stanziali (villaggi) risalenti a più di 20 ka fa, e quindi del Paleolitico Superiore (Ohalo II nel Levante; si veda per esempio la *review* di Watkins, 2010), però comunque si viveva di caccia e raccolta. In Cina sono stati trovati i recipienti di terracotta più antichi, pure risalenti a 20 ka fa (Wu et al., 2012); ma anche qui si tratta di stanzialità legata comunque alla caccia e alla raccolta. Ancora più indietro nel tempo, in Nuova Guinea troviamo dei siti risalenti a più di 40 ka fa dove gli uomini diradavano la foresta per farvi crescere piante arboree utili per l'alimentazione (Summerhayes et al., 2010). Però erano varietà non domestiche, e quindi non si trattava di agricoltura, bensì di aiuto nella raccolta di frutti selvatici; le varietà domestiche di tali piante in Nuova Guinea le troviamo solo a partire da 7 ka fa (Renfrew, 2007).

Gli archeologi dicono che il passaggio deciso alla stanzialità si è avuto nella Mezzaluna Fertile (la zona che va dal Nilo al Golfo Persico passando per Levante, Siria, Anatolia meridionale e la zona pedemontana della Mesopotamia) solo dopo la fine della glaciazione. E' da notare che il clima caldo-umido piuttosto generalizzato avrebbe favorito tale processo, data la possibile ricchezza iniziale di prodotti reperibili localmente¹⁷; per esempio, le vaste zone oggi completamente desertiche del Sahara e dell'Arabia, per alcune migliaia di anni, a iniziare da circa 11 ka fa, erano state ricche di acque e vegetazione (Kuper, Kröpelin, 2006; Parker et al., 2006).

L'inizio dell'agricoltura sarebbe avvenuto in pieno Neolitico, dopo il periodo pre-ceramico Natufiano (e Khiamiano) coincidente con la fase di *Younger Dryas*, un improvviso ritorno del freddo durato da circa 12,9 ka a 11,6 ka fa e sentito in particolare nell'emisfero Nord¹⁸. Vari archeologi ritenevano che l'agricoltura, cioè la coltivazione di specie 'domesticate' di piante, fosse nata proprio durante tale fase perché i nostri antenati, per sopravvivere, si sarebbero dati da fare cercando di avere i necessari prodotti della terra nelle condizioni avverse. Le verifiche archeologiche

¹⁷ Cauvin (2000, p. 202), descrivendo i notevoli risultati degli scavi archeologici nel Levante e Vicino Oriente degli ultimi decenni, afferma di essere rimasto sorpreso dal libro del Genesi (il mito alla base della nostra civiltà), perché c'è una omologia tra il processo suggerito dalle ricerche di archeologia preistorica sugli inizi della produzione dei mezzi di sussistenza e lo scenario biblico: è la fine della facilità della raccolta nel Giardino dell'Eden, e l'inizio del duro lavoro col sudore della fronte.

¹⁸ Nell'emisfero Sud si ha un'inversione fredda tra 14500 e 13000 anni fa (Morgan 2009).

degli ultimi anni hanno invece mostrato che nel periodo Natufiano non c'era ancora vera agricoltura (Balter, 2010).

In ogni caso, sembra piuttosto plausibile concludere che fu 'per colpa' dell'astronomia, cioè, per i cambiamenti climatici indotti dalle variazioni dei parametri astronomici, che i nostri antenati hanno dovuto comunque cambiare stile di vita ed economia.

6.2 Neolitico ed Età del Bronzo

Gli archeologi che, tra un conflitto e l'altro, riescono a lavorare nel Vicino Oriente, stanno definendo un quadro abbastanza coerente. I primi segni di un passaggio verso l'agricoltura si hanno intorno a 11,5-10 ka fa nelle zone collinari intorno alla Mesopotamia come mostrato in **Figura 6.1** (Willcox, 2013). Per una stessa località, si stima che la transizione da un'attività di semplice raccolta a una di agricoltura di sussistenza abbia richiesto diversi secoli.

In base ai reperti archeologici, sono stati identificati i periodi Natufiano (circa 15 - 13 ka fa) e Khiamiano (circa 12,2-10,8 ka fa) nel Levante, e quindi le fasi Prececeramica A e B (10,5 - 8 ka fa) nella Mezzaluna Fertile. Ci sono state poi le culture che usavano la ceramica, come Halaf, Hassuna, Samarra, e quindi quella di Ubaid, tra 8 e 6 ka fa, con piccoli villaggi situati nelle zone di pianura ai piedi delle montagne. Secondo gli archeologi, i villaggi, distribuiti dal Golfo Persico fino alla Siria e al Mediterraneo, avevano una forma di cultura comune (appunto di Ubaid), ma mantenevano una propria identità e non c'era un'egemonia politica (Lawler, 2012). La domanda allora è perché si sono lentamente formate le grandi città di Sumer nella Mesopotamia meridionale? E' quanto stanno cercando di capire gli archeologi.

A noi interessa mettere in rilievo i possibili effetti dei lenti cambiamenti climatici, e possiamo solo notare come il Sahara e l'Arabia, inizialmente verdeggianti, con laghi e savane, si sono progressivamente inariditi, un fenomeno legato all'andamento globale del clima. Lontano dal Nilo e dalle regioni costiere, durante l'ultimo periodo glaciale prima dell'Olocene, il Sahara era un deserto anche più arido di oggi, e più esteso verso sud di circa 500 km (Cremaschi, di Lernia, 1998). Fu rioccupato circa 10 ka fa da cacciatori e raccoglitori (di Lernia, Manzi, 1998) durante la fase umida durata alcuni millenni (Brooks, 2006), segnata comunque da episodi circoscritti di aridità, e infine dall'inaridimento. Anche vaste zone del Medio Oriente, una volta ricche di città e villaggi, oggi sono aride (**Figura 6.2**). La gente all'inizio (durante l'Optimum Climatico) forse si era illusa di poter continuare a vivere nei piccoli villaggi, con un tranquillo lavoro agricolo, comunque sopportabile, però adesso bisognava cominciare a far fronte alla progressiva aridità, in presenza anche di un probabile aumento della popolazione. Nel corso dei millenni successivi ci furono risposte diverse, a seconda delle località e delle situazioni. Per esempio, non potendo contare più su una sufficiente quantità di piogge, bisognava unire in qualche modo le forze per costruire canali artificiali, con lo scopo sia di regolare le acque nelle zone alluvionali della pianura mesopotamica non ancora sfruttate, sia per irrigare. Costruire canali è un lavoro che richiede molte persone, e attività coordinate e

specializzate per realizzare gli attrezzi necessari¹⁹. Brooks (2013) nota che, nella Mesopotamia settentrionale, gli abitanti sostituirono invece l'agricoltura con il pastoralismo nomade, piuttosto che ovviare alla penuria di pioggia; in tal caso furono forse fattori geografici o topografici, o mancanza di essenziali risorse, a rendere impraticabile l'irrigazione. Il periodo tra 5,8 e 5,2 ka fa vide fiorire la cultura di Uruk e le città sumeriche nella Mesopotamia meridionale²⁰. Alla fine, con il re Sargon, circa 4,3 ka fa, fu Akkad a prevalere, e l'egemonia si estese dal Golfo Persico fino alla Siria. Il dominio durò solo un paio di secoli, e fu seguito dal crollo dell'impero accadico. E qui entra in gioco un diverso cambiamento climatico, dell'ordine del secolo, e che, secondo alcuni paleoclimatologi, potrebbe avere pur esso origine astronomica.

DeMenocal (2001), in base ai dati del paleoclima (Cullen et al., 2000) e a quelli archeologici, ha descritto l'arrivo, intorno a 4,2 ka fa, e il perdurare per circa tre secoli di un periodo di forte aridità, al quale la società accadica non poté far fronte. Le città del nord della Mesopotamia vennero abbandonate (e sostituite nei secoli successivi da piccoli villaggi), e gli abitanti andarono a ingrossare la popolazione della Mesopotamia meridionale. Nello stesso periodo, ci fu il crollo dell'Antico Regno dell'Egitto e il passaggio al Medio Regno, anche questo segnato dal cambiamento climatico (Stanley et al. 2003; Hassan 2007; Marshall et al. 2011), cioè povertà di piogge (e di nevicate sulle montagne etiopiche), quindi prolungata assenza delle inondazioni del Nilo, indispensabili per permettere un adeguato raccolto, e conseguente perdurante carestia. Nello stesso periodo i dati dagli *speleothem* mostrano un blocco dei monsoni in Asia meridionale, in coincidenza con il crollo della civiltà neolitica in Cina (Wang et al. 2005); tale crollo fu dovuto alla prolungata instabilità climatica a livello regionale: in alcune aree si ebbero forti siccità, e in altre ci furono frequenti alluvioni, disastrose per l'agricoltura (Wenxiang, Tungsheng, 2004). Ci sono cambiamenti sociali oltreché climatici ed economici che porteranno un po' alla volta al crollo della civiltà di Harappa in India, circa 3,9 ka fa (Giosan et al. 2012; Schug et al., 2013).

Secondo Brooks (2006), l'evidenza archeologica e paleoambientale è consistente con l'idea che lo sviluppo delle società complesse durante il Medio Olocene fu in larga parte conseguenza della risposta delle prime società al deteriorarsi delle condizioni ambientali. Il lento deterioramento era dovuto principalmente all'indebolirsi della fascia monsonica nell'emisfero settentrionale, indotto dall'effetto orbitale, e al suo spostamento verso sud. Nelle regioni citate più sopra, la formazione delle società complesse ha coinciso o ha fatto seguito ad un periodo (di qualche secolo) di accresciuta aridità e instabilità climatica, sovrapposto al lento

¹⁹ Pollock (1999, p. 31) scrive che il tipo di canalizzazione (spesso breve) non implicava la necessaria presenza di grandi città con le relative strutture organizzativo-burocratiche, le quali sarebbero invece un risultato dell'accumulo di ricchezza conseguente all'accresciuta attività agricola. Tuttavia, con le varie città-stato "l'organizzazione centrale penetrò fisicamente nella campagna con opere di infrastruttura idraulica" (Liverani 2011, p. 145).

²⁰ Brooks (2013), citando Pollock (2001), nota che il fenomeno dell'urbanesimo avvenne in un contesto sociale caratterizzato da violenza e repressione.

deterioramento. Nel caso della Mesopotamia, le culture neolitiche che usavano la ceramica si svilupparono in concomitanza con la fase di aridità avvenuta intorno a 8 ka fa (6000 a.C.), le grandi città sumeriche si formarono dopo quello intorno a 6 ka fa, mentre l'evento di 4 ka fa segna una pesante modifica delle strutture socio-economico-politiche delle civiltà in Egitto, Mesopotamia, Cina e India.

Tali fenomeni climatici sono stati messi in relazione a eventi di freddo globale, rilevati in carotaggi nel Nord Atlantico, e dovuti a una modifica della circolazione termoalina oceanica²¹ (Bond et al., 1997). Non c'è ancora una spiegazione sufficientemente condivisa dell'origine di questi *Bond events*, osservati nell'arco degli ultimi 11 ka, e per i quali è stata stimata una periodicità di circa 1500 anni (il valore va inteso come approssimato). Precedentemente all'Olocene, eventi opposti (caldo globale) di uguale periodicità avvenuti durante la fase glaciale, e chiamati *Dansgaard-Oeschger*, sono stati registrati nei ghiacci della Groenlandia. E' stato suggerito un possibile effetto astronomico legato all'attività solare, almeno in alcuni casi (Wang et al., 2005), oppure a un ciclo mareale oceanico di origine lunare di 1800 anni (Keeling, Whorf, 2000). Modelli semplici farebbero propendere per una oscillazione interna del sistema oceano-atmosfera-criosfera (Xu et al., 2014), ma la quasi regolarità del fenomeno (1470 anni) suggerirebbe invece una causa esterna alla Terra (Rahmstorf, 2003).

E' opportuno allora concludere ricordando un evento, avvenuto circa 118 ka fa, epoca corrispondente all'inizio della fase glaciale dopo il periodo Eemiano, l'interglaciale analogo del nostro Olocene, ma caratterizzato da un clima più caldo dell'attuale. Dai carotaggi in un antico laghetto di origine vulcanica in Germania (Sirocko et al., 2005) si è osservato un episodio di aridità durato qualche centinaio di anni, caratterizzato da depositi di polvere (*loess*; 52 eventi in 468 anni, definiti dalle varve) dovuti a tempeste di sabbia, dalla scomparsa delle latifoglie di clima temperato, dall'aumento delle piante erbacee, e scarsità di carbonio organico. Oggi lo chiameremmo un 'disastro' ecologico europeo. Lo scopo del lavoro di Sirocko et al. (2005) era cercare di evidenziare le caratteristiche dell'inizio della fase fredda, per confrontarle poi con quanto si tenta di prevedere come esito finale dell'attuale Olocene temperato-caldo.

²¹ La circolazione termoalina è la componente della circolazione globale oceanica dovuta alla variazione di densità delle masse d'acqua, causata dalla diversa temperatura (termo-) e salinità (-alina) delle acque.

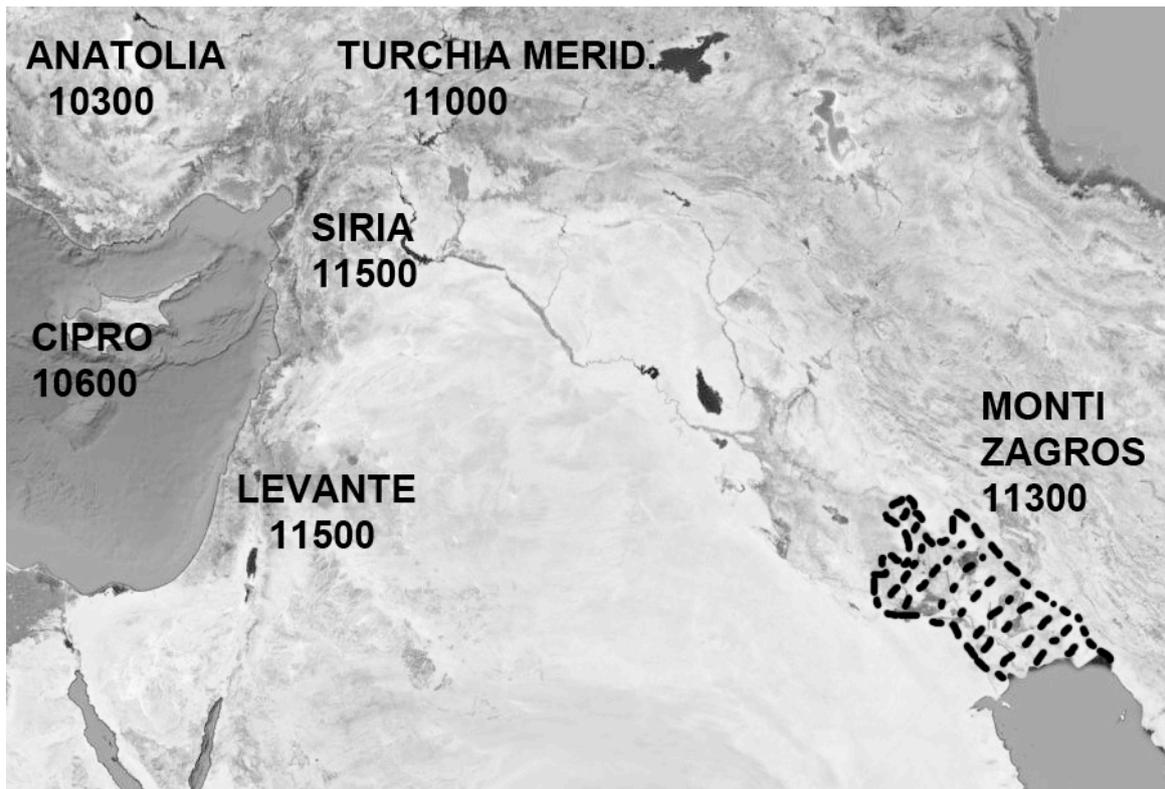


Fig. 6.1. Epoche della transizione (anni fa) verso l'agricoltura secondo Willcox (2013) nelle regioni intorno alla Mesopotamia. L'area tratteggiata è la zona occupata dal mare (Golfo Persico) all'epoca di Ubaid (8 ka fa), e la linea di costa settentrionale è definita dai resti delle antiche città come Eridu, Ur e Larsa. L'area è stata riempita nel corso dei millenni dai detriti alluvionali di Tigri ed Eufrate (Shatt-al-Arab). Durante l'era glaciale, il mare era praticamente all'esterno dell'attuale stretto di Ormuz, data la bassa profondità del Golfo Persico.

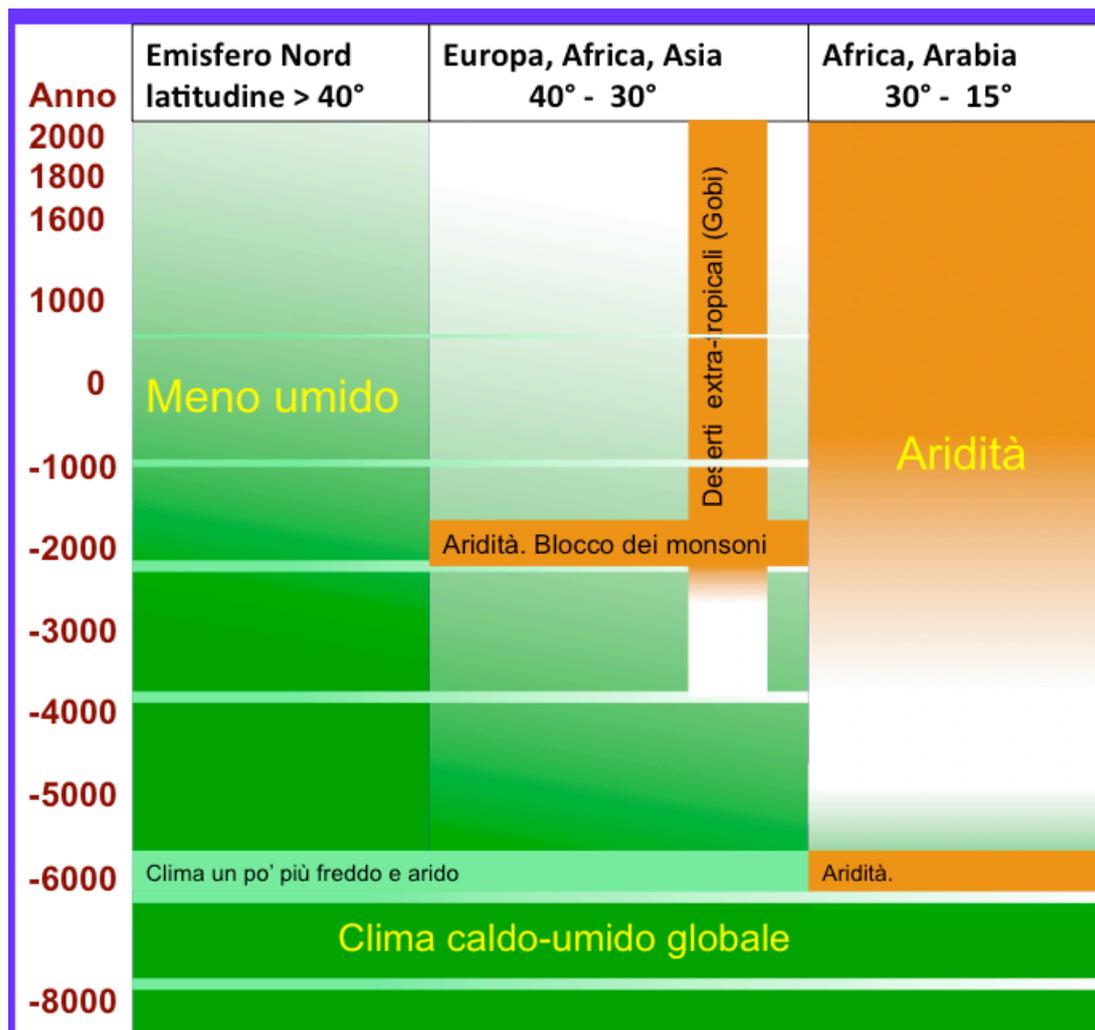


Fig. 6.2. Diagramma qualitativo dell'andamento del clima a varie latitudini nel corso dei millenni (anni a.C. e d.C.). In termini generali, si può dire che dopo l'era glaciale, circa 11 ka fa, ci fu un optimum climatico globale, caratterizzato da condizioni caldo-umide, cui ha fatto seguito un progressivo inaridimento alle basse latitudini, in particolare presso il tropico (Sahara, Arabia), e in specifiche zone più a Nord (e nell'emisfero meridionale), cioè i deserti extratropicali come quello di Gobi. Negli ultimi millenni si nota un progressivo inaridimento in varie zone dell'Europa meridionale. Le fasi di forte inaridimento sembrano avere inizio con un periodo di blocco dei monsoni dell'ordine del secolo, coincidenti con i *Bond events*, che avvengono con tempo-scala di un migliaio di anni. In particolare, il terribile blocco del 2200-2000 a.C. avrebbe avuto come conseguenza il crollo delle grandi civiltà dell'epoca.

7. Conclusione della Parte I

I risultati della teoria della dinamica del sistema solare e dei suoi effetti con la diversa insolazione sulla Terra sono considerati precisi lungo un arco temporale di almeno qualche milione di anni, e il grosso del lavoro teorico dei paleoclimatologi oggi riguarda la modellistica del sistema climatico terrestre che risponde a tali sollecitazioni esterne (*orbital forcing*). Non ci sono risultati definitivi, ma l'importanza della sollecitazione esterna viene data per scontata, anche perché non ci sono teorie alternative plausibili. E' la dinamica del sistema solare, tramite gli effetti sull'orbita terrestre, che dà il passo (*pace*), cioè definisce il ritmo (*padding*), delle variazioni climatiche. Di per sé, il *radiative forcing* della insolazione causato dalle variazioni orbitali apparirebbe troppo piccolo per poter creare effetti diretti sul clima, per cui sarebbero invece i feedback nel sistema Terra a farlo, amplificando tali effetti.

Sulla base degli studi di astronomia, geologia, paleoclimatologia, paleoantropologia, preistoria e storia abbiamo cercato allora di mettere in rilievo l'impatto dei cambiamenti climatici, indotti dall'*orbital forcing* e possibilmente da altri effetti "astronomici", sull'evoluzione della società umana. Una prima conclusione ci sembra piuttosto ovvia: per capire la storia dell'evoluzione e della civiltà umana non si può fare a meno dell'astronomia. Una seconda conclusione è altrettanto evidente: per tentare di prevedere il clima globale dei prossimi secoli e millenni (Berger 2009), e quindi l'inevitabile impatto che esso avrà sulla società e sulla vita dei nostri nipoti, non si può prescindere dall'astronomia. L'umanità, in altre parole, dovrà comunque far fronte ai cambiamenti climatici indotti dall'ineluttabile ed inesorabile moto planetario; non ha senso cercare, cioè, l'equilibrio nel sistema ambiente, il permanere di una specie di status quo.

Negli ultimi decenni sono diventati sempre più pressanti anche i problemi creati dall'attività umana e dal suo pesante effetto sull'ambiente. E' stato proposto il termine specifico di *Antropocene*, per indicare l'epoca geologica segnata da questi fenomeni (in altre parole, l'Olocene sarebbe finito pochi decenni fa). Uno dei drammi oggi è capire in che modo i cambiamenti indotti dall'attività umana si sovrappongono a quelli di origine naturale che, comunque, stanno lentamente avvenendo.

PARTE II – GEOLOGIA E ASTRONOMIA

8. Introduzione

La storia geologica - paleontologica della Terra racconta gli eventi che hanno segnato l'evoluzione della vita, in particolare l'esplosione dei multiformi organismi pluricellulari avvenuta nel Fanerozoico, l'eone iniziato 541 Ma fa (milioni di anni fa); in **Figura 8.1**, per utilità pratica riportiamo le suddivisioni geologiche principali del Fanerozoico. Poiché le forme di vita risentono del clima e dell'ambiente nel quale si trovano, è abbastanza plausibile aspettarsi, in particolare nelle rocce sedimentarie biochimiche formate per deposito su fondi marini e lacustri, qualche segnale ciclico dipendente dai parametri orbitali.

Eone	Era	Periodo	Epoca	Ma (milioni di anni fa)
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternario	Olocene	0 – 0,0117
			Pleistocene	0,0117 – 2,58
		Neogene	Pliocene	2,58 – 5,3
			Miocene	5,3 – 23,0
		Paleogene	Oligocene	23,0 – 33,9
			Eocene	33,9 – 56,0
			Paleocene	56,0 – 66,0
			Mesozoico	Cretacico
		Giurassico		145 - 201
	Triassico	201 - 252		
	Paleozoico	Permiano	252 - 299	
		Carbonifero	299 - 359	
		Devoniano	359 - 419	
		Siluriano	419 - 444	
		Ordoviciano	444 - 485	
		Cambriano	485 - 541	

Fig. 8.1. Le suddivisioni geologiche principali dell'eone Fanerozoico. (Fonti: <http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.pdf>
<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01.jpg>).

In questa Parte II ricorderemo appunto alcuni dei lavori che stanno precisando sempre meglio gli effetti astronomici sulla stratigrafia geologica, in particolare per le ere dalla fine del Paleozoico all'inizio del Cenozoico, e descriveremo l'andamento globale del clima nel Cenozoico fino all'epoca del Miocene.

9. Lunghe fasi glaciali e periodi caldi

Il paleoclima della Terra è stato caratterizzato da fasi glaciali anche lunghissime. Il caso più estremo si ebbe probabilmente tra 850 e 635 Ma fa, nel periodo geologico chiamato Cryogeniano (eone Proterozoico). I ghiacciai di allora hanno lasciato depositi (tilliti, morene glaciali) a diverse latitudini, anche tropicali. Pur tenendo conto della deriva dei continenti, cioè della diversa disposizione di terre emerse ed oceani, ciò indicherebbe che, per diversi milioni di anni, pressoché tutta la superficie terrestre fosse probabilmente rimasta ghiacciata: è l'ipotesi della Terra quale *snowball*, “palla di neve” (Kirschvink, 1992). Ritenendo tale idea un po' eccessiva, alcuni hanno proposto che una zona intorno all'equatore fosse comunque rimasta libera dai ghiacci: è l'ipotesi *slushball*, palla di neve sporca, parzialmente sciolta (p.es.: Kerr, 2010)²².

Un'alternanza di lunghe fasi calde e glaciali la si è avuta successivamente anche nel Fanerozoico. Durante le fasi più calde le concentrazioni di gas serra furono estremamente alte (**Figura 9.1**, pannello superiore con la CO₂), e il ghiaccio probabilmente era assente pure in prossimità dei poli. L'ultima fase fredda è iniziata alcune decine di milioni di anni fa ed è tutt'ora in corso: in altre parole, da allora stiamo vivendo un lungo periodo glaciale (**Figura 9.1**, pannello inferiore).

In base ai *proxies* è stata stimata un'alta concentrazione di CO₂ atmosferica, oltre 5000 ppm, circa 450 Ma fa. Il valore è poi diminuito fino a raggiungere valori simili a quelli attuali (alcune centinaia di ppm) durante la fase glaciale Karoo (300 Ma fa). Quindi si è avuto un nuovo aumento di varie migliaia di ppm nel Giurassico (tra 150 e 190 Ma fa), seguito da una diminuzione, con oscillazioni, fino ad arrivare ai livelli di oggi (Ekart et al., 1999; Royer et al., 2004). Su tempi scala di decine di milioni di anni sono importanti la progressiva diversità della posizione delle terre emerse (geografia continentale e topografia), degli oceani (aperture tra continenti) e la loro profondità (batimetria), e la concentrazione nell'atmosfera di notevoli quantità di gas serra, come la CO₂ (Van der Meer et al., 2014) e il metano. Queste condizioni variabili dipendono in larga misura dalla tettonica a placche della crosta terrestre, cioè dal lento movimento delle zolle in cui essa è divisa (Zachos et al., 2001a).

All'inizio del Cenozoico, circa 60 Ma fa, la concentrazione di CO₂ era ancora significativa, perché durante un'oscillazione aveva raggiunto 2000 ppm; alcuni *proxies* indicherebbero anzi valori anche molto più alti (Jansen et al., 2007). Il caso estremo è stato l'optimum climatico dell'Eocene circa 51-53 Ma fa; l'eccesso climatico sarebbe stato dovuto in parte alle emissioni vulcaniche, particolarmente intense durante Paleocene ed Eocene (40-60 Ma fa; Zachos et al. 2008). Decine di

²² Si veda Sansjofre et al. (2011) per una critica della ipotesi della *snowball* basata su dati isotopici post-glaciazione.

milioni di anni fa, quindi, il clima doveva essere in media anche molto più caldo di oggi. Per esempio, la notevole foresta fossile dell'isola Axel Heiberg in Canada, localizzata nell'Artico a una paleolatitudine di 82°, risalirebbe alla metà dell'Eocene, una quarantina di milioni di anni fa. L'eccezionale stato di conservazione dei resti, in particolare di alberi di metasequoia, mostra una limitata alterazione del materiale organico oltre al suo disseccamento: è stato perfino possibile estrarre la cellulosa dal legno. Secondo gli autori, Hope Jahren e Sternberg (2002), data l'assenza di ghiaccio nell'Artico, all'epoca della foresta esisteva una circolazione di aria calda e umida, proveniente da Sud lungo il meridiano, che andava forse fin oltre il Polo, verso la Siberia, e permetteva alla vegetazione di prosperare a queste latitudini durante l'estate, resistendo anche alla mancanza di luce per quattro mesi all'anno durante l'inverno²³.

Il clima globale quindi appare aver avuto un andamento oscillante con una periodicità molto lunga, dell'ordine di centinaia di milioni di anni, alternando lunghe fasi mediamente calde a lunghe fasi mediamente glaciali. Shaviv e Veizer (2003) avevano suggerito un'origine soprattutto astronomica per tale andamento, ridimensionando in parte l'importanza del gas serra CO₂, e cioè la variazione del flusso di raggi cosmici a causa del moto del Sistema solare nella Galassia, con tempi scala di decine e centinaia di milioni di anni. In particolare, durante il lento attraversamento dei bracci a spirale (zone di formazione stellare) la Terra sarebbe inondata da un maggiore flusso di raggi cosmici, a causa della prossimità di resti di supernovae. L'idea di fondo è che i raggi cosmici agiscono come particelle ionizzanti nell'atmosfera, creando nuclei di condensazione per il vapore d'acqua e agevolando così la formazione di una coltre di nubi²⁴. Secondo un'analisi critica di Royer et al. (2004), però, i raggi cosmici avrebbero tutt'al più un effetto secondario rispetto al gas serra.

Poiché sarebbe necessario studiare tali andamenti con una risoluzione temporale più alta e precisa di quanto permesso dalla stratigrafia geologica, nella prossima Sezione vedremo come la ciclostratigrafia orbitale venga in aiuto per tale finalità.

²³ La specie di metasequoia oggi esistente è decidua; è probabile quindi che anche nell'Eocene le metasequoie, come oggi i larici, perdessero le foglie in inverno.

²⁴ Al CERN è stato realizzato l'esperimento CLOUD (Cosmics Leaving Outdoor Droplets) per una verifica del meccanismo proposto (Kanipe, 2006). I primi risultati sono stati pubblicati da Kirkby et al. (2011). Per le pubblicazioni recenti, vedere il sito <http://cloud.web.cern.ch/>

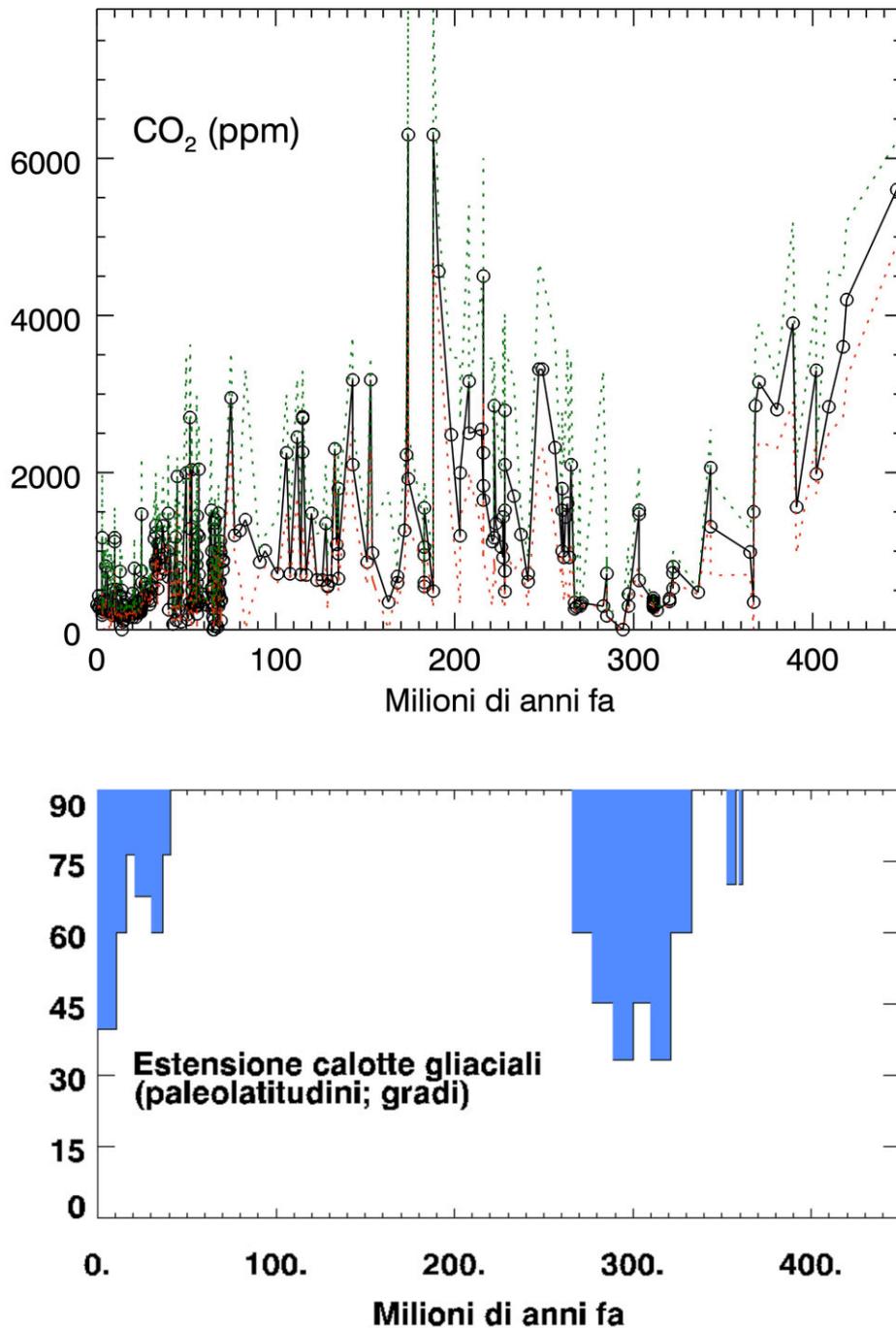


Fig. 9.1. Pannello superiore: l'andamento della concentrazione di CO₂ atmosferica (ppm: parti per milione) negli ultimi 450 Ma (dati compilati da Royer, 2006). Le linee tratteggiate verde e rossa, basate sulle barre d'errore, danno un'indicazione dell'incertezza del valore. Si possono notare valori di CO₂ molto più alti rispetto a oggi (400 ppm nel 2015). Come si vede nel pannello inferiore, alcune decine di milioni di anni fa è iniziata una fase glaciale che è tuttora in corso; la figura, adattata da Jansen et al. (2007), e basata su Crowley (1998), mostra l'estensione in latitudine (nord e sud) delle calotte glaciali. Royer et al. (2006) hanno suggerito altre possibili fasi relativamente fredde, dedotte sulla base di indicazioni indirette di ghiaccio, anche tra 180 e 80 Ma fa.

10. Ciclostratigrafia orbitale

10.1. Definizione e situazione

Nelle pubblicazioni di stratigrafia geologica si stanno mettendo sempre più in evidenza gli effetti dell'*orbital forcing* su tempi scala del centinaio di milioni di anni. Si arriva così a una specie di *feedback* tra astronomia e geologia, in quanto l'andamento progressivamente caotico dei risultati dei calcoli orbitali non permette di definire una soluzione astronomica unica oltre i 50 milioni di anni (Laskar et al. 2011a), mentre la stratigrafia geologica rileva precisi effetti orbitali anche oltre 200 Ma fa.

In geologia, la ciclostratigrafia è una branca della stratigrafia che si occupa di identificare, caratterizzare, correlare e interpretare variazioni cicliche (periodiche o quasi-periodiche) nella registrazione stratigrafica, ed in particolare della loro applicabilità in geocronologia, migliorando l'accuratezza e la risoluzione degli inquadramenti stratigrafico-temporali (APAT, 2003; per un'introduzione in italiano si veda Premoli Silva, 1997). La ciclostratigrafia orbitale si occupa dello studio della ritmicità dei sedimenti indotta dai parametri orbitali terrestri tramite il loro effetto sul paleoclima, e tale ciclicità può essere utilizzata per calibrare le scale geocronologiche (astrocronologia). L'analisi dei sedimenti marini, più continui e completi di quelli continentali, aveva permesso di costruire la scala di tempi astronomici (Astronomical Time Scale, ATS) per gli ultimi milioni di anni. Questa scala è stata poi continuamente migliorata ed estesa nel tempo, permettendo una precisione e un'accuratezza non ottenibili con la cronostratigrafia geologica. Si ritiene che, grazie a ciò, le stime temporali dei processi riguardanti la storia della Terra studiati in paleoclimatologia, geocronologia, geodinamica, geologia strutturale, geochimica ed evoluzione biologica, miglioreranno almeno di un ordine di grandezza rispetto a quanto noto finora (Hinnov, Ogg, 2007). E' stato anche proposto di utilizzare una nomenclatura basata sui cicli di eccentricità lunga (405 ka), data la stabilità specifica di questo ciclo astronomico, numerati all'indietro partendo da quello in corso (APAT, 2003). Ciò richiede di identificare con precisione il numero del ciclo nei sedimenti, cosa non banale per quelli continentali; a questo proposito, per una discussione recente della ATS si veda Hilgen et al. (2014a).

In un lavoro di rassegna altrettanto recente, Hilgen et al. (2014b) hanno discusso in dettaglio la situazione della ciclostratigrafia sulla base dei punti critici sollevati contro di essa, nonostante i suoi indubbi successi. Le critiche principali sono: 1) la successione stratigrafica è generalmente discontinua (cioè è comune la presenza di gaps) e con cambiamenti di velocità di sedimentazione, e tutto ciò renderebbe vano il tentarne una calibrazione astronomica; 2) la base statistica per i cicli di Milankovitch è debole e quindi si hanno facilmente dei falsi positivi; inoltre, l'individuazione della gerarchia dei cicli negli strati appare come una operazione di suddivisione piuttosto arbitraria; 3) l'*orbital forcing* sembra un meccanismo in sé debole, i periodi dei cicli astronomici nel lontano passato geologico sono incerti, e non c'è una calibrazione temporale indipendente sufficientemente precisa.

Ricordiamo che rilevare segnali orbitali in stratigrafia è complicato anche per fenomeni di diagenesi, bioturbazione, deformazione, errori di misura, ecc.²⁵ Per rimuovere questi effetti di solito si ricorre all'*orbital tuning*, cioè si allinea un segnale stratigrafico, che si ritiene contenga un segnale orbitale, con una curva campione orbitale, per esempio quella dell'eccentricità 'lunga', oppure dell'obliquità. E' ovvio che in questo modo si assegna artificialmente potenza di segnale alla frequenza orbitale campione. Tuttavia, se a seguito di tale procedura l'analisi della serie mostra la presenza anche delle altre frequenze previste dalla dinamica (come quelle della precessione climatica), si può concludere in modo ragionevole circa la realtà dell'*orbital forcing* in stratigrafia (per questa e altre difficoltà, si veda Hinnov, 2000).

Le conclusioni degli autori in risposta alle critiche sono che le successioni sedimentarie possono essere continue su tempi scala di milioni di anni, e ciò è dimostrato per quelle oceaniche e lacustri. Tale continuità e la presenza dei cicli di Milankovitch nel Cenozoico, Mesozoico e Paleozoico sono state confermate in modo indipendente da datazioni magnetobiostratigrafiche e/o radio-isotopiche. Ci sono molti esempi di successioni continue con velocità di sedimentazione relativamente costante su scale temporali multiple di milioni di anni. L'autenticità dei cicli di Milankovitch nella stratigrafia è corroborata dai modelli di paleoclima, anche se in questo campo rimane ancora molto da fare. L'usare livelli di alta significatività nell'analisi spettrale dei *proxies* non è da considerarsi un'operazione realisticamente appropriata, essenzialmente a causa della risposta non-lineare al forcing da parte del clima e della velocità di sedimentazione.

10.2. Parametri orbitali in geologia

Risultati astronomici spesso usati in ciclostratigrafia sono quelli di Laskar et al. (2004; La2004) e Laskar et al. (2011a; La2010)²⁶. Gli autori hanno mostrato che i parametri orbitali calcolati sono validi solo fino a circa 50 Ma fa, perché per epoche precedenti la dinamica diventa caotica. L'origine di ciò è attribuita all'effetto gravitazionale degli asteroidi più grandi, come Cerere e Vesta, sull'orbita terrestre (Laskar et al., 2011b). Gli incontri ravvicinati tra asteroidi inducono un forte comportamento caotico nelle rispettive orbite, per cui il moto di Cerere e Vesta risulta a un certo punto non prevedibile, con il risultato che non è possibile trovare l'evoluzione precisa dell'orbita della Terra oltre 60 Ma fa. In altre parole, i fattori che limitano una ricostruzione precisa dell'orbita terrestre sarebbero Cerere e Vesta.

Come esempio, in **Figura 10.1** mostriamo gli spettri di ampiezza per la soluzione La2004, per un intervallo temporale da 0 a 10 Ma. Questi risultati si possono riassumere dicendo che, in stratigrafia, sarebbe plausibile aspettarsi, per l'intervallo di tempo dalla metà del Miocene all'Olocene, dei cicli con periodicità intorno a 18-23

²⁵ La diagenesi è un cambiamento chimico-fisico subito da un sedimento dopo la sua deposizione iniziale e durante e dopo la sua trasformazione in roccia coerente (litificazione). La bioturbazione è il risultato dell'azione degli organismi viventi entro i sedimenti o presso l'interfaccia acqua-sedimento o aria-sedimento che possono portare alla alterazione, deformazione e distruzione di strutture inorganiche dei sedimenti stessi.

²⁶ Risultati confrontabili sono stati ottenuti anche da Varadi et al. (2003).

ka (precessione climatica), 41 ka (obliquità), 100 ka (eccentricità ‘breve’) e 400 ka (eccentricità ‘lunga’). Estendendo la stima a intervalli temporali più lunghi di 10 Ma, i picchi degli spettri diventano in generale più larghi, cioè le periodicità cambiano in modo significativo su tempi scala dell’ordine delle decine di milioni di anni. Per esempio, se consideriamo l’obliquità, il periodo principale è stato 41 ka negli ultimi milioni di anni, ed invece 34 ka nell’intervallo tra 200 e 210 Ma fa (per altri esempi, si veda la **Figura 10.2**). Il caso dell’eccentricità ‘lunga’, invece, è diverso. Laskar et al. (2004) hanno mostrato che il termine principale per l’eccentricità è molto stabile su 250 Ma, in quanto è collegato ai pianeti maggiori (più massicci) Giove e Saturno; per esso gli autori hanno stimato un periodo esattamente di 405 ka, proponendolo quale scala temporale geologica assoluta per tutto il Mesozoico (Laskar et al., 2011a; in **Figura 10.3** riportiamo come esempio l’eccentricità negli ultimi 2 milioni di anni). Infine, ci sono discussioni su possibili effetti di periodicità anche più lunghe, come quella intorno a 2.4 Ma (**Figura 10.4**), ma i risultati sembrano ancora discordanti (Hinnov, Ogg, 2007); bisogna ricordare che l’analisi deve essere fatta su una serie stratigrafica sufficientemente continua e lunga. Laskar et al. (2011a) hanno citato i possibili riscontri osservativi per questa periodicità, e segnalato le sue possibili modificazioni previste dal comportamento caotico (e sperano sia possibile rilevarle nella stratigrafia). Inoltre, è vero che la variazione di insolazione media annua globale è molto piccola²⁷, però gli autori segnalano che per l’andamento del paleoclima sono importanti le variazioni stagionali, legate alla diversa distanza Terra-Sole all’afelio e al perielio. Quanto maggiore è l’eccentricità, tanto maggiori sono le variazioni stagionali. Per questo, in occasione delle ampie variazioni di eccentricità ci si aspetta maggiori effetti di variazioni climatiche; viceversa, quando l’orbita terrestre rimane a lungo poco diversa da una circonferenza perfetta, le variazioni risulterebbero inferiori.

Per un confronto credibile con la stratigrafia è comunque indispensabile una calibrazione con radioisotopi. Un esempio è il lavoro effettuato da Kuiper et al. (2008) applicando il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ per calibrare la GTS (geological time scale) in modo da fornire risultati coerenti tra *orbital tuning* e datazione radio-isotopica. Gli autori hanno confrontato ceneri vulcaniche di depositi marini in Marocco con sanidino (minerale di origine vulcanica) nel Montana. La tecnica ha permesso di superare alcuni problemi riscontrati in precedenza da Kuiper et al. (2004), che avevano discusso incertezze legate al metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (datazione assoluta degli standard e parametri delle costanti di decadimento) e discrepanze con la datazione astronomica nel caso della stratigrafia in due località della Grecia, di epoca 28 Ma fa. Oltre a precisare tale data, 28.20 Ma, gli autori hanno stimato a 65.95 Ma fa il limite K-T (Cretacico-Terziario, o Cretacico-Paleogene) rilevato nella località di Zumaia in

²⁷ L’insolazione globale media annua dipende dall’eccentricità in base all’espressione $(1 - e^2)^{-1/2}$ (Berger, Loutre, 1994). Secondo i risultati di La04, l’eccentricità e varia entro l’intervallo 0.0001 - 0.0677, per cui l’insolazione cambia di pochi per mille. Però le variazioni stagionali possono essere significative. Laskar et al. (2011a), mediante un modello semplificato, stimano che, con una variazione di e di 0.02, si creerebbe una ulteriore differenza di temperatura di circa 6° K tra perielio e afelio.

Spagna (Kuiper et al. 2008), e fissando tale epoca a un minimo del ciclo di 405 ka. Il limite K-T è quello che segna l'epoca della ben nota estinzione dei dinosauri.

Wu et al. (2013) sono riusciti a definire una scala temporale astronomica per il Mesozoico, inclusa la fine del Paleozoico. Gli autori hanno analizzato due sezioni di sedimenti in Cina meridionale, per un intervallo temporale tra 251 e 260 Ma fa, corrispondente alla fine del Permiano e all'enorme estinzione di massa avvenuta tra Permiano e Triassico. Sulla base dell'analisi spettrale dei dati di suscettività magnetica (MS) e rimanenza (anhysteretic remnant magnetization, ARM) hanno identificato i cicli di 405 ka, ancorandoli a date ricavate dai radioisotopi U-Pb (Shen et al., 2011).

Dagli spettri, Wu et al. (2013) hanno dedotto la presenza dei periodi di 34 e 21-19 ka, attribuiti all'obliquità e alla precessione climatica (cfr. con **Figura 10.2**). Gli spessori degli strati sono maggiori (cioè c'è stata alta erosione e conseguente forte deposito di sedimenti) e si ha forte oscillazione di ARM (con tempo-scala dei cicli precessionali) durante i cicli di 405 ka caratterizzati da alta ampiezza di oscillazione dell'eccentricità. Gli spessori degli strati sono minori (cioè c'è stata poca erosione e di conseguenza pochi depositi) e c'è bassa oscillazione di ARM durante i cicli di 405 ka che hanno piccola ampiezza di oscillazione²⁸.

L'importanza 'astronomica' del lavoro sta nel fatto che:

1) i periodi trovati per l'obliquità e precessione climatica confermerebbero il modello astronomico La2004, modello che assume, per esempio, un rallentamento della rotazione terrestre per effetto mareale, e quindi un allungamento della durata del giorno di 2.68 ms per secolo (in altre parole, nel Permiano il giorno durava circa 22 ore)²⁹;

2) tra le soluzioni orbitali offerte da La2010, Wu et al. (2013) suggeriscono quella che più si avvicina al dato geologico, e ciò rappresenta un primo tentativo di identificare la 'vera' storia della dinamica terrestre con metodi geologici, come auspicato da Laskar et al. (2011a), cosa non possibile altrimenti, dato il comportamento caotico sul lungo periodo.

In un lavoro più recente, Zhang et al. (2015) hanno analizzato degli eccezionali sedimenti marini risalenti addirittura a 1400 Ma fa, in Cina settentrionale, rilevando una ciclicità che apparirebbe consistente con l'*orbital forcing*.

²⁸ In particolare, gli autori osservano che alti valori di MS e ARM si hanno negli strati con alto contenuto di argilla e fango, e bassi valori negli strati ricchi di carbonati.

²⁹ Un altro esempio di applicazione a questa problematica specifica è lo studio di Lourens et al. (2001) sui possibili effetti di dissipazione mareale, di ellitticità dinamica della Terra (isostasia post-glaciale) e di convezione del mantello, che avrebbero ridotto leggermente la velocità di allungamento del giorno negli ultimi 3 Ma.

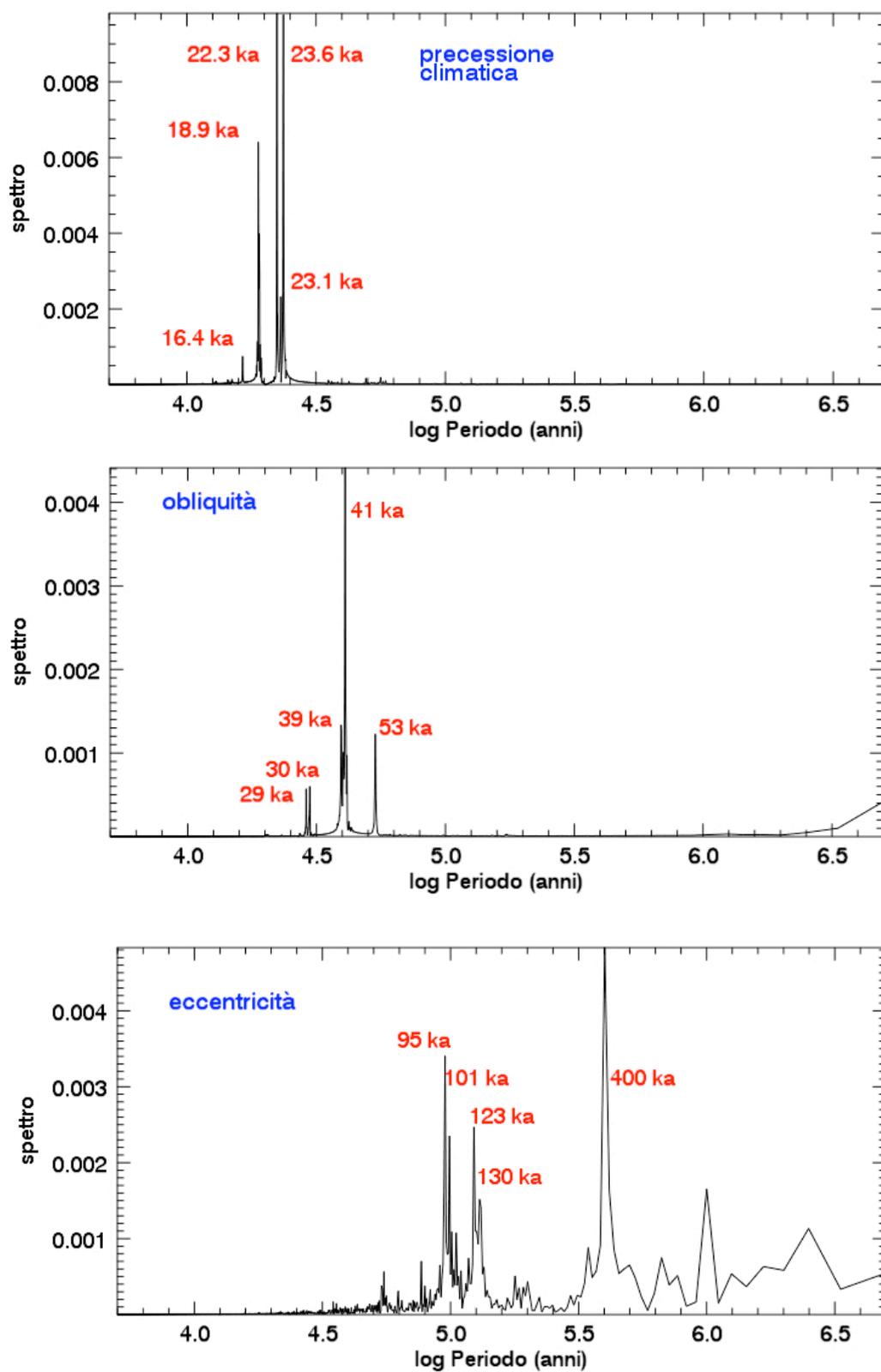


Fig. 10.1. Spettro di ampiezza da Fast Fourier Transform (FFT) della soluzione orbitale di Laskar et al. (2004); parametri: precessione climatica (pannello superiore), obliquità (pannello centrale), eccentricità (pannello inferiore), per un intervallo da 0 a 10 Ma.

Ma	Precessione climatica (ka)				Obliquità (ka)
0 - 5	23.70	22.32	19.94	19.08	40.98
5 - 10	23.59	22.32		18.87	40.66
10 - 20	23.53	22.22	18.98	18.83	40.49
50 - 60	23.04	21.79	18.69	18.52	39.07
100 - 110	22.42	21.28	18.31	18.08	37.32
150 - 160	21.84	20.71	17.89	17.79	35.72
200 - 210	21.23	20.16	17.51	17.36	34.13
240 - 249	20.74	19.74	17.14	17.01	32.85

Fig. 10.2. Esempio illustrativo dei periodi principali (in ka) della precessione climatica e dell'obliquità nella soluzione orbitale di Laskar et al. (2004), per vari intervalli temporali (milioni di anni fa), che abbiamo ricavato tramite FFT.

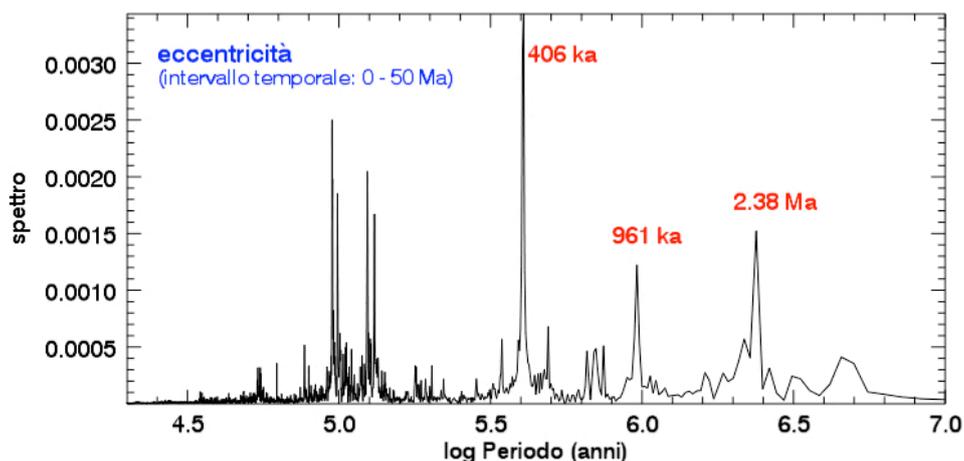


Fig. 10.3. Spettro di ampiezza da Fast Fourier Transform (FFT) dell'eccentricità nella soluzione orbitale di Laskar et al. (2004), per un intervallo da 0 a 50 Ma. Diventa evidente il picco intorno a 2.4 Ma.

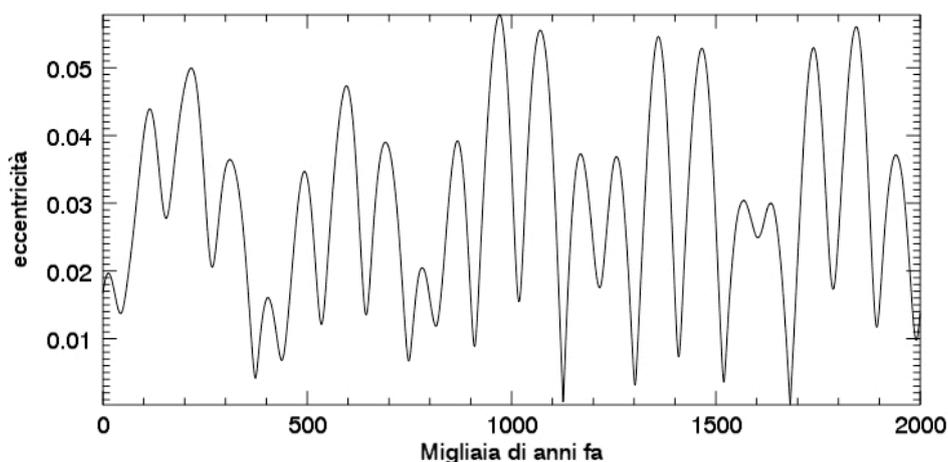


Fig. 10.4. Esempio di andamento dell'eccentricità, per l'intervallo temporale 0 - 2 Ma. Si notino i diversi tempi-scala delle variazioni: ci sono essenzialmente oscillazioni di circa 100 ka, e un'alternanza di massimi e minimi di circa 400 ka.

11. Cenozoico

La transizione tra i periodi Cretacico e Paleogene circa 66 milioni di anni fa, che segna l'inizio dell'era cenozoica, è caratterizzata dalla grande estinzione di massa di vari organismi marini e terrestri (non solo dinosauri). L'evento, la cui durata non è ancora ben chiara, avrebbe esso pure un'origine "astronomica", nel senso che sarebbe dovuto ai disastrosi effetti ambientali successivi all'impatto con un asteroide di notevoli dimensioni. Il grande cratere Chicxulub, localizzato nel mare a nord dello Yucatan in Messico, sarebbe il risultato di tale impatto³⁰.

Zachos et al. (2001a) riassumono schematicamente il clima del Cenozoico come passaggio progressivo della Terra da *greenhouse* (serra) a *icehouse* (ghiacciaia). Nella **Figura 11.1** mostriamo i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ per questa era, relativi a carotaggi in acque profonde³¹. Ricordiamo che il parametro $\delta^{18}\text{O}$ negli scheletri di calcite (carbonato di calcio) degli organismi come i foraminiferi bentonici fornisce informazioni sulla temperatura dell'acqua profonda, e sul volume di ghiaccio e salinità dell'acqua. Il parametro $\delta^{13}\text{C}$, che si basa sul rapporto degli isotopi $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, per i foraminiferi rispecchia invece il rapporto isotopico del carbonio inorganico sciolto nell'acqua; quest'ultimo risente, per esempio, della presenza più o meno forte delle alghe che, nella fotosintesi, utilizzano il ^{12}C , oppure dell'entità di emissione di gas di origine vulcanica, come descritto nella prossima Sezione.

11.1. Eventi ipertermici tra Paleocene ed Eocene

Circa 55 Ma fa, nell'arco di poche migliaia di anni, ci fu un riscaldamento, seguito da una fase climatica calda durata circa 200 ka (McInerney, Wing, 2011), un "evento" che si può considerare "improvviso" e di "breve durata" su scala geologica. Viene indicato come Massimo Termico tra Paleocene ed Eocene (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*, PETM; **Figura 11.1**). Le registrazioni fossili nei carotaggi marini profondi mostrano che una grande quantità di carbonio a bassa concentrazione di ^{13}C fu rilasciata nell'atmosfera e nell'oceano, e la quantità di CO_2 fu tale da acidificare l'acqua e perfino disciogliere i carbonati (scheletri dei foraminiferi) sul fondo oceanico (Zachos et al., 2005; Zachos et al. 2008). L'origine è stata variamente attribuita a: 1) metano prodotto dallo scioglimento di clatrati idrati del fondo oceanico; 2) incendi estesi di torba e carbone che si erano depositati durante il Paleocene; 3) attività vulcanica e interazione del magma con depositi organici e conseguente sviluppo di metano termogenico; 4) ossidazione di sedimenti ricchi di materia organica come il permafrost (Jansen et al., 2007; McInerney, Wing, 2011). I clatrati idrati sono strutture cristalline di molecole d'acqua, con inclusione di gas metano, che si formano in condizioni di bassa temperatura (rocce sedimentarie in

³⁰ Un'ipotesi alternativa sulle cause dell'estinzione prende in considerazione gli effetti di un'intensa attività vulcanica segnata da enormi colate di basalto nel Deccan in India.

³¹ Zachos, J. et al. 2008, *Cenozoic Global Deep-Sea Stable Isotope Data*. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2008-098. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA; (riferimenti: Zachos et al., 2001a; Jansen et al. 2007).

zone polari) oppure di alta pressione (fondali oceanici); si stima siano presenti in giacimenti molto estesi.

L'eccesso $\delta^{13}\text{C}$ in per mille (‰) è misurato rispetto a un valore standard massimo, e l'entità dell'escursione negativa è un indicatore della possibile origine. Per esempio, il metano di origine biogenica (cioè da decomposizione della materia organica) nei clatrati idrati ha un $\delta^{13}\text{C}$ mediamente inferiore a -60‰, mentre per quello di origine termogenica il valore è mediamente -40‰. Il metano viene ossidato rapidamente nell'atmosfera producendo CO_2 . Ad ogni modo, qualunque sia l'origine della grande quantità di anidride carbonica che fu emessa nel PETM, essa, dissolta nell'acqua oceanica, ne alterò la chimica abbassando il pH (acidificazione); il valore sarebbe ritornato poi lentamente normale con la CO_2 *sequestration*, reazioni chimiche che sarebbero avvenute soprattutto con silicati (Zachos et al., 2005).

Il PETM è molto studiato perché ha qualche somiglianza con l'attuale rapido aumento di CO_2 di origine antropica, cui è associato il riscaldamento globale. Da un'analisi sembrerebbe che allora la temperatura fosse rimasta alta per molte migliaia di anni dopo cessata l'immissione di CO_2 nell'atmosfera (Zachos et al., 2008). Si è cercato comunque di evidenziare anche le differenze con l'attuale riscaldamento antropogenico; per esempio, la variazione di carbonio isotopico nel PETM fu molto più lenta che nel caso attuale (McInerney, Wing, 2011), con effetti presumibilmente altrettanto più lenti sull'ecosistema. Il riscaldamento deve aver prodotto diversità di climi tali da dar luogo a migrazioni generali di piante e animali (Zachos et al., 2008) e adattamenti evolutivi, come la riduzione delle dimensioni dei mammiferi (*dwarfism*). Non ci furono però estinzioni di massa, se non quella dei foraminiferi bentonici (McInerney, Wing, 2011), forse anche a causa dell'acidificazione, che impediva la formazione del loro scheletro (Zachos et al. 2005).

Che cosa ha dato il via al PETM? Da un studio di $\delta^{13}\text{C}$ da carotaggi oceanici, Cramer et al. (2003) avevano concluso che l'*orbital forcing* dell'insolazione aveva esercitato un controllo dominante tra Paleocene ed Eocene, ma che la variazione di $\delta^{13}\text{C}$ era avvenuta durante un minimo del ciclo di 400 ka, e quindi questo non poteva aver dato il via al PETM (cioè l'*orbital forcing* non sarebbe stato il *trigger* dell'evento), ma ne avrebbe influenzato l'evoluzione successiva. Invece, Lourens et al. (2005) hanno rilevato incertezze nell'approccio di Cramer et al. (2003), e dalla loro analisi di sedimenti oceanici hanno dedotto che il PETM e il successivo evento ETM2 (*Eocene Thermal Maximum*)³² corrispondono a massimi di eccentricità nei cicli di 405 e 100 ka, e quindi hanno concluso suggerendo il *triggering* orbitale. Più recentemente, DeConto et al. (2012) hanno precisato il possibile modello per l'origine del PETM, basandosi sull'analisi ciclostratigrafica del sito Strada della Contessa presso Gubbio (Galeotti et al., 2010). Secondo gli autori, gli eventi ipertermici dell'inizio dell'Eocene, PETM (o ETM1, circa 55.7 Ma), ETM2 (circa 53.7 Ma) ed ETM3 (circa 52.4 Ma), ben rilevabili nella stratigrafia del sito, sarebbero avvenuti durante fasi orbitali di alta eccentricità e alta obliquità. Il cambiamento climatico prodotto dall'*orbital forcing* avrebbe indotto lo scioglimento del permafrost

³² Chiamato anche ELMO, *Eocene Layer of Mysterious Origin* (Lourens et al., 2005), o H1.

nell'Artide e nell'Antartico, e quindi il rilascio dell'enorme quantità di carbonio. Ricordiamo che le calotte glaciali probabilmente mancavano, e l'Antartide, per esempio, doveva essere coperto per la maggior parte da foreste e da tundra, con la potenzialità quindi di creare grandi quantità di permafrost con materiale organico. Superata la fase più calda, il permafrost si sarebbe riformato abbastanza "rapidamente" (in circa 10 ka), ma con un'estensione spaziale più piccola (dato il clima meno freddo), per essere poi rilasciato nell'evento ipertermico successivo, di intensità inferiore al precedente. Poiché il modello appare fornire una spiegazione ragionevole degli eventi nel loro complesso, bisognerebbe concludere quindi che, anche nel caso degli eventi ipertermici dell'Eocene iniziale, non si può escludere l'*orbital forcing*. Tuttavia, anche se questo è accettato, rimangono comunque delle incertezze sulle effettive fasi degli eventi, se corrispondenti cioè a massimi o minimi di eccentricità.

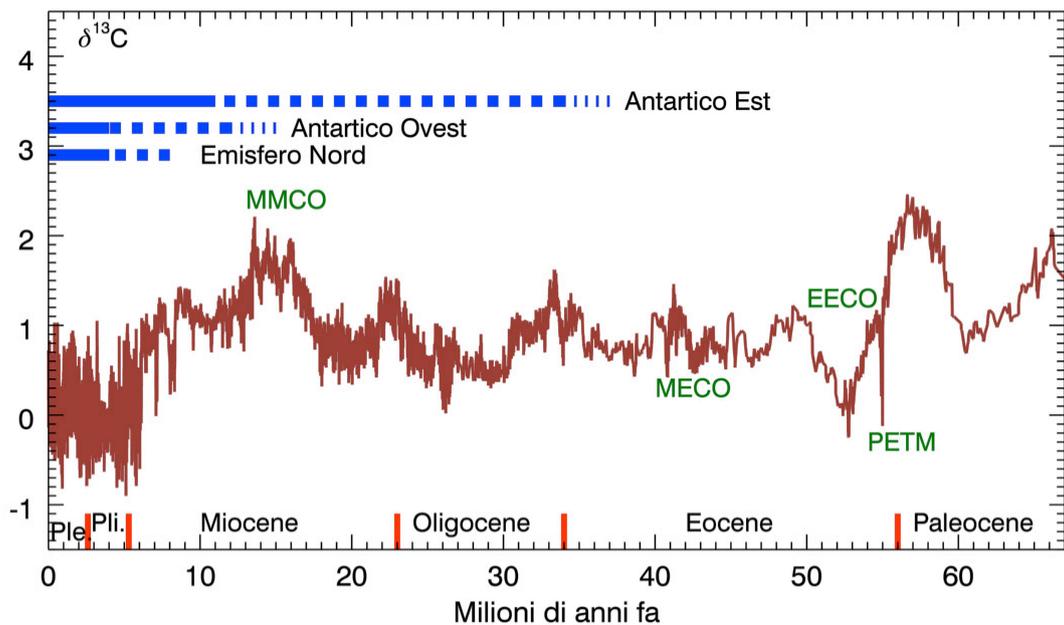
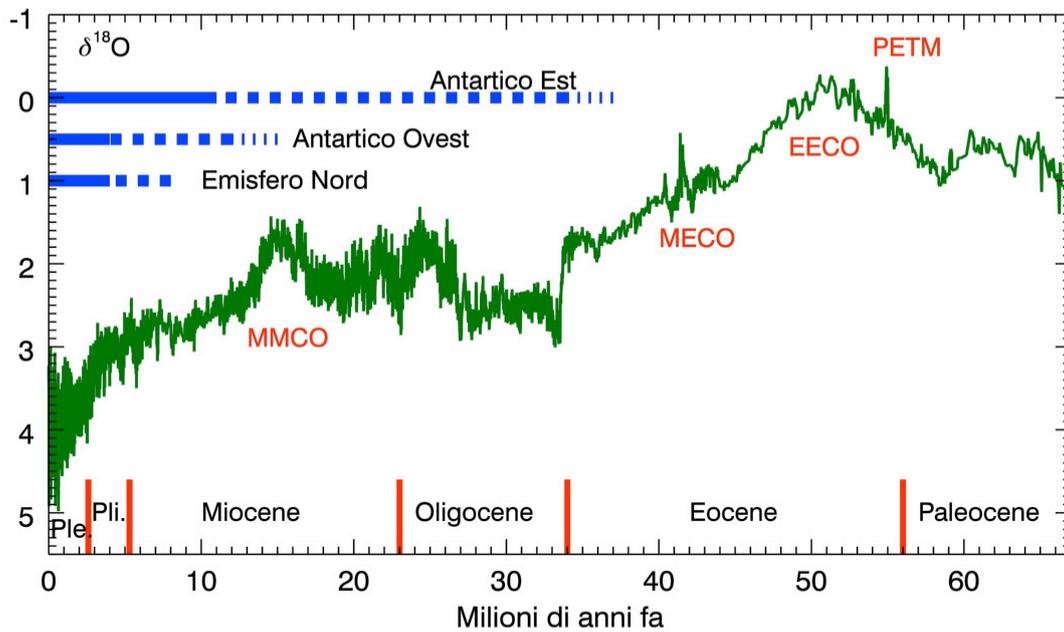


Fig. 11.1. L'andamento di $\delta^{18}\text{O}$ (in per mille, ‰) e di $\delta^{13}\text{C}$ (‰) nel Cenozoico (dati: Zachos et al. 2001a; Jansen et al. 2007). In blu sono indicati l'inizio e lo sviluppo progressivo delle calotte glaciali. La variazione da -0.4 a 5 ‰ del $\delta^{18}\text{O}$ durante il Cenozoico riflette il raffreddamento delle profondità oceaniche (circa 3.1‰), e la formazione delle calotte, prima in Antartide (circa 1.2‰) e quindi nell'Emisfero Settentrionale (circa 1.1‰). Oltre alle transizioni tra le varie epoche geologiche, sono indicati anche l'optimum climatico dell'Eocene (EECO) con il massimo intorno a 50-52 Ma, il massimo termico tra Paleocene ed Eocene (PETM) con il brusco calo di $\delta^{13}\text{C}$, il picco dell'optimum climatico del Medio Eocene (MECO), e l'optimum climatico del Medio Miocene intorno a 14.7 – 17 Ma (MMCO). Per l'optimum climatico del Medio Eocene (MECO), la variazione del parametro $\delta^{13}\text{C}$ non è significativa come nel PETM, mentre l'optimum climatico del Medio Miocene intorno a 14.7 – 17 Ma (MMCO) è caratterizzato da alti valori di $\delta^{13}\text{C}$.

11.2. Dall'Eocene al medio Miocene

L'EEOCO, circa 50-52 Ma fa, è stato caratterizzato da ulteriori escursioni negative di $\delta^{13}\text{C}$ (*carbon isotope excursion*, CIE). Smith et al. (2014) hanno studiato strati terrestri nella Green River Formation (Wyoming, USA), datati con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb tra circa 51.7 e 49.9 Ma fa, e hanno confrontato i risultati con quelli degli strati marini. Si tratta di una regione che è andata soggetta alternativamente a tre diversi regimi idrologici: un modo lacustre di livello alto (*highstand*) con forte precipitazione annuale, un modo lacustre di basso livello (*lowstand*) in condizioni aride e con accentuata evaporazione, e un modo alluvionale intermedio, con precipitazioni moderate. Gli strati mostrano un'alternanza di modi lacustri e modo alluviale con tempo scala di 100 ka, e gli autori concludono attribuendo le variazioni osservate all'effetto orbitale, ed escludono che i fenomeni siano dovuti a tettonica o a variazioni casuali. I modi lacustri corrisponderebbero alla maggior variazione di insolazione dovuta alla precessione climatica in occasione dei massimi di eccentricità. Lo studio quindi confermerebbe quanto già osservato in altri casi: i bacini lacustri tendono ad accentuare e/o amplificare i segnali generati dalla ciclicità orbitale. Gli autori offrono due possibili scenari per quanto riguarda la fluttuazione $\delta^{13}\text{C}$ correlandola con i dati marini, uno in cui la diminuzione di $\delta^{13}\text{C}$ avviene durante i minimi di eccentricità, e l'altro durante i massimi (come solitamente interpretato in ciclostratigrafia), suggerendo tuttavia che il primo scenario appare più accurato.

Dopo l'EEOCO iniziò il raffreddamento che portò alla fase glaciale attuale; la variazione di $\delta^{18}\text{O}$ fino quasi all'Oligocene è attribuita alla diminuzione di temperatura nelle profondità oceaniche. Circa 41 Ma fa si registra però un altro "breve" evento di riscaldamento, durato 400 ka, chiamato optimum climatico del Medio Eocene (MECO). A esso è associato un eccesso di CO_2 : si ritiene quindi ci sia stato un effetto serra; tuttavia l'assenza di una marcata diminuzione di $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 11.1**) suggerirebbe un meccanismo diverso da quelli visti più sopra. Si ritiene che una possibile origine si debba ascrivere alla tettonica, con la massiccia alterazione metamorfica dei carbonati (decarbonazione) dei fondali oceanici, anche se la quantità di CO_2 prodotta in questo modo non pare sufficiente a spiegare il dato osservativo (Bijl et al., 2010), per cui sembra mancare ancora una plausibile soluzione al problema del ciclo del carbonio nel MECO (Sluijs et al., 2013).

La transizione dall'Eocene all'Oligocene tra 34 e 33.5 Ma è segnata da un'estinzione di massa di foraminiferi (Pearson et al., 2008), da un raffreddamento globale e dalla formazione della calotta antartica. Tra le ipotesi sull'origine del raffreddamento si ritiene più plausibile quella dovuta alla diminuzione di CO_2 , si sarebbe cioè avuta una riduzione dell'effetto serra (Goldner et al., 2014). La calotta di ghiaccio successivamente si ridusse per un riscaldamento avvenuto alla fine dell'Oligocene, una fase che continuò fino all'optimum climatico del medio Miocene (MMCO).

Zachos et al. (2001b) hanno analizzato due carotaggi in acque profonde dell'Atlantico (foraminiferi bentonici), e fornito una cronologia continua nell'intervallo tra 20.0 e 25.5 Ma che include la transizione da Oligocene a Miocene. L'analisi spettrale dei dati ad alta risoluzione temporale di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, *orbitally*

tuned, ha indicato in modo chiaro la presenza di tutte le principali frequenze di Milankovitch: obliquità 41 ka, eccentricità 95, 125 e 406 ka, e precessione climatica 19 e 23 ka. Inoltre, da un confronto delle fasi, gli autori concludono che queste sono consistenti con l'idea che l'*orbital forcing* del clima anticipa, e forse guida, i cambiamenti nel ciclo del carbonio oceanico. Da un confronto con altri lavori su foraminiferi planctonici coevi, che hanno oscillazioni inferiori di $\delta^{18}\text{O}$, essi interpretano le maggiori variazioni dei foraminiferi bentonici come dovute a una combinazione di basse temperature e maggior volume di ghiacci antartici. Secondo gli autori, intorno a 23 Ma fa, la combinazione di oscillazioni molto piccole dell'obliquità e di valore minimo dell'eccentricità ha fatto sì che, in un intervallo di circa 200 ka, la ridotta variazione stagionale abbia favorito l'espansione dei ghiacci in Antartide.

La fase del MMCO, intorno a 14-17 Ma fa, terminata con il passaggio definitivo della Terra da *greenhouse* a *icehouse*, è stata studiata in dettaglio da Holbourn et al. (2007). Il periodo caldo è chiamato anche "*Monterey Excursion*" a indicare la variazione (*excursion*) positiva di $\delta^{13}\text{C}$ avvenuta tra circa 16.9 e 13.5 Ma. Gli autori hanno analizzato sedimenti marini da acque profonde applicando l'*orbital tuning*, e hanno trovato che l'*excursion* consiste in nove cicli successivi di 400 ka, con sovrapposte fluttuazioni di 100 ka (eccentricità "corta"). Il $\delta^{18}\text{O}$ mostra il periodo di 41 ka dell'obliquità, modulato su 1.2 Ma. Anche in questo caso, la ridotta variazione stagionale alla alte latitudini durante i minimi di obliquità ed eccentricità appare essenziale per l'inizio della crescita "rapida" del ghiaccio, e un raffreddamento globale, dopo 13.9 Ma. Gli autori distinguono infatti tre fasi (Holburn et al., 2014):

- 1) un optimum climatico prima di 14.7 Ma con minimo volume di ghiaccio, ampie oscillazioni di 100 e 400 ka, e forti perturbazioni del ciclo del carbonio, e con episodi di massima insolazione coincidenti con aumento della dissoluzione (*eccentricity-paced*) dei carbonati;
- 2) raffreddamento a lungo termine tra 14.7 e 13.9 Ma modulato dall'obliquità, e culminato con la rapida crescita del ghiaccio in corrispondenza dell'ultimo e più marcato aumento di $\delta^{13}\text{C}$; la variabilità *obliquity-paced* del clima è caratterizzata dalla conservazione dei carbonati;
- 3) fase *icehouse* dopo 13.9 Ma con un ritmo distinto di 100 ka; si ha un massiccio accumulo di *opal* (silice biogenica) associato al declino della CO_2 ³³.

Attraverso l'analisi dell'isotopo del boro $\delta^{11}\text{B}$ nei foraminiferi³⁴, Greenop et al. (2014) hanno stimato la concentrazione di CO_2 durante il MMCO, confermando che il ritiro dei ghiacci durante la fase 1) era stato accompagnato da forti oscillazioni dell'anidride carbonica e dell'obliquità. Una conclusione del loro lavoro è che la calotta glaciale, probabilmente presente solo in Antartide, aveva due componenti, una

³³ La produzione di silice nel mare è dovuta ad organismi come le diatomee; queste alghe la utilizzano per costruire la loro struttura protettiva. Attuando la fotosintesi, le diatomee effettuano anche il *sequestering* della CO_2 . Per una discussione della complessa relazione tra silice, carbonio e paleoclima durante il Pleistocene si veda Meckler et al. (2013).

³⁴ Il boro è presente nelle strutture carbonatiche dei foraminiferi.

delle quali stabile, e l'altra (che comprendeva parte della calotta Antartica Est) che rispondeva alle variazioni di CO₂. Questo è un risultato che potrebbe avere qualche importanza oggi, con le masse di ghiaccio che possono diventare sempre più variabili quando il sistema Terra raggiunga un equilibrio con il *climate forcing* antropogenico.

I lavori ricordati in questa Sezione erano basati quasi tutti su dati ottenuti da profondità oceaniche. Auer et al. (2015) hanno rianalizzato una sezione di 120 m di roccia calcarea esposta, in località Decontra, nella Maiella (Italia centrale), relativa all'intervallo 11.9 - 21.5 Ma. Si tratta di carbonati da acque poco profonde del Mediterraneo nel Miocene. Con l'astrocronologia, basata sul *tuning* di 405 ka, gli autori hanno potuto applicare un'alta risoluzione temporale a precedenti risultati di biostratigrafia e chemostratigrafia, permettendo una precisa correlazione con l'andamento del paleoclima, il livello del mare globale, e le registrazioni ottenute dai carotaggi da acque profonde.

12. Conclusione della Parte II

Rimarchiamo che, pur se non ancora definitivamente risolto il problema del ragionamento circolare nell'*orbital tuning*, in ogni caso l'effetto orbitale in geologia è generalmente riconosciuto. Per chi scrive, quindi, è naturale esprimere meraviglia di come i parametri astronomici del Sistema solare vengano rilevati direttamente nella stratigrafia geologica della Terra, quasi vi fossero "stampati". Inoltre, l'impressione (di un non esperto) è che il campo della ciclostratigrafia sia in una fase di sviluppo piuttosto avvincente.

Una considerazione a parte: sembrerebbe anche ovvio aspettarsi che un *Earth-like exoplanet* (un pianeta simile alla Terra in un altro sistema planetario), che abbia forme di vita da milioni di anni, abbia anche una specifica storia geologica/paleoclimatica dipendente dai parametri astronomici del proprio sistema (v. p.es.: Spiegel et al., 2010).

Come conclusione riportiamo un'altra immagine suggestiva, analoga un po' alla stratigrafia come "stampa" dei parametri orbitali; si tratta però di eventi riguardanti l'ultimo milione di anni circa. Recita un titolo apparso su *Science* (Hand, 2015): "*Seafloor grooves record the beat of the ice ages*", cioè i fondali marini sono come i solchi di un disco di vinile dove è registrato il "*beat*" dei periodi glaciali. E' il commento al lavoro di Crowley et al. (2015) e Tolstoy (2015) riguardante la serie di crinali (*abyssal hills*, colline abissali) e avvallamenti laterali e paralleli alle zone di separazione della crosta oceanica (dorsale oceanica), zone da cui fuoriesce il magma che forma nuova crosta. Queste colline sono tra le caratteristiche topografiche più comuni del pianeta (Crowley et al., 2015). All'alternanza di colline e valli corrispondono periodi che sembrano proprio quelli dei cicli orbitali. L'interpretazione fornita è la seguente: durante i massimi glaciali, dato il livello del mare molto basso, l'acqua esercita meno pressione sul fondo, per cui il magma fuoriesce più facilmente, formando un crinale di un certo spessore; invece negli interglaciali la pressione maggiore crea più ostacolo, fuoriesce meno magma, e lo spessore è inferiore. Si ha così l'alternanza di crinali (alti un centinaio di metri) e avvallamenti della nuova crosta. Sulle mappe batimetriche della topografia dei fondali essi sembrano come i solchi di un disco, per cui: "*These grooves ... play the tune of Earth's ice ages*"; e dice R. Katz: "*Step back and think about this: Small variations in the orbital parameters of the Earth – tilt and eccentricity and wobble – are recorded on the sea floor*" (Hand, 2015). Però l'uscita del magma è accompagnata anche da emissione di CO₂, con effetto serra, per cui uno può sospettare che: "*the ice sheet gets so big that it seeds its own destruction*" (Hand, 2015). Tutte queste sono comunque ipotesi che devono essere confermate da ulteriori studi; infatti, Olive et al. (2015), basandosi su loro modelli, hanno avanzato dei dubbi e ritengono che l'effetto 'climatico' non sia sufficiente a spiegare il fenomeno³⁵.

³⁵ Per un aggiornamento recente, si veda la discussione tra Huybers et al. (2016) e Olive et al. (2016).

PARTE III – LA COMPARSA DEL GENERE *HOMO*

13. Introduzione

L'evoluzione della specie umana potrebbe essere dipesa anche dai cambiamenti climatici, a seguito dell'*orbital forcing*. Si tratta dell'ipotesi, avanzata negli ultimi decenni da vari antropologi, che l'evoluzione stessa della specie umana, iniziando dalla comparsa dei primi ominini tra 7 e 4 Ma fa, sia stata influenzata dalle variazioni ambientali dovute alle oscillazioni climatiche, legate a loro volta alla variazione dei parametri orbitali della Terra. Da un lato, si tratterebbe di effetti che avrebbero portato alla estinzione di specie incapaci di adattarsi ai cambiamenti, mentre avrebbero favorito lo sviluppo delle specie con tale capacità, e, dall'altro lato, ci sarebbero stati effetti evolutivi anche sulla vita sociale dei gruppi di individui in relazione all'ambiente. Per esempio, Maslin et al. (2015) definiscono un contesto generale basato sulla variazione del clima con periodo di circa 23 ka, "the pulsed climate variability conceptual framework", entro il quale discutono i diversi meccanismi teorici proposti da vari autori per spiegare in che modo si sarebbero formati i caratteri evolutivi umani. Similmente Potts (2013) discute in dettaglio le ipotesi, concludendo inoltre che "the view that emerges is that important changes in stone technology, sociality, and other aspects of hominin behavior can now be understood as adaptive responses to heightened habitat instability".

Benché talvolta si affermi che Darwin abbia stabilito un legame tra clima ed evoluzione, il suo scenario delle origini umane non conteneva l'idea che il cambiamento ambientale stimolasse direttamente la varietà degli eventi evolutivi. Nel secolo scorso i paleoantropologi avevano seguito la sua guida, e, invece di focalizzarsi sugli stimoli ambientali esterni, avevano favorito spiegazioni intrinseche dell'evoluzione umana, in cui un singolo evento di transizione ambientale da foresta a prateria aveva costretto al bipedismo e all'uso di utensili (Potts, 2013). Negli ultimi decenni, invece, i ricercatori hanno iniziato a considerare proprio i fattori estrinseci per spiegare in che modo sono iniziati i cambiamenti evolutivi, i tempi e i modi di origine ed estinzione di specie, e gli adattamenti specifici in particolari periodi. Questi studi riguardano essenzialmente l'Africa orientale, e ciò per due motivi: 1) è possibile una risoluzione geocronologica relativamente precisa delle lunghe sequenze stratigrafiche disponibili in tali luoghi, perché sono strati che conservano fossili di ominini e di altri organismi insieme ad indicatori paleoambientali; 2) la totalità dell'evidenza paleontologica e archeologica indica l'Africa quale origine di molte transizioni critiche nell'evoluzione umana (Potts, 2013).

Comprendere il contesto paleoambientale e paleoclimatico dell'evoluzione umana è possibile solo mediante un approccio interdisciplinare, integrante i dati geologici, biologici e antropologici con la conoscenza del cambiamento climatico globale. In effetti, la crescente comprensione dell'importanza della tettonica, del vulcanesimo e del *climate forcing* astronomico durante il Plio-Pleistocene permette ora di mettere

insieme le informazioni su paleoambiente e paleoclima fornite dalla geologia, e la storia evolutiva ricavata dall'archeologia e dalla paleoantropologia (Ashley 2009).

Data l'evidente complessità del contesto, sono chiaramente molti i problemi e le incertezze, come quelli delineati in modo dettagliato da Kingston (2007). Tuttavia ci sembra significativa la sezione intitolata "Orbital forcing as an organizing framework" dove l'autore dichiara che "cycles of low-latitude insolation, controlled primarily by changes in the geometry of the Earth's orbit, represent a key factor in understanding the evolution of hominid ecosystems in equatorial Africa" (Kingston, 2007). Allorché si cerca di riassumere in poche pagine come nel nostro caso la realtà spaziale e temporale estremamente complessa del paleoclima, dedotta dagli innumerevoli indicatori climatici, il rischio che si corre è di essere superficiali o semplicisti, e di tendere a privilegiare eventuali preconcetti. E' nostra opinione che la suddetta realtà costituisca un quadro talmente complesso e articolato da far temere della sua effettiva comprensione, o quantomeno di renderla difficoltosa; alla fine però ci si rende conto di come sia proprio l'astronomia a venire in soccorso, come una guida, fornendo la necessaria coerenza.

In vista di quanto diremo, è importante tenere presente l'andamento dell'eccentricità e quello dell'insolazione negli ultimi milioni di anni. Avevamo mostrato nella Figura 10.4 l'oscillazione dell'eccentricità, con periodicità di circa 100 ka, modulata con una periodicità di circa 400 ka; inoltre, nella Sez. 10.2 della PARTE II, avevamo detto che l'oscillazione dell'insolazione (per esempio estiva), con periodicità di 23 ka, ha un'ampiezza che varia in funzione dell'eccentricità dell'orbita, cioè maggiore è l'eccentricità, maggiore è l'ampiezza di variazione dell'insolazione.

14. Geologia, geochimica e marcatori biologici

E' opportuno illustrare dapprima a grandi linee i dati di osservazione geologici, geochimici e paleoecologici in base ai quali è possibile arrivare a una descrizione plausibile dell'evoluzione degli ominini.

14.1. Geologia

Su scala di tempo di milioni di anni sono particolarmente significativi i fenomeni geologici. La crosta terrestre e la parte superiore del mantello formano la litosfera, suddivisa in placche o zolle che galleggiano sul mantello inferiore, costituito da rocce parzialmente fuse e che partecipa dei moti convettivi trasferenti il calore dall'interno della Terra. Lo spostamento di masse fluide spiega quindi la spinta cui sono soggette le placche. Queste tendono a separarsi dove la litosfera è più sottile, in particolare nei fondali oceanici, lungo le dorsali, dalle quali esce in continuazione il magma, formando nuova crosta. Dove due zolle sono spinte una contro l'altra ci possono essere fenomeni di: 1) subduzione, cioè una zolla scivola sotto l'altra, come per esempio la placca oceanica di Nazca nel Pacifico sotto quella del SudAmerica, 2) scorrimento laterale di una zolla rispetto all'altra, come per esempio la faglia di Sant'Andrea tra placca del Pacifico e quella del NordAmerica, 3) orogenesi, cioè formazione di catene montuose per sollevamento di una zolla su un'altra, come per esempio la placca Indiana e quella Eurasiatica e la formazione dell'Altopiano del Tibet.

Nel corso di milioni di anni si hanno separazioni di terre emerse con formazione di nuovi bacini marini, oppure contatti tra terre emerse che portano alla chiusura di bacini o alla separazione di oceani, e formazione di montagne; tutto ciò influisce sul paleoclima a livello continentale e regionale. Durante il Cenozoico, alcuni dei cambiamenti significativi hanno incluso: *a*) il vulcanesimo nel rift oceanico Nord Atlantico (circa 60 - 50 Ma), evento legato alla separazione della zolla Nord Americana ed Eurasiatica; *b*) la chiusura progressiva della Tetide, l'oceano (corrispondente al Mediterraneo) che collegava l'Indiano all'Atlantico (DeConto 2009); *c*) l'apertura e l'allargamento dei due passaggi di Tasman (circa 34 Ma) e Drake (tra 45 e 22 Ma; DeConto 2009) che hanno isolato il continente antartico; *d*) lo scontro tra India e Asia (circa 60 Ma) e la successiva orogenesi dell'Himalaya e dell'Altopiano del Tibet, con due marcati innalzamenti, il primo intorno a 31.5 Ma, e il secondo, più intenso, durante il Neogene (tra 14.9 Ma e oggi; Wang et al., 2012); *e*) l'innalzamento di Panama e la chiusura del passaggio tra gli oceani (oggi Atlantico e Pacifico) in America Centrale, circa 3 Ma (e.g. Bartoli et al. 2005)³⁶.

Nella Rift Valley, che si estende nella parte orientale dell'Africa, la crosta terrestre si sta assottigliando, e i geologi ritengono che la grande placca africana tra qualche milione di anni qui finirà col separarsi in due zolle (Nubiana e Somala). E' in questa regione che sono stati trovati diversi resti fossili di ominini.

³⁶ Alcuni ricercatori avevano anticipato tale chiusura al Medio Miocene, circa 13 Ma (Montes et al. 2015); tuttavia in una *review* dettagliata O'Dea et al. (2016) hanno riconsiderato i dati disponibili, confermando l'epoca più recente (2.8 Ma).

14.2. Geochimica e marcatori

Negli ultimi due decenni ci si è giovati di nuovi utili marcatori biologici (*biomarkers*), o fossili molecolari, che si sono aggiunti al già cospicuo armamentario di indicatori climatici a disposizione dei paleoclimatologi. Per esempio, l'analisi accurata dei sedimenti geologici ha mostrato la possibilità di rilevare gli alchenoni prodotti da alcune specie di fitoplancton, e correlarli con la temperatura superficiale del mare (Sachs et al. 2013). I progressi nella chimica analitica e nella strumentazione stanno ampliando il quadro entro il quale i geochimici organici possono lavorare: precisi spettrometri di massa sono affiancati da cromatografi per gas e liquidi, che possono separare le miscele di composti organici nei campioni geologici. Ci si aspetta quindi novità sostanziali per quanto riguarda i *proxies* del clima con i dati della geochimica organica (Sachs et al. 2013; Higginson 2009; Meyers 2009). I *biomarkers* sono essenzialmente dei derivati stabilizzati per diagenesi dei composti organici originali, che riescono a conservare lo 'scheletro' di carbonio della molecola iniziale³⁷. Marcatori importanti sono le molecole lipidiche residue della cuticola delle foglie delle piante (cera epicuticolare; *leaf wax*), che si conservano negli strati geologici; il fatto di essere insolubili in acqua, chimicamente inerti e resistenti alla degradazione microbica li rende degli eccellenti *biomarkers* (Eglinton, Eglinton 2008). Un altro dato importante è l'indicatore della fotosintesi. Durante il Miocene alcune piante iniziarono ad attuare un ciclo della fotosintesi, denominato C₄, un po' diverso da quello, C₃, seguito fino ad allora. E' stata osservata una differenza del rapporto isotopico $\delta^{13}\text{C}$ nei due cicli, differenza che si ritrova di conseguenza anche nei *biomarkers* e nei fossili, e quindi è un indicatore delle condizioni paleoecologiche.

14.3. Fotosintesi

Esistono più vie metaboliche per fissare il carbonio nella fotosintesi, partendo dall'anidride carbonica. Non entreremo nei complessi dettagli del processo di fotosintesi attuato dalle piante, ma ricordiamo solo le due vie, C₃ e C₄, che sono di interesse nel nostro discorso. La fotosintesi C₃ è la più antica, e le piante che la utilizzano tendono a prosperare in presenza di luce solare e temperature moderate, concentrazione di CO₂ sopra 200 ppm e abbondanza di acqua. La C₄ dovrebbe essersi sviluppata intorno a 25-32 Ma fa (Osborne, Beerling, 2006), e ha il vantaggio di essere attuata anche in condizioni difficili, in presenza di aridità, di alte temperature e di scarsità di azoto e di CO₂. Infatti, il ciclo C₄, un po' più complesso di quello del C₃, permette un utilizzo più efficiente e parsimonioso dell'acqua; oggi le piante C₄ si trovano soprattutto in zone tropicali e sub-tropicali. A iniziare tra 8 e 6 Ma fa si è avuto un aumento globale nella biomassa di piante che usano la fotosintesi C₄, come indicato dai cambiamenti nel rapporto isotopico del carbonio nello smalto di denti fossili in Asia, Africa, America del Nord e del Sud (Cerling et al., 1997). L'espansione delle erbe C₄ è stata accompagnata da importanti cambiamenti della

³⁷ La diagenesi è un qualsiasi cambiamento di origine fisica, chimica o biologica cui è soggetto un sedimento dopo la sua deposizione iniziale.

fauna in molte parti del mondo³⁸. Il cambiamento improvviso e globale potrebbe essere legato a una diminuzione della concentrazione di CO₂ atmosferica, fin sotto al valore che favoriva le piante con fotosintesi C₃; tuttavia, anche altri parametri, come una diversa temperatura, avrebbero un loro effetto. Per esempio, da un'analisi dei paleosuoli delle praterie nel Nord America, Strömberg e McInerney (2011) concludono che un fattore chiave per il predominio del C₄, che avrebbe raggiunto i livelli attuali non prima di 2 Ma fa circa, deve essere stato l'inaridimento e non il raffreddamento del clima.

Le indicazioni di Cerling et al. (1997) possono avere qualche interesse per l'attuale storia della Terra, dove stiamo assistendo a un aumento rapidissimo della CO₂ atmosferica. L'ultima glaciazione aveva visto concentrazioni di CO₂ molto basse (Fig. 5.3 nella PARTE I), dopodiché, essendo tali concentrazioni progressivamente cresciute, le piante C₄ si sono trovate in crescente svantaggio rispetto alle C₃. Si potrebbe quindi ritenere che gli alti e sempre crescenti valori attuali di CO₂ ci stiano portando verso un mondo C₃ del tutto diverso dal C₄ che ha visto l'evoluzione degli ominidi (Cerling et al. 1997). Bisogna ricordare che le piante C₄ sono molto importanti: costituiscono più del 50% di tutte le specie di erbe, sono responsabili per circa il 25% della produzione primaria terrestre, e forniscono habitat e cibo (per esempio, mais e canna da zucchero) per molti milioni di esseri umani. E' chiaro quindi che, per comprendere come questo bioma funziona oggi, e come funzionerà in futuro, è essenziale capire come si sia formato (Strömberg e McInerney, 2011).

14.4. Marcatori biologici

Esempi importanti di molecole-marcatori biologici sono riportati da Meyers (2009); qui segnaliamo quelli legati in qualche modo alla cera epicuticolare delle piante terrestri. Si tratta di composti organici con molti atomi di carbonio, generalmente poco suscettibili alla degradazione microbica, e quindi ottimi indicatori dell'origine della materia organica nei sedimenti³⁹. Si possono trovare quindi gli n-alcani C₂₇, C₂₉, C₃₁ e C₃₃ (il pedice indica il numero di atomi di carbonio) con presenza diversa a seconda dei vegetali: nelle erbe prevale C₃₁, nelle betulle C₂₇, e nella maggior parte degli alberi prevale C₂₉. Si possono trovare inoltre anche acidi grassi n-alcanoici C₂₄, C₂₆ e C₂₈, alcoli grassi a catena lunga C₂₄, C₂₆ e C₂₈, e steroli C₂₈ e C₂₉.

La composizione isotopica del carbonio stabile (δC) nei *biomarkers* è stata chiaramente importante per ricostruire l'evoluzione delle piante con fotosintesi C₄. Anche l'eccesso di deuterio (δD) nella materia organica è risultato importante per una

³⁸ Le piante C₃ hanno un rapporto isotopico $\delta^{13}C$ inferiore rispetto alle C₄: i valori vanno da -22‰ a -30‰, rispetto a valori da -10‰ a -14‰ (Cerling et al. 1997); ciò si riflette nello smalto dei denti (che si formano durante la crescita) degli erbivori, a seconda della dieta.

³⁹ Nei composti saturi come gli n-alcani ('n-' indica catena lineare, non ramificata), il legame tra gli atomi di carbonio è singolo, mentre nei composti insaturi almeno due atomi di carbonio devono avere tra loro un legame doppio (alcheni) o triplo (alchini). Gli alchenoni a loro volta sono composti organici insaturi a catena lunga (C₃₆-C₃₉), sintetizzati da alcune alghe unicellulari marine, e il cui indice di saturazione varia in funzione della temperatura, per cui è possibile risalire alle temperature superficiali degli oceani (*Geochimica in Enciclopedia Treccani on-line*; Pagani 2009).

ricostruzione del clima in varie regioni. Per esempio, Feakins et al. (2014) hanno usato una combinazione di eccesso di deuterio δD nella cera epicuticolare, di pollini, e di modelli del clima per dedurre le condizioni in Antartide nell'ultimo Eocene (35 Ma fa) caratterizzato dal raffreddamento e dall'inaridimento. Zhuang et al. (2014) hanno studiato la relazione tra sollevamento dell'Altopiano del Tibet e clima negli ultimi 15 Ma del Neogene analizzando il δD negli n-alcani contenuti nella cera epicuticolare, e ricostruendo la composizione isotopica dell'acqua meteorica.

L'estensione dell'uso dei marcatori biologici in vari ambiti richiede anche qualche attenzione. Per esempio, nello studio dei paleosuoli di tipo loess (depositi di polvere) il presupposto è che i *biomarkers* locali si siano depositati in modo sinsedimentario (contemporaneo) con la polvere; ulteriore materia organica potrebbe però essere stata trasportata dal vento, alterando così il segnale dei *biomarkers* depositati (Häggi et al. 2014).

14.5. Proxies di origine animale

Studiando il materiale organico dei moderni vertebrati, i chimici sono stati in grado di collegare i rapporti degli isotopi stabili con diversi fattori ambientali. Di conseguenza, la stessa tecnica è stata applicata allo studio dei fossili di animali. C'è qualche discussione sul fatto che gli isotopi stabili dei fossili mantengano lo stesso rapporto dell'animale vivo; ciò può valere per le ossa fossili, ma il caso dello smalto dei denti è meno discutibile, data la specifica natura chimico-fisica di tale materiale (si veda Rich, Vickers-Rich 2009). C'è una sensibile differenza nel rapporto δC dello smalto dei denti dei mammiferi erbivori, tra quelli che si cibano soprattutto di foglie e germogli (piante arbustive, C_3 ; *browsers* come p.es. le capre) e quelli che soprattutto brucano l'erba (C_4 ; *grazers*, p.es. le pecore). Erbivori con dieta mista mostrano valori intermedi. Tuttavia, il rapporto nello smalto non riflette direttamente quello dei vegetali, perché dipende in parte anche dalle dimensioni degli animali. Ad ogni modo, poiché dallo smalto degli animali moderni è possibile distinguere la dieta con vegetali C_3 da quella con vegetali C_4 , si suppone, in base allo stesso principio, che sia possibile dedurre la dieta anche nel caso degli animali fossili (Rich, Vickers-Rich 2009). Per esempio, MacFadden et al. (1999) sono stati in grado di ricostruire la dieta di diversi cavalli estinti in Florida, che variava da tipo *browser* a tipo *grazer*, benché, in base alla struttura fisica dei loro denti, si sarebbe dovuto concludere che tali animali avrebbero dovuto essere tutti dei *grazers*. Il risultato concordava con la ricostruzione paleoambientale della Florida di 5 Ma, con la presenza sia di foreste e boschi, sia di praterie.

15. *Proxies* e paleoclima

Nella letteratura specifica si usano denominazioni diverse per indicare intervalli temporali simili, corrispondenti alle fasi climatiche e periodi geologici nel Neogene e Quaternario, e ciò può creare qualche difficoltà di comprensione. Spesso per indicare le fasi climatiche degli ultimi milioni di anni viene usata la scala MIS⁴⁰, Marine Isotope Stages, introdotta a iniziare da Cesare Emiliani. In **Figura 15.1** è mostrato l'andamento dell'eccesso di ¹⁸O nell'ultimo milione di anni misurato dai fondali oceanici, e sono segnati i corrispondenti intervalli MIS; inoltre sono riportati alcuni esempi di denominazioni dei periodi. Nella **Figura 15.2** è riportato l'eccesso di ¹⁸O degli ultimi 5.3 milioni di anni. In generale, la fase fredda è chiamata 'glaciale' o 'stadiale', e quella calda è chiamata 'interglaciale' o 'interstadiale', mentre per identificare una fase specifica si usano nomi derivati da località, diversi a seconda delle varie aree geografiche interessate⁴¹. Da un confronto dei pannelli nelle Figure 16.1 e 16.2 si nota chiaramente come, a partire da 3 milioni di anni fa, l'eccesso di ossigeno abbia oscillato con ampiezza crescente, con il valore minimo pressoché sempre prossimo a 3 per mille, come nell'Olocene, mentre il massimo è andato progressivamente crescendo da 3.5 a 5 per mille; il valore più alto indica un clima più freddo.

Il $\delta^{18}\text{O}$ mostrato nelle figure è un indicatore del clima globale sulla Terra. Si tratta di vedere ora cosa mostrano i *proxies* del clima specificamente per l'Africa orientale, in particolare per la regione della Rift Valley. Come suggerisce la Figura 5.5 della PARTE I, qui abbiamo a che fare con un clima regolato dal monzone estivo, e quindi la stratigrafia in località dal Mediterraneo all'Oceano Indiano dovrebbe riflettere in qualche modo l'andamento monsonico, come già notato per gli *speleothem* (Sez. 5 PARTE I). Ci si può porre la domanda: quand'è che l'andamento monsonico, riguardante buona parte dell'emisfero orientale (Asia meridionale, Australia e Africa orientale), si è stabilito e come è evoluto? Sono stati proposti tre fattori, e sono essenzialmente quelli riportati più sopra nella Sezione dedicata alla geologia: il sollevamento dell'Altopiano del Tibet, la distribuzione delle terre emerse a seguito della tettonica, e l'apertura o chiusura dei passaggi oceanici; tuttavia non è ancora chiaro quale sia stato il loro rispettivo ruolo nello sviluppo del monzone moderno (Wang, Li, 2009).

Negli ultimi 10 Ma circa, dopo una fase iniziale di clima relativamente 'stabile', è andato accentuandosi il progressivo raffreddamento globale, con l'estensione definitiva delle calotte glaciali in Antartide, e la successiva formazione delle calotte nell'emisfero Nord. In particolare, questa seconda decisa transizione verso il clima più freddo avviene nell'intervallo tra 3 e 2.5 Ma fa (Zachos et al. 2001; Jensen et al.

⁴⁰ Dati MIS da http://www.lorraine-lisiecki.com/LR04_MISboundaries.txt (giugno 2015). In particolare, in <http://quaternary.stratigraphy.org/charts/chartversions/quaternarychart2009a.pdf> c'è la corrispondenza tra le varie denominazioni delle fasi dei periodi glaciali.

⁴¹ Per esempio, l'ultima glaciazione alpina di Würm, o Würmiano, è chiamata Wechseliano, Devensiano, Valdaiano e Wisconsiniano rispettivamente in Germania, Gran Bretagna, Russia e Nord America.

2007)⁴². Al trend globale si sovrappongono le oscillazioni climatiche legate all'*orbital forcing* (**Figura 15.2**, ma si veda in dettaglio anche la Fig. P71 in Bowen 2009)⁴³. La periodicità principale dapprima è di 41 ka, e poi, con l'instaurarsi delle grandi sequenze glaciali nell'ultimo milione di anni, è intorno a 100 ka. Inoltre, al trend di raffreddamento generale è associata anche una tendenza all'aumento dell'aridità (deMenocal 2004); grossolanamente: se aumenta la quantità di ghiaccio, diminuisce la quantità d'acqua libera. Sono stati espressi vari dubbi sull'origine della periodicità osservata di 100 ka dall'eccentricità, data la piccolezza del parametro. Ford et al. (2016), in base ai dati osservativi, suggeriscono però che il raffreddamento progressivo delle acque profonde nel Nord Atlantico iniziato circa 1.2 Ma fa possa essere stato il precursore necessario alla risposta climatica (calotte glaciali) di circa 900 ka fa, quando un modesto aumento nel volume del ghiaccio e la riorganizzazione della circolazione può aver causato la maggiore sensibilità al ciclo orbitale di 100 ka.

⁴² Questo raffreddamento appare legato all'ulteriore modifica della circolazione oceanica a seguito della chiusura dello stretto di Panama (Bowen 2009).

⁴³ Si considera il dato delle variazioni di $\delta^{18}\text{O}$ (v. Sez. 3) bentonico come indicatore soprattutto delle variazioni di volume di ghiaccio e temperatura (Zachos et al. 2001).

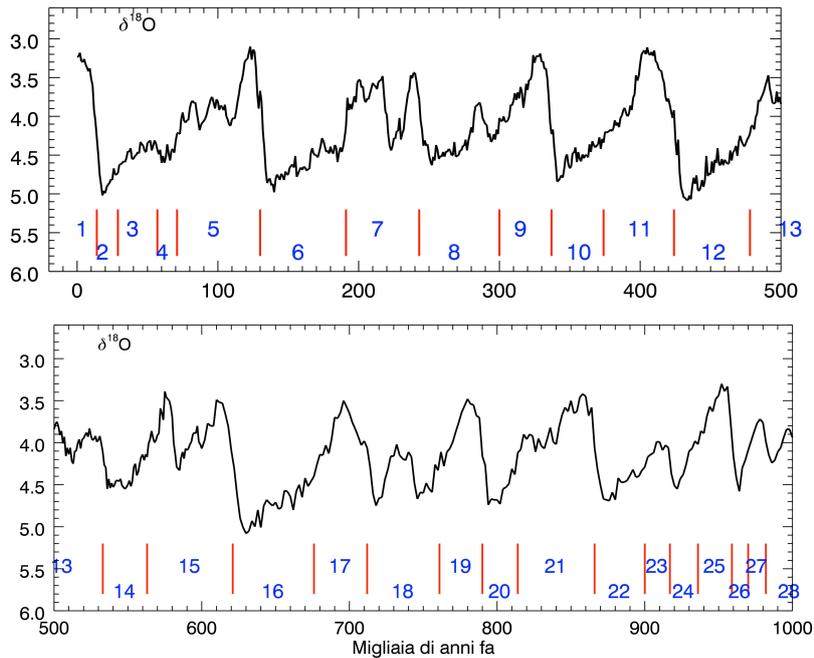


Fig. 15.1. Eccesso di ^{18}O dell'ultimo milione di anni: curva media (stack) dai fondali oceanici (Lisiecki, Raymo, 2005). I numeri indicano gli intervalli della scala MIS. L'Olocene corrisponde a MIS 1. La glaciazione alpina di Würm corrisponde a MIS 2 - 4 e parte di MIS 5; tale stadio è chiamato Wechseliano, Devensiano, Valdaiano, Wisconsiniano rispettivamente in Germania, Gran Bretagna, Russia e Nord America. La glaciazione di Riss corrisponde a MIS 6. La transizione Riss-Würm tra 110 mila e 130 mila anni è chiamata Eemiano (Nord Europa), Ipswichiano (Gran Bretagna), Mikuliniano (Russia) e Sangamoniano (Nord America).

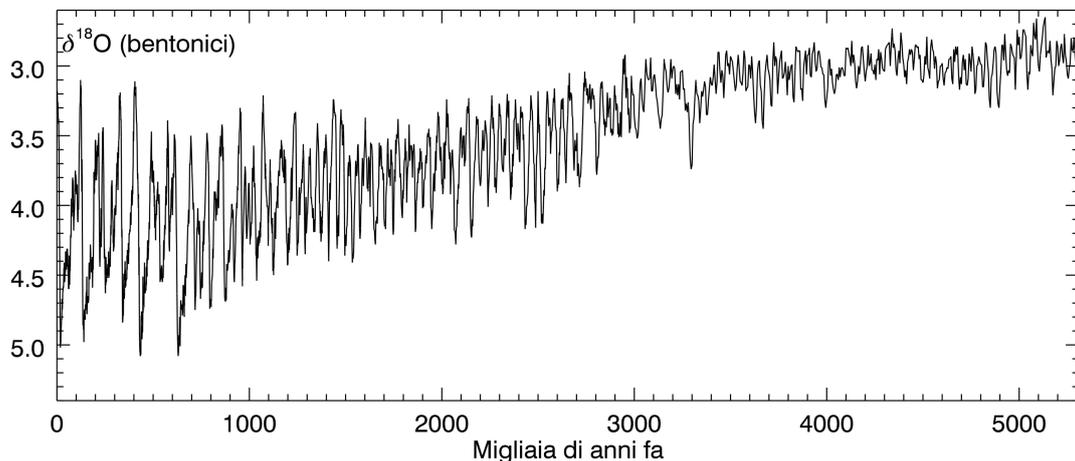


Fig. 15.2. Eccesso di ^{18}O degli ultimi 5.3 milioni di anni (Lisiecki, Raymo 2005). Si noti il progressivo crescere dell'ampiezza dell'oscillazione dalla fine del Pliocene (2.6 Ma fa) a oggi.

16. Paleoclima ed ipotesi paleoantropologiche

Gli antropologi si sono chiesti se le oscillazioni più o meno intense del clima avvenute negli ultimi milioni di anni abbiano avuto una qualche influenza sulla evoluzione del genere *Homo*. E sono arrivati a parlare di shocks climatici: l'alternanza di ambienti umidi e aridi avrebbe spinto alcuni antenati verso la specie moderna, e avrebbe invece estinto altri (deMenocal, 2011, 2014).

Nella classificazione introdotta dai paleoantropologi, gli ominini (*hominini*) includono il genere *Pan* (*panina*; scimpanzé), e l'ulteriore separazione tra genere *Homo* (*hominina*) e tutti quelli estinti (come *Australopithecus*). Segnaliamo che queste distinzioni sono tuttora materia di discussione vivace tra i ricercatori, come pure l'epoca in cui i vari rami si sono distinti. L'analisi dei fossili e dei *proxies* africani ha fornito un quadro dell'evoluzione degli ominini che potrebbe essere riassunto in quattro fasi principali (Maslin et al. 2015): (1) la comparsa dei primi (proto) ominini dei generi *Sahelanthropus*, *Orrorin* e *Ardipithecus* tra 4 e 7 Ma fa; (2) la comparsa del genere *Australopithecus* circa 4 Ma fa e del genere *Paranthropus* circa 2.7 Ma fa; (3) la comparsa del genere *Homo* intorno al Plio-Pleistocene circa 2.5 Ma fa; (4) la comparsa di *H. heidelbergensis* circa 800 ka fa, e degli umani anatomicamente moderni circa 200 ka fa. A parte il caso del *Sahelanthropus*, trovato nel Ciad, i primi resti dei generi principali sono stati trovati nel sistema del Rift dell'Africa Orientale (**Figura 16.1**). Forse sono state le vicende geologiche specifiche nella depressione della Rift Valley a permettere la conservazione dei fossili, oppure, per qualche motivo, è in questa zona specifica che l'evoluzione ha prodotto gli ominini e infine anche il genere *Homo*. Oppure, più plausibilmente, come afferma Levin (2015): “The record of human evolution in eastern Africa exists because rifting has created accommodation space for sediments to accumulate relatively rapidly and because the current climate and tectonic conditions have promoted incision, such that many of these sediments are exposed and have allowed fossil discovery”.

Durante il Plio-Pleistocene (ultimi 5 Ma) ci fu un progressivo cambiamento di vegetazione da piante C₃ a piante C₄, come è possibile dedurre dai carbonati del suolo, dagli isotopi di C negli n-alceni dei sedimenti marini e dai denti fossili di mammiferi. Il cambiamento di vegetazione è stato attribuito all'aumento progressivo di aridità dovuto al sollevamento tettonico dell'Africa orientale: l'altezza dei rilievi ha causato un blocco progressivo delle correnti umide che portavano la pioggia (Maslin et al. 2014). Tuttavia bisogna sempre tener presente la possibile diversità da zona a zona, come indicato da Levin (2015): “Although it is tempting to make simple connections between uplift and aridification, the histories of both uplift and hydroclimate in Africa during the past 10 Myr vary tremendously by specific location, and this variation must be considered before linking records of aridity and uplift history”.

L'attività tettonica ha avuto anche l'effetto di creare dei bacini adatti alla formazione di laghi, a seguito della progressiva incisione del rift propagatasi da nord

verso sud⁴⁴. Negli ultimi milioni di anni si osserva la presenza periodica (comparsa e scomparsa) di grandi laghi profondi, su tempi scala di 400 e 800 ka attribuiti alla variazione di eccentricità. L'interpretazione in termini climatici è del tutto analoga a quanto avevamo ricordato per Zumaia: si hanno cicli di precessione climatica caratterizzati da grande umidità (alternata ad aridità) quando le variazioni di eccentricità sono maggiori. I dati paleoclimatici degli ultimi milioni di anni rilevati in Africa e nel Mediterraneo concordano nel descrivere tale andamento di clima umido e secco in fase con il periodo di circa 23 ka, con la fase umida connessa a quella del monzone forte e di maggiore insolazione, durante la quale tende a prevalere l'ambiente foresta, e la fase arida col monzone debole e minore insolazione, durante la quale tende a prevalere l'ambiente 'savana' (praterie). Se consideriamo la fase umida dell'ultimo ciclo precessionale (quello attualmente in corso) in Africa, la situazione è ben riassunta da deMenocal (2011): "from 15,000 to 5000 years ago, the modern Saharan Desert was nearly completely vegetated, with large, permanent lakes and abundant fauna. Precessional increases in summer radiation invigorated the monsoon, delivering more rainfall deeper into Africa, and enhanced Nile river runoff flooded into the eastern Mediterranean Sea. The resulting freshwater stratification created anoxic conditions and led to deposition of organic-rich sediments (*sapropels*) on the seafloor". E' da notare che la fase arida dell'attuale ciclo precessionale sarebbe quindi iniziata circa 5000 anni fa, è stata caratterizzata dall'aumento della desertificazione del Sahara (e dei deserti extratropicali come il Gobi), e dovrebbe continuare per qualche altro migliaio di anni.

Basandosi sugli studi effettuati da diversi autori, Maslin et al. (2015) hanno proposto un quadro generale valido per gli ultimi milioni di anni (fino a circa 800 ka fa). Durante la fase 'arida' (poco meno di una decina di migliaia di anni) i laghi in Africa orientale sono (quasi) asciutti, poi si riempiono rapidamente all'inizio della fase umida (che dura una decina di migliaia di anni), e infine si disseccano in modo variabile ed erratico nelle restanti migliaia di anni, per riprendere poi daccapo il ciclo di 23 ka. Tutto questo dovrebbe essersi ripetuto varie volte durante le centinaia di migliaia di anni caratterizzati da grande variazione di eccentricità orbitale; al contrario, i bacini lacustri devono essere stati caratterizzati da poca acqua o sua completa assenza durante le fasi di piccola variazione di eccentricità.

E' in questo possibile contesto che si potrebbero inserire le diverse teorie evolutive degli ominini proposte da vari autori, teorie che si distinguono l'una dall'altra sulla base dell'importanza data a certi fattori ambientali (e a certe risposte evolutive) piuttosto che ad altri, teorie che si potrebbero forse in parte riconciliare.

Nella *review* di Potts (2013) sono riportate essenzialmente quattro ipotesi sull'evoluzione degli ominini collegata alle caratteristiche climatiche e ambientali; qui ricordiamo gli aspetti principali, senza entrare nei dettagli che sono di competenza degli antropologi⁴⁵. (1) Vrba (1988) aveva formulato la *turnover-pulse*

⁴⁴ I laghi compaiono nella zona nord-orientale (bacini dell'Afar, Omo-Turkana) verso il Miocene medio e finale, circa 15 Ma fa, mentre in Kenya e Tanzania appaiono all'inizio del Pliocene (Maslin et al. 2014).

⁴⁵ Ci limitiamo a notare che Maslin et al. (2015) elencano un ventaglio di ipotesi più ampio di Potts.

hypothesis sulla base del raffreddamento avvenuto circa 2.5 Ma fa quale fattore principale del cambiamento di habitat in Africa; allora erano apparsi i generi *Homo* e *Paranthropus*, e l'industria litica, e c'era stata la variazione di specie animali (bovidi e roditori) e più in generale la scomparsa di organismi adatti a un clima caldo-umido a favore di quelli adattati al clima freddo-arido. (2) Un'idea opposta era stata proposta da Passey et al. (2010), i quali, dall'analisi di paleo-suoli nel bacino del Turkana, avevano fornito evidenza di suoli persistentemente molto caldi negli ultimi 4 Ma in tale regione; di conseguenza, la sfida per l'evoluzione degli ominini sarebbe stato il caldo persistente, piuttosto che il freddo⁴⁶. (3) Tuttavia, nel corso degli ultimi decenni è stato dato molto peso al fattore aridità, in base al quale durante il Pliocene-Pleistocene ci sarebbe stato un (progressivo) cambiamento ambientale da foresta a 'savana', ma con il carattere oscillante imposto dai cicli climatici (deMenocal 1995); le specie *Homo* sarebbero state le prime ad essersi adattate a un ambiente arido. (4) Trauth et al. (2005) hanno rilevato tre periodi principali particolarmente umidi (2.7-2.5, 1.9-1.7, 1.1-0.9 Ma) dedotti dalla presenza periodica di laghi profondi, come abbiamo già ricordato più sopra, e che corrisponderebbero a cambiamenti evolutivi significativi. I tre periodi si correlano con l'intensificazione della glaciazione nell'emisfero nord (2.7-2.5 Ma), l'intensificazione della circolazione atmosferica zonale Est-Ovest (1.9-1.7 Ma)⁴⁷, e il cambiamento nella periodicità dei cicli glaciali da 41 ka a 100 ka (1.1-0.9 Ma). Infine, Potts (2013) parla di *variability selection hypothesis*, secondo la quale sarebbe stata appunto l'instabilità ambientale legata ai cicli di 23 ka del clima a costringere la specie a un adattamento, o a far evolvere organismi meglio in grado di adattarsi. L'autore sottolinea la "variabilità alta/bassa" del clima legata agli effetti della precessione climatica modulata dall'eccentricità, cioè, l'alternarsi di umidità e aridità "alte" quando l'oscillazione di eccentricità è maggiore, e l'alternarsi di umidità e aridità "basse" quando l'oscillazione di eccentricità è minore. Potts ritiene che la sua ipotesi possa offrire un modo per riconciliare l'interpretazione basata sull'aridità e l'interpretazione che metteva in rilievo i periodi umidi nelle epoche dei laghi profondi; i maggiori eventi evolutivi (nuove specie; nuove tecnologie litiche) avverrebbero in concomitanza con le epoche di variabilità "alta".

A chiusura di questa Sezione, riportiamo alcune considerazioni conclusive di Kingston (2007). I dati osservati indicano che le variazioni di insolazione con il periodo della precessione climatica di 23 ka hanno avuto effetti significativi sugli *habitats* dei primi ominidi. La variabilità climatica ha prodotto cambiamenti ecologici persistenti in Africa equatoriale, dove le comunità si sono dovute continuamente frammentare e riassemble in modi nuovi. L'impatto di questi cambiamenti sull'evoluzione umana, e l'evoluzione in generale, deve essere ancora documentato e

⁴⁶ Il risultato di Passey et al. (2010) appare in contrasto rispetto alle altre indicazioni; è in corso la sua verifica nel contesto del recente progetto *Hominin Sites and Paleolakes Drilling Project* (Cohen et al. 2016). Una prima conclusione piuttosto preliminare sembrerebbe escluderlo, confermando, oltre all'aridità, uno *slight cooling* (Upadhyay et al. 2017).

⁴⁷ E' la riorganizzazione della circolazione in area tropicale-subtropicale nota come *Walker circulation* (che in precedenza era debole; si veda Ravelo et al. 2004).

capito in modo adeguato, ma comunque esso serve come utile base per sviluppare modelli e proporre ipotesi.



Fig. 16.1. Africa orientale con indicate varie località, bacini, fiumi e laghi, di interesse paleoantropologico (immagine da GoogleEarth).

17. Indicazioni dalla flora e dalla fauna africana

Nel corso degli ultimi 7 Ma in varie zone dell'Africa orientale si assisterebbe quindi a un oscillare tra foreste e praterie aperte, con le praterie, dapprima in aree limitate, che si espandono progressivamente a discapito delle foreste. Le vaste praterie come quelle del Serengeti si sarebbero stabilizzate poi in modo permanente a partire da 3 Ma fa (deMenocal 2014). La vegetazione delle foreste utilizza il ciclo fotosintetico C_3 , mentre la vegetazione della savana, in un ambiente secco, tende a sfruttare il ciclo C_4 . Cerling (1992) ha rilevato la presenza di biomassa C_4 fin da 8 – 9 Ma fa, ma in piccola quantità rispetto alla biomassa totale. Tale quantità è aumentata nel Pliocene e Pleistocene, e non c'è evidenza di praterie di prevalenza C_4 , come si osservano oggi, fino al Pleistocene Medio. Cerling et al. (2011) hanno utilizzato gli isotopi stabili del carbonio nei paleo-suoli, misurati in diversi siti, per quantificare la copertura delle foreste, concludendo che essa era stata inferiore al 40% nella maggior parte dei siti negli ultimi 6 Ma. Da questo hanno dedotto la prevalenza di ambienti aperti rispetto a quelli con foresta nella maggior parte dei siti dove sono stati trovati fossili di ominini. Wynn (2004), oltre all'aumento di aridità e di biomassa C_4 durante gli ultimi 4.3 Ma, ha rilevato vari episodi di crescita accentuata della biomassa C_4 in corrispondenza di paleo-precipitazioni scarse. Si avrebbe in sostanza non solo un aumento di habitat aperti, ma anche una maggiore distribuzione eterogenea (a mosaico) di tali ambienti. Gli episodi appaiono coincidere con un'accresciuta diversità di specie di bovidi e di evoluzione (*speciation*) degli ominini.

I fossili di antilope o bovidi africani sono stati usati come indicatori dell'ambiente (specie animali; tipo di dieta) in quanto i diversi gruppi di bovidi oggi esistenti sono sensibili al tipo di habitat (ambienti stagionalmente aridi come praterie e boscaglie, oppure prati umidi). Si suppone che le preferenze di questi bovidi (p.es. gnu, gazzelle, orici, antilopi cobi) siano rimaste relativamente invariate nel Pliocene-Pleistocene (Levin 2015). Bobe e Behrensmeyer (2004) concludono che tra 4 e 1 Ma fa ci sono stati profondi cambiamenti di fauna nel bacino del Turkana, quali l'abbondanza di famiglie di mammiferi e l'aumento nel numero e nell'abbondanza di specie che mostravano adattamento agli ecosistemi delle praterie, cioè bovidi con dentizione specializzata per brucare l'erba (*hypsodont molars*; de Menocal 2011).

Feakins et al. (2005) hanno analizzato il $\delta^{13}C$ nei biomarkers di piante terrestri conservate in sedimenti nel mare adiacente all'Africa nordorientale. I risultati mostrano grande variabilità di vegetazione, con maggiore espansione di vegetazione C_4 dopo 3.4 Ma fa, con oscillazioni tali da suggerire variazioni ripetute tra paesaggi più chiusi (foreste) e più aperti. Il quadro appare tuttavia complesso. Più recentemente Feakins et al. (2013) hanno analizzato l'eccesso $\delta^{13}C$, oltre che nella *leaf wax* di sedimenti marini, anche in carbonati di paleo-suoli, e i pollini di piante erbacee (depositati nei sedimenti marini). Gli autori concludono che nel Miocene ci sarebbe stata un'estensione preponderante di piante erbacee che utilizzavano il ciclo C_3 e in minor parte il ciclo C_4 , estensione che si è andata riducendo; mentre negli ultimi milioni di anni ci sarebbe stata un'espansione della vegetazione che utilizzava C_4 dovuta per lo più ad arbusti in ambiente arido piuttosto che piante erbacee. Infine, recenti risultati dell'analisi del $\delta^{18}O$ nello smalto di denti fossili di erbivori nel bacino

Omo-Turkana, quale indicatore di deficit d'acqua nell'ambiente negli ultimi 4.4 Ma, non mostrano un trend indicatore di mancanza d'acqua. Ciò non confermerebbe l'ipotesi dell'aridità crescente, oppure la dieta non apparirebbe legata all'aridità; l'abbondanza di piante C₄ potrebbe dipendere quindi anche da altri fattori, come la stagionalità (diversità di regime) delle piogge (Blumenthal et al. 2017).

Quindi, se è plausibile che negli ultimi 10 Ma in Africa gli ambienti aperti siano diventati prevalenti e le foreste siano diminuite, tuttavia la natura e i tempi di questa tendenza sono variati a seconda delle zone, e i cambiamenti non sono stati semplicemente unidirezionali (Levin 2015)⁴⁸.

⁴⁸ Robinson (2017) osserva l'esistenza di differenze di fauna tra la zona della bassa valle dell'Awash e quella del bacino del Turkana intorno a 2.8 Ma fa. Nel primo caso si hanno ambienti aridi con biomassa C₄ crescente, e non sembra ci siano differenze di dieta tra *Homo* e un precedente *Australopiteco*; nel secondo caso erano presenti più foreste.

18. Evoluzione degli ominini

In base ai fossili, ominini ormai bipedi dovevano essere già presenti in un ambiente dominato dalla foresta tra 7 e 4 Ma fa, cioè *Ardipithecus ramidus*, *Orrorin tugenensis* e *Sahelanthropus tchadensis* (Gibbons 2013a)⁴⁹. A seguito delle variazioni del clima, ci sarebbe stata estinzione di alcune specie, ed evoluzione di altre, che si sono adattate a una dieta contenente (o derivata da) anche, o soprattutto, vegetazione erbacea e arbustiva (prateria, savana). Ciò è avvenuto in particolare in due intervalli temporali. Tra circa 2.9 e 2.6 Ma fa si osserva l'estinzione di *Australopithecus afarensis* ("Lucy")⁵⁰, e la comparsa del robusto *Paranthropus*, e quindi di *Homo*, dotato di un cervello più sviluppato; tra 1.9 e 1.6 Ma fa c'è la comparsa di *Homo erectus*, la prima specie più simile ai moderni umani, e, alla fine di tale periodo, si assiste allo sviluppo di un'industria litica realizzata con una certa cura (deMenocal 2011).

L'eccesso $\delta^{13}\text{C}$ dello smalto di denti fossili permette di distinguere tra diete basate in modo prevalente su vegetazione C_3 (foglie e frutti di alberi e arbusti, e *graminoids*) a diete basate su vegetazione C_4 (erbe di praterie e ambienti palustri). La maggior parte dei tessuti organici (p.es.: carne) sono solo leggermente più ricchi di ^{13}C in confronto alla dieta vegetale di origine; gli isotopi non sono quindi in grado di distinguere tra una dieta basata su vegetali e una sulla carne (o insetti) nel caso di uno stesso ciclo fotosintetico. Possono però essere usati per distinguere quale sia stata la risorsa primaria, piante C_3 oppure C_4 , anche nel caso di dieta basata su carne di animali che si sono cibati di vegetali C_3 oppure C_4 (Cerling et al. 2013; Lee Thorp et al. 2010). Dall'analisi di denti fossili di un centinaio di individui del bacino del Turkana, Cerling et al. (2013) hanno dedotto le preferenze di dieta di *Australopithecus* (ca. 4 Ma), *Kenyanthropus* (ca. 3-3.6 Ma), *Paranthropus* (ca. 2.5-1.4 Ma) e *Homo* (ca. 2.3 – 0.01 Ma), e le hanno confrontate con quelle di altri ominini in Africa orientale e meridionale. La dieta di *Australopithecus anamensis* era quasi tutta basata su risorse C_3 , il *Kenyanthropus platyops* aveva una dieta molto più varia, da pure risorse C_3 a prevalenti C_4 . Intorno a 2 Ma fa si distinguono due gruppi: il genere *Homo* mostra evidenza di dieta in rapporto percentuale 65/35 di C_3 su C_4 , mentre il *Paranthropus boisei* aveva una frazione più alta di C_4 (ca. 25/75). Durante un intervallo di 1.5 Ma, mentre le specie *Homo* hanno aumentato la frazione di dieta basata su C_4 , il *Paranthropus* ha mantenuto la sua stretta dipendenza dalle risorse C_4 .

In base a questi risultati deMenocal (2014) ha concluso che l'*Homo* studiato da Cerling et al. (2013) aveva utilizzato una varietà di cibi in un ambiente che allora stava diventando più uniforme, aveva quindi una dieta flessibile, caratteristica che è stata poi trasmessa geneticamente fino a noi. Il *Paranthropus*, invece, viveva con una dieta strettamente legata alla nicchia della vegetazione C_4 . Il punto importante di tale conclusione è che la flessibilità avrebbe permesso alle specie *Homo* di adattarsi ai

⁴⁹ E' opportuno notare che nell'intervallo tra 7 e 5 Ma fa, a seguito di eventi geologici che portano alla chiusura dello stretto di Gibilterra, si ha anche la quasi completa evaporazione del Mar Mediterraneo.

⁵⁰ Per l'*Australopithecus afarensis* si veda Johanson, White e Coppens (1978); la storia del nome "Lucy" introdotto da Coppens è riportata in diversi testi e articoli divulgativi.

diversi ambienti continuamente alternatisi in Africa (e legati come si è visto all'*orbital forcing*), mentre la specializzazione del *Paranthropus* lo avrebbe portato all'estinzione a causa della difficoltà di adattamento. Inoltre, secondo diversi autori, sarebbe stata proprio l'estrema variazione climatica a 'costringere' poi, in un certo senso, a sviluppare anche un cervello più grande, in tempi evolutivi relativamente rapidi.

Chiudiamo questa sezione segnalando il suggerimento dell'antropologo Coppens, e di Ries (2007), che potrebbe interessare chi si occupa di astronomia culturale. Sarebbe stato a seguito della posizione eretta assunta definitivamente dagli ominini a far sì che essi potessero contemplare direttamente il cielo, e, quando con il genere *Homo* ebbero un cervello sufficientemente sviluppato, a cominciare a 'riflettere' sullo spettacolo che vedevano⁵¹.

⁵¹ Ries parla di *Homo religiosus*; in un approccio scettico, si dovrebbe parlare almeno di *Homo symbolicus* (p.es.: Coppens 2014).

19. Il genere *Homo*

Secondo Maslin et al. (2015), probabilmente l'episodio più importante nell'evoluzione degli ominini è avvenuto circa 1.9-1.8 Ma fa, quando la diversità degli ominini ha raggiunto il suo livello più alto con la comparsa delle specie del genere *Homo*, quando avvenne la migrazione verso l'Eurasia, e ci fu un rapido aumento delle dimensioni del cervello, come nel caso di *H. erectus* e *H. ergaster* rispetto ai precedenti *Australopiteci*. Individui di specie apparentemente in parte simili a *H. erectus* sono stati infatti trovati in Georgia, in un sito datato tra circa 1,85 e 1,77 Ma fa, e si sta discutendo quale sia stata effettivamente l'evoluzione degli *Homo* africani migrati (Lordkipanidze et al. 2013; Gibbons 2013b)⁵².

L'aumento di volume del cervello fu accompagnato da vari cambiamenti, per esempio: la morfologia delle spalle per permettere il lancio di proiettili, l'adattamento alla corsa su lunga distanza, la flessibilità all'ambiente, il comportamento sociale. Alcuni di questi vanno visti come progressivi cambiamenti di strategia verso maggiore flessibilità e abilità a colonizzare nuovi ambienti.

Gli stadi finali della crescita del cervello nelle specie del genere *Homo* si registrano con la comparsa di *H. heidelbergensis* circa 800 ka fa, *H. denisovan* circa 600 ka fa, *H. neanderthal* circa 300 ka fa, e *H. sapiens* circa 200 ka fa (Maslin et al. 2015)⁵³. E' da notare che tali stadi finali coincidono con le fasi delle grandi ere glaciali, con periodicità di 100 ka.

Risultati paleoantropologici sui resti più antichi e meglio datati, trovati in Etiopia meridionale, di ominidi *H. sapiens* anatomicamente simili a noi moderni, indicano un'epoca intorno a 195 ka fa (McDougall et al. 2005); l'analisi genetica suggerisce che la discendenza patrilineare da quell'epoca riguarda popolazioni oggi dell'Africa centro-occidentale (Scozzari et al., 2014)⁵⁴. Alcuni dei primi manufatti, tra cui delle semplici incisioni geometriche, risalgono a più di 70 ka fa e sono stati trovati in Sud Africa (Blombos Cave; Henshilwood et al. 2009). Si ritiene di solito che l'effettiva dispersione in Eurasia sia avvenuta a partire da circa 50 ka fa, quando, nel giro di poche migliaia di anni, l'*H. sapiens* sarebbe arrivato, da un lato, fino in Australia e, dall'altro, in Europa occidentale. Tuttavia, è stata segnalata in Cina la presenza di umani moderni risalenti ad almeno 80 ka fa (Liu et al. 2015), e secondo alcuni autori sarebbero stati già presenti in precedenza nella penisola arabica (p.es.: Petraglia et al. 2010; Armitage et al. 2011). La genetica dice che ci sono stati accoppiamenti con i *neanderthal* nel Vicino Oriente e in Europa, dove questa specie già risiedeva, perché una piccola percentuale del nostro DNA, cioè il DNA delle attuali popolazioni europee e asiatiche (e americane), si può far risalire a tale specie. I melanesiani

⁵² L'*H. floresiensis*, di taglia piuttosto piccola, scoperto nell'isola di Flores in Indonesia alcuni anni fa, sarebbe forse l'evoluzione di *H. erectus* in termini di 'nanismo insulare'. La datazione dei resti è circa 100 ka - 60 ka fa (Sutikna et al. 2016), e più recentemente sono stati ritrovati dei possibili antenati, sempre di taglia piccola, che risalirebbero a circa 700 ka fa (van den Bergh 2016).

⁵³ A queste epoche, circa 300 ka fa, dovrebbe risalire anche la specie *H. naledi* trovata in Sud Africa (Berger et al. 2017).

⁵⁴ Risultati recenti di Hublin et al. (2017) suggerirebbero la presenza in Marocco di un *Homo* affine al *sapiens* circa 300 ka fa.

dell'Oceania, oltre a tale caratteristica, hanno anche una piccola percentuale genetica derivata dai *denisovan*, gli *Homo* che già risiedevano in Asia; solo le popolazioni africane sub-sahariane sembrano non avere tali caratteristiche genetiche comuni con *neanderthal* o *denisovan* (Gibbons 2011a, 2011b).

Nelle ultime centinaia di migliaia di anni si osserva quindi il susseguirsi di specie *Homo* che, con un cervello ormai sviluppato, producono industrie litiche piuttosto raffinate, usano un linguaggio per simboli e sono anche in grado di occupare ambienti della Terra caratterizzati da climi estremi.

20. Conclusione

L'associazione tra eventi critici nell'evoluzione degli ominini e gli intervalli di forte instabilità climatica suggerisce che l'instabilità ambientale ha avuto un ruolo significativo nell'evoluzione adattiva del genere *Homo*. Tuttavia, questa conclusione non può ancora essere considerata definitiva, e richiede continue verifiche. E' probabile che la data della prima comparsa delle specie cambi a seguito di nuove scoperte. Inoltre, interruzioni nella stratigrafia e incertezze nella formazione dei fossili (tafonomia) rendono per ora impossibile l'associazione tra un evento evolutivo e una specifica fase del ciclo precessionale (arida o umida); il processo del cambiamento adattivo probabilmente non è avvenuto completamente in un dato ciclo precessionale. Infine, è necessario verificare che le previsioni del modello della variabilità climatica siano effettivamente registrate negli strati dove c'è evidenza di popolazione di ominini (oggi il progetto *Hominin Sites and Paleolakes Drilling Project* intende appunto fornire nuove indicazioni al proposito; Cohen et al. 2016). Dopo le necessarie precisazioni sopra riportate, Potts (2013) conclude che, benché non sia ancora del tutto certo che la forte instabilità ambientale abbia prodotto cambiamenti evolutivi, tuttavia appare chiaro che le popolazioni di ominini hanno dovuto affrontare cambiamenti ambientali legati alla comparsa e scomparsa di laghi e terre umide, con la corrispondente abbondanza o penuria di risorse alimentari. Di conseguenza, è ovvio che gli organismi, inclusi gli ominini, devono aver risposto ai cambiamenti ambientali mediante l'adattamento.

Da parte nostra, qualunque sarà la conclusione delle suddette verifiche, notiamo come, nel corso degli ultimi decenni, sia diventato sempre più importante il riferimento all'astronomia per poter inquadrare problematiche estremamente complesse come l'evoluzione umana. Nel contesto del problema interdisciplinare riguardante la storia della Terra, dell'evoluzione umana e delle società umane, l'astronomia ha un ruolo di primo piano, perché gli effetti fisici sull'ambiente che hanno origine esterna alla Terra sono sempre più chiaramente riconosciuti, man mano che progrediscono gli studi nelle varie discipline.

Concludiamo rimarcando che lo scopo di tutti questi studi non è solo una miglior conoscenza dell'Uomo e dell'Universo, cioè non si tratta solo di Cultura. Gli effetti sul clima continuano anche oggi, e continueranno⁵⁵. La presa di coscienza di questo fatto rende urgente la necessità di approntare i mezzi teorici o modelli per tentare una previsione del futuro del clima. I modelli devono integrare i dati geologici-paleoclimatici con quelli storico-archeologici, e devono tener conto anche dell'attuale effetto antropico; e queste sono considerazioni continuamente dette e ripetute da chi si occupa di paleoclimatologia. La priorità data a questo tipo di studi rispetto ad altre urgenze delle scienze fisiche, naturali e umanistiche dovrebbe forse apparire come un nostro dovere verso i nostri discendenti, i quali altrimenti rischiano di trovarsi impreparati ad affrontare situazioni difficili, situazioni a cui forse noi stessi abbiamo più o meno scientemente contribuito.

⁵⁵ Come già accennato, la fase umida del ciclo precessionale attuale ha avuto un massimo in epoca neolitica ('optimum climatico' caldo-umido), mentre ora è in corso la fase arida.

PARTE IV – *HOMO SAPIENS* E CIVILTÀ' UMANA

.....

Bibliografia

- Allen J.R.M., U. Brandt, A. Brauer, H.-W. Hubberten, B. Huntley, J. Keller, M. Kraml, A. Mackensen, J. Mingram, J.F.W. Negendank, N.R. Nowaczyk, H. Oberhansli, W.A. Watts, S. Wulf, B. Zolitschka 1999, *Rapid Environmental Changes in Southern Europe during the Last Glacial Period*, Nature 400, 740.
- APAT 2003, *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*, Quaderni serie III, Vol. 9.
- Arimoto T., Sato Y. 2012, *Rebuilding public trust in science for policy-making*, Science, 337, 1176.
- Armitage S.J., Jasim S.A., Marks A.E., Parker A.G., Usik V.I., Uerpmann H.P. (2011) *The Southern Route "Out of Africa": Evidence for an Early Expansion of Modern Humans into Arabia*, Science 331, 453.
- Ashley G.M. 2009, *Human evolution and climate change*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 446.
- Auer G., Piller W.E., Reuter M., Harzhauser M. 2015, *Correlating carbon and oxygen isotope events in early to middle Miocene shallow marine carbonates in the Mediterranean region using orbitally tuned chemostratigraphy and lithostratigraphy*, Paleoceanography, 30, 332
- Bailer-Jones C. 2009, *The evidence for and against astronomical impacts on climate change and mass extinctions: a review*, International Journal of Astrobiology, 8, 213; arXiv:0905.3919v1.
- Balter M., 2010, *The tangled roots of agriculture*, Science 327, 404.
- Bar-Or R., Erlick C., Gildor H. 2008, *The role of dust in glacial-interglacial cycles*, Quaternary Science Reviews, 27, 201.
- Bartoli G., Sarnthein M., Weinelt M., Erlenkeuser H., Garbe-Schönberg D., Lea D.W., 2005, *Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation*, Earth and Planetary Sciences Letters 237, 33.
- Berger A.L., 1976, *Obliquity and precession for the last 5000000 years*, Astronomy and Astrophysics, 51,127.
- Berger A.L., 1978, *Long term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes*, Journal of the Atmospheric Sciences, 35, 2362.
- Berger A., 2009, *Astronomical theory of climate change*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 51.
- Berger A., Loutre M.F., 1994, *Precession, Eccentricity, Obliquity, Insolation and Paleoclimates*, in: J.C. Duplessy, M.T. Spyridakis (eds.), *Long-Term Climatic Variations: Data and Modelling*, NATO ASI Series I, vol. 22, p. 107.

- Berger A., Mélice J.L., Loutre M.F., 2005, *On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing*, *Paleoceanography*, 20, PA4019.
- Berger L.R., Hawks J., Dirks P.H.G.M., Elliott M., Roberts E.M. (2017) *Homo naledi and Pleistocene hominin evolution in subequatorial Africa*, *eLife*, 6:e24234. DOI: 10.7554/eLife.24234.
- Bijl P.K., Houben A.J.P., Schouten S., Bohaty S.M., Sluijs A., Reichart G.J., Damsté J.S.S., Brinkhuis H., 2010, *Transient Middle Eocene Atmospheric CO₂ and temperature variations*, *Science* 330, 819.
- Black D.E., 2002, *The rains may be a-comin'*, *Science*, 297, 528.
- Blumenthal S.A., Levin N.E., Brown F.H., Brugald J.P., Chritze K.L. et al. (2017) *Aridity and hominin environments*, *Proceedings of the National Academy of Sciences United States of America* 114, 7331.
- Bobé R., Behrensmeyer A.K. (2004) *The expansion of grassland ecosystems in Africa in relation to mammalian evolution and the origin of the genus Homo*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 399.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajadas I., Bonani G., 1997, *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*, *Science* 278, 1257.
- Bowen D.Q. (2009) *Pleistocene climates*, in V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, p. 799.
- Brasier M.D., Antcliff J., Saunders M., Wacey D. 2015, *Changing the picture of Earth's earliest fossils (3.5-1.9 Ga) with new approaches and new discoveries*, *PNAS* 112, 4859.
- Brooks N., 2006, *Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity*, *Quaternary International*, 151, 29.
- Brooks N., 2013, *Beyond collapse: climate change and causality during the Middle Holocene Climatic Transition, 6400-5000 years before present*, *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 112, (2), 93–104,
- Butterfield N.J., 2011, *Terminal developments in Ediacaran embryology*, *Science*, 334, 1655.
- Cauvin J., 2000, *The birth of the Gods and the origins of agriculture*, (transl.: T. Watkins), Cambridge University Press.
- Cerling T.E. (1992) *Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 97, 241.
- Cerling T.E., Harris J.M., MacFadden B.J., Leakey M.G., Quade J., Eisenmann V., Ehleringer J.R. 1997, *Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary*, *Nature* 389, 153

- Cerling T.E., Manthi F.K., Mbua E.N., Leakey L.N., Leakey M.G. et al. (2013) *Stable isotope-based diet reconstructions of Turkana Basin hominins*, PNAS 110, 10501.
- Cerling T.E., Wynn J.G., Andanje S.A., Bird M., Korir D.K. et al. (2011) *Woody cover and hominin environments in the past 6 million years*, Nature 476, 51
- Cohen A., Campisano C., Arrowsmith R., Asrat A., Behrensmeyer A.K. et al. (2016) *The Hominin Sites and Paleolakes Drilling Project: inferring the environmental context of human evolution from eastern African rift lake deposits*, Scientific Drilling 21, 1.
- Cook E.R., Anchukaitis K.J., Buckley B.M., D'Arrigo R.D., Jacoby G.C., Wright W.E. 2010, *Asian Monsoon failure and megadrought during the last millennium*, Science, 328, 486.
- Coppens Y. (2014) *The emergence of humans: brains (bodies and hands), mind and soul*, in Sustainable Humanity, Sustainable Nature: Our Responsibility, Pontifical Academy of Sciences, Extra Series 41, www.pas.va/content/dam/accademia/pdf/es41/es41-coppens.pdf
- Cramer B.S., Wright J.D., Kent D.V., Aubry M.P., 2003, *Orbital climate forcing of $\delta^{13}C$ excursions in the late Paleocene – early Eocene (chrons C24n-C25n)*, Paleoceanography, 18, 21-1.
- Crevaschi M., di Lernia S., 1998, *The geoarchaeological survey in central Tadrart Acacus and surroundings (Lybian Sahara): environment and cultures*, in: Crevaschi M., di Lernia S. (Eds.), Wadi Teshuinat: Palaeoenvironment and prehistory in south-western Fezzan(Lybian Sahara), Centro Interuniversitario di Ricerca per le Civiltà e l'Ambiente del Sahara Antico, p. 13.
- Crowley J.W, Katz R.F., Huybers P., Langmuir C.H., Park S.H., 2015, *Glacial cycles drive variations in the production of oceanic crust*, Science, 347, 1237.
- Crowley T.J., 1998, *Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations*, in Crowley T.J. and Burke K. (eds.), Tectonic boundary conditions for climate reconstructions, New York: Oxford Univ. Press, p. 3.
- Cullen H.M., deMenocal P.B., Hemming S., Hemming G., Brown F.H., Guilderson T., Sirocko F., 2000, *Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea*, Geology, 28, 379.
- deMenocal P.B. (1995) *Plio-Pleistocene African climate*, Science 270, 53.
- deMenocal P.B., 2001, *Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene*, Science, 292, 667.
- deMenocal P.B. (2004) *African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene*, Earth and Planetary Science Letters 220, 3.
- deMenocal P.B., 2011, *Climate and Human Evolution*, Science 331, 540.
- deMenocal P.B., 2014, *Climate shocks*, Scientific American, September 2014, p. 48.

- di Lernia S., Manzi G., 1998, *Funerary practices and anthropological features at 8000-5000 BP. Some evidence from central-southern Acacus (Lybian Sahara)*, in: Cremaschi M., di Lernia S. (Eds.), *Wadi Teshuinat: Palaeoenvironment and prehistory in south-western Fezzan (Lybian Sahara)*, Centro Interuniversitario di Ricerca per le Civiltà e l'Ambiente del Sahara Antico, p. 217.
- DeConto R.M. 2009, *Plate tectonics and climate change*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 784.
- DeConto R.M., Galeotti S., Pagani M., Tracy D., Schaefer K., Zhang T., Pollard D., Beerling D.J., 2012, *Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost*, *Nature*, 484, 87.
- Eglinton T.I., Eglinton G. 2008, *Molecular proxies for paleoclimatology*, *Earth and Planetary Science Letters* 275, 1.
- Ekart D.D., Cerling T.E., Montañez I.P., and Tabor N.J., 1999, *A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleoatmospheric carbon dioxide*, *American Journal of Science*, 299, 805.
- Emiliani C., 1955, *Pleistocene temperatures*, *Journal of Geology*, 63, 538.
- Feakins S.J., deMenocal P.B., Eglinton T.I. (2005) *Biomarker records of late Neogene changes in northeast African vegetation*, *Geology*, 33, 977.
- Feakins S.J., Levin N.E., Liddy H.M., Sieracki A., Eglinton T.I., Bonnefille R. (2013), *Northeast African vegetation change over 12 m.y.*, *Geology* 41, 295.
- Feng F., 2015, *Investigation into the impact of astronomical phenomena on the terrestrial biosphere and climate*, arXiv:1505.07856v1
- Ford H.L., Sossian S.M., Rosenthal Y., Raymo M.E. (2016) *Gradual and abrupt changes during the Mid-Pleistocene transition*, *Quaternary Science Reviews* 148, 222.
- Galeotti S., Krishnan S., Pagani M., Lanci L., Gaudio A., Zachos J.C., Monechi S., Morelli G., Lourens L., 2010, *Orbital chronology of Early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy*, *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 192.
- Gibbons A. 2011a, *A new view of the birth of Homo sapiens*, *Science* 331, 392.
- Gibbons A. (2011b) *Who were the Denisovans?* *Science* 333, 1084.
- Gibbons A. (2013a) *How a fickle climate made us human*, *Science* 341, 474.
- Gibbons A. (2013b) *Stunning skull gives a fresh portrait of early humans*, *Science* 342, 297.
- Giosan L., P.D. Clift, M.G. Macklin, D.Q. Fuller, S. Constantinescu, J.A. Durcan, Th. Stevens, G.A.T. Duller, A.R. Tabrez, K. Gangal, R. Adhikari, A. Alizai, F. Filip, S. VanLaningham, J.P.M. Syvitsky, 2012, *Fluvial landscapes of the Harappan civilization*, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, E1688.

- Goldner A., Herold N., Huber M., 2014, *Antarctic glaciation caused ocean circulation changes at the Eocene-Oligocene transition*, *Nature*, 511, 574.
- Grant K.M. E. J. Rohling, C.B. Ramsey, H. Cheng, R. L. Edwards, F. Florindo, D. Heslop, F. Marra, A. P. Roberts, M. E. Tamisiea, F. Williams 2014, *Sea-level variability over five glacial cycles*, *Nature Communications* 5, N. 5076.
- Greenop R., Foster G.L., Wilson P.A., C.H. Lear, 2014, *Middle Miocene climate instability associated with high-amplitude CO₂ variability*, *Paleoceanography*, 29, 845.
- Hand E., 2015, *Seafloor grooves record the beat of the ice ages*, *Science*, 347, 593.
- Hassan F.A., 2007, *Drought, famine and the collapse of the Old Kingdom: re-reading Ipuwer*, in *The Archaeology and Art of Ancient Egypt, Vol. I, Conseil Suprême des Antiquités de l’Égypte, Le Caire*, p. 357.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J., 1976, *Variations in the Earth’s orbit: pacemaker of the Ice Ages*, *Science*, 194, 1121.
- Henshilwood C.S., d’Errico F., Watts I. (2009), *Engraved ochres from the Middle Stone Age levels at Blombos Cave, South Africa*, *Journal of Human Evolution*, 57, pp. 27-47.
- Higginson M.J. 2009, *Geochemical proxies (non-isotopic)*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 341.
- Hilgen F.J., Abels H.A., Kuiper K.F., Lourens L.J., Wolthers M. 2014a, *Towards a stable astronomical time scale for the Paleocene: aligning Shatsky Rise with Zumaia – Walvis Ridge ODP Site 1262 composite*, *Newsletter on Stratigraphy*, pre-published on-line.
- Hilgen F. J., Hinnov L. A., Abdul Aziz H., Abels H. A., Batenburg S., Bosmans J. H. C., de Boer B., Husing S. K., Kuiper K. F., Lourens L. J., Rivera T., Tuenter E., Van de Wal R. S. W., Wotzlaw J.F., Zeeden C. 2014b, *Stratigraphic continuity and fragmentary sedimentation: the success of cyclostratigraphy as part of integrated stratigraphy*, *Geological Society London, Special Publications*, 404, 157.
- Hinnov L.A. 2000, *New Perspectives on Orbitally Forced Stratigraphy*, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 419.
- Hinnov L.A., Ogg J.G., 2007, *Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale*, *Stratigraphy* 4, n. 2-3, 239.
- Holbourn A., Kuhnt W., Schulz M., Flores J.A., Andersen N., 2007, *Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene “Monterey” carbon-isotope excursion*, *Earth and Planetary Science Letters*, 261, 534.
- Holbourn A., Kuhnt W., Lyle M. Schneider L., Romero O., Andersen N., 2014, *Middle Miocene climate cooling linked to intensification of eastern equatorial Pacific upwelling*, *Geology*, 42, 19.

- Hope Jahren A., Sternberg L.S.L. 2002, *Eocene meridional weather patterns reflected in the oxygen isotopes of Arctic Fossil Wood*, GSA Today, January 2002, 4.
- Hublin J.J., Ben-Ncer A., Bailey S.E., Freidline S.E., Neubauer S. et al. (2017) *New fossils from Jebel Irhoud, Morocco and the pan-African origin of Homo sapiens*, Nature 546, 289.
- Huybers P., Langmuir C., Katz R.F., Ferguson D., Proistosescu C., Carbotte S., 2016, *Comment on "Sensitivity of seafloor bathymetry to climate-driven fluctuations in mid-ocean ridge magma supply"*, Science, 352, 1405-b.
- Jansen E., J. Overpeck, K. R. Briffa, J. C. Duplessy, F. Joos, V. Masson-Delmotte, D. Olago, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier & S. Rahmstorf, 2007, *Chapter 6. Palaeoclimate*, in S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor & H. L. Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Jo K., K.S. Woo, S. Yi, D.Y. Yang, H. S. Lim, Y. Wang, H. Cheng, R.L. Edwards 2014, *Mid-latitude interhemispheric hydrologic seesaw over the past 550,000 years*, Nature, 508, 378.
- Johanson D.C., White T.D., Coppens Y. (1978) *A new species of the genus Australopithecus (Primates: Hominidae) from the Pliocene of Eastern Africa*, Kirtlandia, n. 28, p. 1-14.
- Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J.M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J.C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J.P. Steffensen, B. Stenni, T.F. Stocker, J.L. Tison, M. Werner, and E.W. Wolff. 2007, *Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years*, Science, Vol. 317, No. 5839, pp.793-797.
- Kanipe J. 2006, *A cosmic connection*, Nature 443, 141
- Kawamura K., F. Parrenin, L. Lisiecki, R. Uemura, F. Vimeux, J.P. Severinghaus, M. A. Hutterli, T. Nakazawa, S. Aoki, J. Jouzel, M.E. Raymo, K. Matsumoto, H. Nakata, H. Motoyama, S. Fujita, K. Goto-Azuma, Y. Fuji, O. Watanabe 2007, *Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years*, Nature 448, 912.
- Keeling C.D, Whorf T. 2000, *The 1,800-year oceanic tidal cycle: A possible cause of rapid climate change*, Proceedings of the National Academy of Sciences 97, 3814.
- Kerr R.A., 2010, *Snowball Earth has melted back to a profound wintry mix*, Science, 327 1186
- Kingston J.D. (2007) *Shifting adaptive landscapes: Progress and challenges in reconstructing early hominid environments*, Yearbook of Physical Anthropology 50, 20.

- Kirkby J., Curtius J., Almeida J., Dunne E., Duplissy J. et al., 2011, *Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation*, Nature, 476, 429.
- Kirschvink J.L., *Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the Snowball Earth*, in The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study, J. W. Schopf, C. Klein, D. Des Maris, Eds. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1992), p. 51.
- Kuiper K.F., Deino A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Renne P.R., Wijbrans J.R. 2008, *Synchronizing rock clock of Earth history*, Science, 320, 500.
- Kuiper K.F., Hilgen F.J., Steenbrink J., Wijbrans J.R., 2004, *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tephra intercalated in astronomically tuned Neogene sedimentary sequences in the eastern Mediterranean*, Earth and Planetary Science Letters, 222, 583.
- Kuper R., Kröpelin S., 2006, *Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: motor of Africa's evolution*, Science, 313, 803.
- Lambeck K., Esat T.M., Potter E.K. 2002, *Links between climate and sea levels for the past three million years*, Nature, 419, 199.
- Lambert F., B. Delmonte, J.R. Petit, M. Bigler, P.R. Kaufmann, M.A. Hutterli, T.F. Stocker, U. Ruth, J.P. Steffensen, V. Maggi 2008, *Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core*, Nature, 452, 616.
- Laskar J., 1986, *Secular terms of classical planetary theories using the results of general theory*, Astronomy & Astrophysics, 157, 59.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B., 2004, *A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth*, Astronomy & Astrophysics, 428, 261.
- Laskar J., Fienga A., Gastineau M., Manche H., 2011a, *La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth*, Astronomy & Astrophysics 532, A89.
- Laskar J., Gastineau M., Delisle J.-B., Farrés A., Fienga A., 2011b, *Strong chaos induced by close encounters with Ceres and Vesta*, Astronomy & Astrophysics 532, L4.
- Lawler A., 2012, *Uncovering civilization's roots*, Science 335, 790.
- Lee Thorp Lee-Thorp J.A., Sponheimer M., Passey B.H., de Ruiter D.J., Cerling T.E. (2010) *Stable isotopes in fossil hominin tooth enamel suggest a fundamental dietary shift in the Pliocene*, Phil. Trans. R. Soc. B 365, 3389–3396
- Leshner A.I., 2015, *Bridging the opinion gap*, Science, 347, 459.
- Levin N.E. (2015) *Environment and climate of early human evolution*, Annual Reviews Earth Planetary Science, 43, 405
- Lisiecki, L.E., Raymo M.E. 2005, *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records*, Paleoceanography, 20, PA1003.

- Liu W., Martinón-Torres M., Cai Y., Xing S., Tong H. et al. (2015) *The earliest unequivocally modern humans in southern China*, *Nature* 526, 696.
- Liverani M. (2011) *Antico oriente. Storia società economia*. Editori Laterza, Roma-Bari.
- Lordkipanidze D., Ponce de Leon M.S., Margvelashvili A., Rak Y., Rightmire G.P. (2013) *A complete skull from Dmanisi, Georgia, and the evolutionary biology of early Homo*, *Science* 342, 326.
- Lourens L.J., Wehausen R., Brumsack H.J., 2001, *Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past three million years*, *Nature* 409, 1029.
- Lourens L.J., Sluijs A., Kroon D., Zachos J.C., Thomas E., Röhl U., Bowles J, Raffi I., 2005, *Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events*, *Nature* 435, 1083.
- MacFadden B.J., Solounias N., Cerling T.E., 1999, *Ancient Diets, Ecology, and Extinction of 5-Million-Year-Old Horses from Florida*, *Science*, 283, 824–827.
- Marshall M.H., Lamb H.F., Huws D., Davies S.J., Bates R., Bloemendal J., Boyle J., Leng M.J., Umer M., Bryant C., 2011, *Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile*, *Global and Planetary Change*, 78, 147
- Maslin M.A., Brierley C.M., Milner A.M., Shultz S., Trauth M.H., Wilson K.E. (2014) *East African climate pulses and early human evolution*, *Quaternary Science Reviews*, 101, 1.
- Maslin M.A., Shultz S., Trauth M.H. (2015) *A synthesis of the theories and concepts of early human evolution*, *Philosophical Transactions Roy. Soc. B* 370, 20140064.
- McDougall I., Brown F.H., Fleagle J.G. 2005, *Stratigraphic placement and age of modern humans from Kibish, Etiopia*, *Nature* 433, 733
- McInerney F.A., Wing S.L., 2011, *The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: a perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future*, *Annual Review Earth and Planetary Science*, 39, 499
- Meckler A.N., D. M. Sigman, K. A. Gibson, R. François, A. Martínez-García, S. L. Jaccard, U. Röhl, L. C. Peterson, R. Tiedemann, G. H. Haug, 2013, *Deglacial pulses of deep-ocean silicate into the subtropical North Atlantic Ocean*, *Nature*, 495, 495.
- Melott A.L. 2015, *Comment on “Investigations into the impact of astronomical phenomena on the terrestrial biosphere and climate” (arXiv:1505.07856[astro-ph.EP]) by Fabo Feng*, arXiv: 1506.01626.
- Melott A.L. Bambach R.K. 2014, *Analysis of periodicity of extinction using the 2012 geological time scale*, *Paleobiology* 40, 177; arXiv: 1310.4712v3
- Meyers P.A. 2009, *Organic geochemical proxies*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 659.

- Mohtadi M., Prange M., Steinke S. 2016, *Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall*, Nature, 533, 191.
- Montes C., Cardona A., Jaramillo C., Pardo A., Silva J.C., Valencia V., Ayala C., Perez-Angel L.C., Rodriguez-Parra L.A., Ramirez V., Niño H., 2015, *Middle Miocene closure of the Central American Seaway*, Science, 348, 226.
- Morgan V.I. 2009, *Antarctic Cold Reversal*, in: V. Gornitz (ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments, Springer, p. 22.
- O’Dea A., Lessios H.A., Coates A.G., Eytan R.I., Restrepo-Moreno S.A., Cione A.L., Collins L.S., de Queiroz A., Farris D.W., Norris R.D., Stallard R.F., Woodburne M.O., Aguilera O., Aubry M.P., Berggren W.A., Budd A.F., Cozzuol M.A., Coppard S.E., Duque-Caro H., Finnegan S., Gasparini G.M., Grossman E.L., Johnson K.G., Keigwin L.D., Knowlton N., Leigh E.G., Leonard-Pingel J.S., Marko P.B., Pyenson N.D., Rachello-Dolmen P.G., Soibelzon E., Soibelzon L., Todd J.A., Vermeij G.J., Jackson J.B.C. 2016, *Formation of the Isthmus of Panama*, Science Advances, 2: e1600883.
- Olive J.-A., Behn M.D., Ito G., Buck W.R., Escartín J., Howell S. 2015, *Sensitivity of seafloor bathymetry to climate-driven fluctuations in mid-ocean ridge magma supply*, Science, 350, 310.
- Olive J.-A., Behn M.D., Ito G., Buck W.R., Escartín J., Howell S. 2016, *Response to Comment on “Sensitivity of seafloor bathymetry to climate-driven fluctuations in mid-ocean ridge magma supply”*, Science, 352, 1405-c.
- Orombelli G. (1997) *Recenti progressi nella valutazione del paleoclima: le variazioni climatiche negli ultimi 150.000 anni*, in: La Terra nel Sistema Solare (lezioni), Milano, Istituto Lombardo di Scienze e Lettere p. 73.
- Osborne C. P., Beerling D. J. 2006, *Nature's green revolution: the remarkable evolutionary rise of C4 plants*, Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences 361, 173.
- Pagani M. 2009, *Alkenones*, in: V. Gornitz (ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments, Springer, p. 4.
- Parker A.G., Goudie A.S., Stokes S., White K., Hodson M.J., Manning M., Kennet D. 2006, *A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia*, Quaternary Research, 66, 465.
- Passey B.H., Levin N.E., Cerling T.E., Brown F.H., Eiler J.M. (2010) *High-temperature environments of human evolution in East Africa based on bond ordering in paleosol carbonates*, Proceedings of the National Academy of Sciences United States of America 107, 11.245.
- Pearson P.N., McMillan I.K., Wade B.S., Jones T.D., Coxall H.K., Bown P.R., Lear C.H., 2008, *Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania*, Geology, 36, 179.

- Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, J. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman & M. Stievenard. 1999, *Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica*, Nature 399, 429.
- Petraglia M.D., Rose J.I. (eds.) 2009, *The evolution of human populations in Arabia*, Springer.
- Pollock S. 1999, *Ancient Mesopotamia*, Cambridge Univ. Press.
- Pollock S. 2001, *The Uruk period in southern Mesopotamia*, in M.S. Rothman (ed.), *Uruk Mesopotamia and its neighbors: cross-cultural interactions in the era of state formation*. Santa Fe: SAR Press, 181–231.
- Potts R. 2013, *Hominin evolution in settings of strong environmental variability*, Quaternary Science Reviews, 73, 1.
- Premoli Silva I. (1997) *Sedimenti e variazioni cicliche*, in: *La Terra nel Sistema Solare (lezioni)*, Milano, Istituto Lombardo di Scienze e Lettere p. 99.
- Rahmstorf S., 2003, *Timing of abrupt climate change: a precise clock*, Geophysical Research Letters, 30, 1510.
- Ravelo A.C., Andreasen D.H., Lyle M., Lyle A.O., Wara M.W. (2004) *Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch*, Nature 429, 263.
- Renfrew, C. 2007, *Prehistory. The making of the human mind*, London, Phoenix, Orion Books Ltd; trad. it., 2011, *Preistoria. L'alba della mente umana*, Torino, Einaudi.
- Rich T.H., Vickers-Rich P. 2009, *Animal proxies, vertebrates*, in: V. Gornitz (ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*, Springer, p. 13.
- Ries J. (2007) *L'uomo religioso e la sua esperienza del sacro*, Opera Omnia Vol. III, Milano, Jaca Book.
- Robinson J.R., Rowan J., Campisano C.J., Wynn J.G., Reed K.E. (2017) *Late Pliocene environmental change during the transition from Australopithecus to Homo*, Nature Ecology & Evolution doi:10.1038/s41559-017-0159
- Royer D.L., 2006, *CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic*, Geochimica and Cosmochimica Acta 70, 5665.
- Royer D.L., Berner R.A., Montanez I.P., Tabor N.J., Beerling D.J., 2004, *CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate*, GSA Today, 14, n. 3, 4
- Sachs J.P., Pahnke K., Smittenberg R., Zhang Z., 2013, *Biomarker indicators of past climate*, in A.E. Scott, C.J. Mock (eds.): *Encyclopedia of Quaternary Science*, Vol. 2, p. 775.
- Sansjofre P., Ader M., Trindade R.I.F., Elie M., Lyons J., Cartigny P., Nogueira

- A.C.R. 2011, *A carbon isotope challenge to the snowball Earth*, Nature, 478, 93.
- Sarewitz D. 2014, *Science should keep out of partisan politics*, Nature, 516, 9.
- Schug G.R., Blevins K.E., Cox B., Gray K., Mushrif-Tripathy V., 2013, *Infection, disease, and biosocial processes at the end of the Indus Civilization*, PLOS ONE 8, e84814
- Scozzari R., A. Massaia, B. Trombetta, G. Bellusci, N.M. Myres, A. Novelletto, F. Cruciani 2014, *An unbiased resource of novel SNP markers provides a new chronology for the human Y chromosome and reveals a deep phylogenetic structure in Africa*, Genome Research 24, 535.
- Shaviv N.J., Veizer J., 2003, *Celestial driver of Phanerozoic climate?*, GSA Today, 13, n. 7, 4.
- Shen S.Z., J.L. Crowley, Y. Wang, S.A. Bowring, D.H. Erwin, P.M. Sadler, C.Q. Cao, D.H. Rothman, C.M. Henderson, J. Ramezani, H. Zhang, Y. Shen, X.D. Wang, W. Wang, L. Mu, W.Z. Li, Y.G. Tang, X.L. Liu, L.J. Liu, Y. Zeng, Y.F. Jiang, Y.G. Jin, 2011, *Calibrating the End-Permian Mass Extinction*, Science, 334, 1367.
- Shi F., Li J., Wilson R.J.S. 2014, *A tree-ring reconstruction of the South Asian summer monsoon index over the past millennium*, Scientific Reports 4:6739, www.nature.com
- Sirocko F., Seelos K., Schaber K., Rein B., Dreher F., Diehl M., Lehne R. Jager K., Krbetschek M., Degering D., 2005, *A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception*, Nature, 436, 833.
- Sluijs A., Zeebe R.E., Bijl P.K., Bohaty S.M. 2013, *A middle Eocene carbon cycle conundrum*, Nature Geoscience 6, 429.
- Smith M.E., Carroll A.R., Scott J.J., Singer B.S., 2014, *Early Eocene carbon isotope excursions and landscape destabilization at eccentricity minima: Green River Formation of Wyoming*, Earth and Planetary Science Letters, 403, 393
- Spiegel D.S., Raymond S.N., Dressing C.D., Scharf C.A., Mitchell J.L., 2010, *Generalized Milankovitch Cycles and Long-Term Climatic Habitability*, Astrophysical Journal, 721, 1308.
- Stanley J.D., Krom M.D., Cliff R.A., Woodward J.C., 2003, *Short contribution: Nile flow failure at the of the Old Kingdom, Egypt: strontium isotopic and petrologic evidence*, Geoarchaeology, 18, 395.
- Sugden D.E., McCulloch R.D., Bory A.J.M., Hein A.S., 2009, *Influence of Patagonian glaciers on Antarctic dust deposition during the last glacial period*, Nature Geoscience 2, 281.
- Summerhayes G.R., Leavesley M., Fairbarn A., Mandui H., Field J., Ford A., Fullagar R., 2010, *Human adaptation and plant use in Highland New Guinea 49000 to 44000 years ago*, Science 330, 78.
- Sutikna T., Tocheri M.W., Morwood M.J., Wahyu Saptomo E., Jatmiko, Due Awe

- R., Wasisto S., Westaway K.E., Aubert M., Li B., Zhao J., Storey M., Alloway B.V., Morley M.W., Meijer H.J.M., van den Bergh G.D., Grün R., Dosseto A., Brumm A., Jungers W.L., Roberts R.G. 2016, *Revised stratigraphy and chronology for Homo floresiensis at Liang Bua in Indonesia*, Nature, 532, 366.
- Thomson D.J. 2009, *Time-series analysis of paleoclimate data*, in: V. Gornitz (ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments, Springer, p. 949.
- Tollefson J. 2010, *An erosion of trust?*, Nature, 466, 24.
- Tolstoy M. 2015, *Mid-ocean ridge eruptions as a climate valve*, Geophysical Research Letters, 42, 1346
- Trauth M.H., Maslin M.A., Deino A., Strecker M.R. (2005) *Late Cenozoic moisture history of East Africa*, Science 309, 2051.
- Upadhyay D., Biebel M., Caraveo C., Gomis E., Hailemichael M. et al. (2017) *Testing hypotheses for the role of climate change in hominin evolution using the geochemistry of carbonates from the East African Rift system*, GSA Annual Meeting in Seattle, Washington, Paper No. 309-7, poster (handout).
- Van den Bergh G.D., Kaifu Y., Kurniawan I., Kono R.T., Brumm A., Setiyabudi E., Aziz F., Morwood M.J. 2016, *Homo floresiensis-like fossils from the early Middle Pleistocene of Flores*, Nature, 534, 245.
- Van Der Meer D.G., Zeebec R.E., van Hinsbergen D.J.J., Sluijs A., Spakman W., Torsvik T.H. 2014, *Plate tectonic controls on atmospheric CO₂ levels since the Triassic*, PNAS 111, 4380.
- Varadi F., Runnegar B., Ghil M., 2003, *Successive Refinements in Long-Term Integrations of Planetary Orbits*, Astrophysical Journal, 592, 620.
- Vrba E.S. (1988) *Late Pliocene climatic events and hominid evolution*, in F. Grine (ed.) Evolutionary history of the 'Robust' Australopithecines, Berlin, De Gruyter, p. 405.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Bjorck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J., 2009, *Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records*, Journal of Quaternary Science, 24, 3.
- Wang P., Li Q. 2009, *Monsoons: pre-Quaternary*, in: V. Gornitz (ed.), Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments, Springer, p. 583.
- Wang Y., H. Cheng, R.L. Edwards, Y. He, X. Kong, Z. An, J. Wu, M.J. Kelly, C.A. Dykoski, X. Li, 2005, *The Holocene Asian Monsoon: links to Solar Changes and North Atlantic climate*, Science, 308, 854.

- Wang Y., H. Cheng, R.L. Edwards, X. Kong, X. Shao, S. Chen, J. Wu, X. Jiang, X. Wang, Z. An, 2008, *Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years*, *Nature*, 451, 1090.
- Wang Y., Zheng J., Zhang W., Li S., Liu X., Yang X., Liu Y., 2012, *Cenozoic uplift of the Tibetan Plateau: evidence from the tectonic-sedimentary evolution of the western Qaidam Basin*, *Geoscience Frontiers*, 3, 175.
- Watkins T., 2010, *New light on Neolithic revolution in south-west Asia*, *Antiquity* 84, 621.
- Wenxiang W., Tungsheng L. 2004, *Possible role of the "Holocene Event 3" on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain in China*, *Quaternary International*, 117, 153.
- Willcox G., 2013, *The roots of cultivation in Southwestern Asia*, *Science*, 341, 39.
- Wu H., Zhang S., Hinnov L.A., Jiang G., Feng Q., Li H., Yang T., 2013, *Time-calibrated Milankovitch cycles for the late Permian*, *Nature Communications*, 4, N. 2452
- Wu X., Zhang C., Goldberg P., Cohen D., Pan Y., Arpin T., Bar-Yosef O., 2012, *Early Pottery at 20,000 Years Ago in Xianrendong Cave, China*, *Science*, 336, 1696.
- Wynn J.G. (2004) *Influence of Plio-Pleistocene aridification on human evolution: evidence from paleosols of the Turkana Basin, Kenya*, *Am. J. Phys. Anthropol.* 123, 106.
- Xu Z., Lohmann G., Knorr G., Purcell C., 2014, *Abrupt climate shifts controlled by ice sheet changes*, *Nature*, 512, 290.
- Zachos J.C., Dickens G.R., Zeene R.E. 2008, *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics*, *Nature* 451, 279.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. 2001a, *Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present*, *Science*, 292, 686.
- Zachos J.C., Shackleton N.J., Revenaugh J.S., Pälike H., Flower B.P., 2001, *Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary*, *Science*, 292, 274
- Zachos J.C., Röhl U., Schellenberg S.A., Sluijs A., Hodell D.A., Kelly D.C., Thomas E., Nicolo M., Raffi I., Lourens L.J., McCarren H., Kroon D. 2005, *Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum*, *Science*, 308, 1611
- Zhang S., Wang X., Hammarlund E.U., Wang H., Costa M.M., Bjerrum C.J., Connelly J.N., Zhang B., Bian L., Canfield D.E. 2015, *Orbital forcing of climate 1.4 billion years ago*, *PNAS* 112, E1406.