

## Capitolo primo

### Clima domestico

Il processo prende in esame fatti accaduti in un arco di tempo molto ampio e, a costo di suscitare perplessità nella giuria e proteste da parte della difesa, il pubblico ministero si rifà all'infanzia, anzi alla nascita del suo imputato, e oltre. È una storia che si snoda attraverso un periodo di oltre sei milioni di anni e che va indietro fino al momento in cui l'uomo, o almeno i suoi antenati più lontani, si sono separati definitivamente da altri membri del club dei Primati. Una storia turbolenta che inizia nella parte finale del Cenozoico, l'ultima delle grandi ere geologiche, e percorre parte del Pliocene (da 5,3 a 2,6 milioni di anni) e tutto il Pleistocene (da 2,6 milioni a 12 000 anni fa) per completarsi nell'Olocene, tra 10 000 anni fa e i nostri giorni. Le origini biologiche degli «uomini moderni» risalgono a circa 200 000 anni fa, mentre le basi del nostro pensiero erano probabilmente già formate almeno 50 000 anni fa. È nel corso delle complesse vicende geologiche, climatiche ed ecologiche che attraversano questo lungo periodo – breve se lo si confronta con l'età del pianeta oggi stimata a oltre 4 600 000 000 di anni – che si afferma la natura biologica e la personalità culturale del presunto colpevole. Che tipo di mondo era quello? Quali sconvolgimenti ambientali accompagnarono l'origine e l'evoluzione di questo gruppo di Primati fino alla comparsa e alla diffusione globale dell'uomo moderno?

#### 1. *Gelide spie.*

La cittadina di Mazzarino, nell'entroterra della Sicilia meridionale, ha una lunga storia segnata da eventi drammatici di guerre e distruzioni, alternate a brevi periodi di pace e tranquillità. Dai primi abitanti Siculi ai Cartaginesi, dai Greci ai Romani, dagli Arabi ai Normanni, ogni vincitore ha tolto o aggiunto qualcosa e le

ha cambiato aspetto e nome. Ma vicino a questa perla del barocco siciliano c'è un rilievo di soli 500 m sul livello del mare, chiamato esageratamente monte, il Gibliscemi, i cui fianchi rocciosi scoperti dall'erosione rivelano una storia di alternanze ben più remote. Le rocce del Gibliscemi, come quelle di varie località dell'Italia meridionale, mostrano una fitta zebratura di bande orizzontali o quasi orizzontali, chiare e scure, che si succedono dall'alto in basso per decine di metri. I geologi hanno capito di cosa si tratta: i vari strati corrispondono a differenti fasi di deposizione dei sedimenti sul fondo di un antico Mare Mediterraneo durante il Miocene, una delle epoche del Cenozoico. Gli strati chiari coincidono con periodi di normale ossigenazione del mare, mentre quelli scuri, che i geologi chiamano sapropeliti, si sono depositati durante periodi di scarsa ossigenazione dei fondali, dovuti alla stagnazione prodotta dall'apporto di ingenti quantità di acqua dolce da parte dei fiumi africani che sboccavano nel Mediterraneo. È possibile assegnare un'età ai vari strati utilizzando come orologi l'uranio, il torio o l'argon contenuti nelle rocce, che decadono con andamento costante emettendo radiazioni, e scoprire così che l'alternanza tra strati chiari e sapropeliti ci racconta una lunga e tormentata storia di variazioni climatiche verificatesi in Africa tra 9 e 7 milioni di anni fa. La cronologia esatta degli eventi rivela che l'alternanza dei periodi di aridità e di umidità nell'Africa del Miocene seguiva cicli di circa ventimila anni e che l'intensità delle precipitazioni, legate ai venti monsonici, aumentava o diminuiva con un ritmo di più lungo periodo, di circa quattrocentomila anni.

Non sempre abbiamo la fortuna che il sollevamento dei rilievi, provocato dalla collisione tra le zattere della crosta terrestre galleggianti sul sottostante mantello semifluido, ci offra la possibilità di leggere gli strati della sedimentazione marina facendo una passeggiata in campagna. Per ampliare la conoscenza sulla stratificazione delle sapropeliti, o di altre formazioni rocciose che ci possano dare informazioni sugli eventi climatici del passato, bisogna quindi andarsene a cercare laddove si sono formate: sul fondo degli oceani. Dalla metà del secolo scorso vari gruppi internazionali di geologi si sono dati alle crociere e con apposite navi, munite di straordinari impianti di trivellazione, sono andati in giro per il mondo a bucare i fondali oceanici per estrarne carote di sedimenti profonde decine o centinaia di metri. Da questi archivi, fatti di strati di rocce sedimentarie, si sono ricavate le informazioni che hanno permesso a poco a poco di ricostruire gran parte della storia climatica della

Terra nel periodo che ci interessa, l'Era Cenozoica, tra 65 milioni di anni fa e oggi. Quali sono le informazioni che servono per ricostruire questa storia? Gli studiosi dei climi del passato utilizzano il termine *proxy* per indicare le caratteristiche chimiche e fisiche del campione di roccia che testimoniano quali fossero le condizioni al momento della sua formazione, o da dove provenivano i materiali che si sono depositati in quel punto. Insomma, una o più caratteristiche che fanno la spia su quelle che dovevano essere le condizioni climatiche del momento, come la temperatura, l'intensità delle precipitazioni, le correnti aeree e marine. La paleoclimatologia ha messo a punto una serie impressionante di proxy che permettono di ricostruire nei dettagli le vicende climatiche del passato in una determinata regione. I metodi di datazione assoluta, basati sul decadimento radioattivo, hanno poi permesso di collegare tra loro le serie stratigrafiche e i relativi proxy di regioni anche molto distanti della Terra, dai Poli all'Equatore, facilitando così la ricostruzione delle variazioni globali del clima nelle ultime decine o centinaia di milioni di anni.

Un geologo italiano, negli anni cinquanta del Novecento, ebbe un'idea geniale: farsi dire qual era la temperatura del mare milioni di anni fa da piccoli organismi marini unicellulari protetti da un guscio calcareo. Cesare Emiliani conosceva bene questi organismi, i Foraminiferi, che i geologi hanno sempre utilizzato per ricostruire la storia degli strati dei fondali marini, ma decise di sfruttarne una caratteristica molto intima: il peso dell'atomo di ossigeno contenuto nelle molecole di carbonato di calcio che compongono i loro gusci. L'ossigeno, come molti altri atomi, è presente in natura sotto diverse forme fisiche, gli isotopi, cioè atomi con ugual numero di protoni e di elettroni e quindi con uguale comportamento chimico, ma con differente numero di neutroni e quindi di peso diverso. Dell'ossigeno esistono tre isotopi stabili, tutti con 8 protoni e 8 elettroni, ma con 8, 9 e 10 neutroni, rispettivamente:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ . Circa il 99,76 per cento di tutto l'ossigeno presente nelle varie parti del pianeta è rappresentato da  $^{16}\text{O}$ , seguito da  $^{18}\text{O}$  che è presente per circa 0,2 per cento, mentre il resto è  $^{17}\text{O}$ . Emiliani ebbe l'idea di sfruttare il fatto che, quando i Foraminiferi formano il loro guscio calcareo, il rapporto quantitativo tra gli isotopi dell'ossigeno che vi entrano non è esattamente uguale a quello presente nell'acqua, ma varia in funzione della temperatura: tanto più fa freddo tanto maggiore è la quantità di  $^{18}\text{O}$  rispetto all'ambiente. Il rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  potrebbe essere quindi un buon

paleotermometro. Le prime prove per vedere se il sistema funzionava furono eseguite su carote di sedimenti estratte dai fondali del Mar dei Caraibi e rivelarono una successione di periodi caldi e freddi che, partendo dal presente, andavano indietro nel tempo di centinaia di migliaia di anni, a coprire una buona parte del Pleistocene. Fu coniato il termine di stadio isotopico marino (MIS, Marine Isotope Stage), con una numerazione che va da uno a un numero che è tanto più grande quanto più si approfondiscono le trivellazioni. Nella serie di Emiliani i MIS dispari corrispondono a periodi di clima relativamente caldo, mentre quelli pari segnano periodi più freddi. Tra i periodi più interessanti ai fini della nostra vicenda umana ci sono quelli della serie MIS1-MIS6, cioè tra oggi e circa 190 000 anni fa. Il bello è che una ricostruzione delle paleotemperature fatta, ad esempio, con campioni di Barbados, è sostanzialmente in linea con una fatta in ogni altra parte del pianeta; quindi i MIS fotografano variazioni di clima a livello globale, oltre che regionale.

Il rapporto tra isotopi dell'ossigeno rivela però anche un altro aspetto della storia della Terra: l'estensione delle masse di ghiacci. Le molecole d'acqua contenenti l'isotopo più leggero  $^{16}\text{O}$  hanno infatti una maggiore facilità a evaporare dalla superficie oceanica e a circolare come vapor d'acqua in atmosfera. Questa momentanea fuga dagli oceani viene a terminare con le precipitazioni e lo scorrimento delle acque interne che tornano al mare, ma se l'acqua viene bloccata sotto forma di ghiaccio nelle calotte polari, o sulle montagne, l'equilibrio non si ristabilisce e negli oceani si concentra una quantità relativamente maggiore di  $^{18}\text{O}$ . Quindi il rapporto tra i due isotopi porta due informazioni: la temperatura e la quantità di ghiacci presenti sulla Terra. Ad esempio, il MIS2 corrisponde al massimo dell'ultima glaciazione di poco più di 20 000 anni fa, mentre il MIS5 comprende la fase interglaciale di circa 125 000 anni fa, cioè quella precedente all'attuale. Insomma il  $\delta^{18}\text{O}$ , come lo indicano gli addetti ai lavori, è il proxy ideale per stabilire l'esatta successione dei periodi glaciali e interglaciali, per la cui ricostruzione i paleoclimatologi, prima del geniale Emiliani, si erano sempre arrampicati un po' sugli specchi.

Cos'altro si può leggere negli strati che vengono estratti nelle campagne oceanografiche del *Deep Ocean Drilling*? Per esempio la quantità delle polveri terrigene, cioè dei materiali trasportati dai venti che spirano sulle masse continentali prima di allungare il proprio percorso in mare aperto. Questo dà varie indicazioni,

perché ci informa sia sulla variazione delle correnti aeree, quindi delle dinamiche atmosferiche del passato, che sui periodi di umidità-aridità: più polveri, più aridità, più venti. La firma chimica e fisica delle polveri ci dice poi da dove venivano quando sono finite in mare. È stato così possibile ricostruire la dinamica delle grandi correnti aeree, come gli alisei o i monsoni, che spiravano centinaia di migliaia o milioni di anni fa su Africa, Arabia, India, Cina e Mediterraneo e dei climi di quelle regioni nei periodi critici dell'evoluzione umana.

I proxy giusti possono dare informazioni dirette anche sulla struttura degli ecosistemi, aiutandoci cioè a passare dalla paleoclimatologia alla paleoecologia. Tra questi c'è un analogo del rapporto tra isotopi dell'ossigeno, basato però sul carbonio, l'elemento fondamentale delle molecole presenti in tutti gli organismi viventi. Anche per il carbonio vale la stessa storia: ne esistono diversi isotopi differentemente presenti nell'ambiente. I principali isotopi stabili sono il  $^{12}\text{C}$  e il  $^{13}\text{C}$ , di cui il primo è il più abbondante, con il 98,93 per cento. C'è anche un isotopo instabile del carbonio, il  $^{14}\text{C}$ , che viene prodotto dalla collisione della radiazione cosmica sul  $^{12}\text{C}$  nella stratosfera e poi si trasforma per decadimento radioattivo in azoto. Ma questa è una storia che ci servirà più tardi. Tra il  $^{12}\text{C}$  e il  $^{13}\text{C}$  la ripartizione interessante riguarda le piante. Piante diverse hanno meccanismi di fotosintesi differenti. Le piante dei climi freddi hanno una fotosintesi che fissa il carbonio atmosferico in molecole a tre atomi di carbonio e sono dette  $\text{C}_3$ , mentre quelle di climi relativamente più caldi lo fissano in molecole a quattro atomi di carbonio e sono dette  $\text{C}_4$ . Entrambi i tipi di piante discriminano a favore dell'isotopo di carbonio più pesante, il  $^{13}\text{C}$ , ma quelle con fotosintesi  $\text{C}_3$  lo fanno maggiormente di quelle  $\text{C}_4$ . Quindi il rapporto  $\delta^{13}\text{C}$  distingue tra piante di ambienti freddi e di ambienti caldi. I residui delle piante contenuti nelle polveri terrigene dei fondali oceanici o nei carbonati biogenici dei suoli di una determinata regione consentono quindi di stabilire come è variato nel tempo il rapporto tra i differenti tipi di piante e, ad esempio, ha permesso di ricostruire l'alternanza tra ecosistemi a prateria, savana e foresta tropicale nell'Africa durante il Pliocene e il Pleistocene, quando i Primati si esercitavano a diventare uomini.

Un proxy eccezionalmente informativo dell'assetto climatico ed ecologico a livello regionale è rappresentato dal polline. Molto resistenti alla degradazione e facilmente distinguibili tra loro sulla base della forma, i pollini delle varie piante, trasportati dai ven-

ti, si stratificano nel terreno, nei sedimenti dei laghi, nei fondali oceanici. La palinologia utilizza queste piccole spie botaniche per ricostruire con straordinario dettaglio le successioni vegetazionali nelle varie parti del pianeta, soprattutto nei periodi del Pleistocene e dell'Olocene, e per metterle in relazione con le variazioni climatiche ottenute con gli altri proxy. Da carote di sedimenti estratte al largo del Portogallo, ad esempio, si può osservare come in un film la transizione da una vegetazione steppica siberiana a una costituita da macchia mediterranea, che si verificò in Europa tra la fine del penultimo stadio glaciale e l'inizio di quel caldo periodo Eemiano di circa 130 000 anni fa che rappresenta un analogo della fase climatica in cui viviamo adesso. Oppure osservare come circa 12 millenni fa, già nella fase di riscaldamento dopo l'ultima grande glaciazione, l'uomo moderno, definitivamente affermato, si in tutta l'Eurasia, abbia dovuto affrontare un brusco ritorno alle condizioni glaciali. La piccola glaciazione del Dryas Recente (*Younger Dryas*) ha questo nome perché è stata rivelata dalla presenza, negli strati sedimentari risalenti a quel periodo, dei pollini della *Dryas octopetala*, una pianticella della tundra fredda, che in corrispondenza di quella fase climatica si estese anche alle latitudini più meridionali dell'Europa.

Tra i paleoclimatologi, però, da un po' di tempo si è diffuso l'hobby di chi riesce a estrarre il ghiacciolo più lungo dalle calotte polari. È uno sport un po' costoso, che richiede un lavoro di squadra straordinario e tanto allenamento, per vivere mesi in piccoli laboratori situati nel mezzo della Groenlandia o nel cuore dell'Antartide, con temperature esterne fino a  $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ma ne vale la pena, perché i ghiacci, come i sedimenti marini, sono dei fantastici archivi del clima del passato. Una carota di ghiaccio antartico è come una capsula temporale, che ci permette viaggi di centinaia di migliaia di anni a ritroso nel tempo. Il primo a tirar fuori uno sgangherato ghiacciolo di 25 m dai ghiacci della Groenlandia nordorientale, nella prima metà del Novecento, usando una specie di enorme cavatappi, fu il celebre geologo Alfred Wegener, il padre della sofferta ma fortunatissima teoria della deriva dei continenti. Dopo di lui varie squadre internazionali hanno preso a bucare ghiacci in varie località della Groenlandia e dell'Antartide, fino a profondità di oltre 3000 m, corrispondenti a età di molte centinaia di migliaia di anni. Le trivellazioni antartiche più profonde sono quelle della stazione russa di Vostock, dove nel 2003 si è bucato fino a 3623 m. La carota di Vostok copre un intervallo di 420 000

anni. Anche il gruppo internazionale EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), finanziato dalla Comunità Europea, ha trivellato in varie località dell'Antartide e il buco più profondo lo ha fatto a Dome C, circa 560 km da Vostok, dove si è raggiunto il fondo dello strato di ghiaccio a una profondità di 3270 m, pari a un'età di quasi ottocentomila anni! La corrispondenza tra profondità ed età viene ottenuta con modelli di deposizione del manto nevoso e di compressione progressiva degli strati. Ci sono poi metodi che permettono di fissare alcuni punti di riferimento temporale lungo la colonna di ghiaccio, rappresentati da tracce di eventi riconoscibili da chiare firme chimiche o fisiche, come le eruzioni di grandi vulcani, di cui si conosce la datazione assoluta per altre vie.

Quali sono i proxy che i paleoclimatologi vanno a studiare nelle carote dei ghiacci? Un po' come nel caso dei sedimenti marini, si utilizza il  $\delta^{18}\text{O}$ , che in questo caso, oltre alla estensione delle calotte polari al momento della nevicata associata allo strato, ne rivela anche la temperatura atmosferica. Si ricostruiscono periodi di diversa intensità glaciale corrispondenti ai MIS, ma in questo caso si parla di OIS (Oxygen Isotope Stage). La temperatura dell'atmosfera al momento della precipitazione nevosa è però anche misurata mediante il  $\delta\text{D}$ , cioè la variazione del deuterio nel ghiaccio. Il deuterio è il gemello obeso dell'idrogeno, che nel nucleo ha un neutrone oltre al protone standard di quell'elemento. Quindi  $\text{H}_2\text{O}$  è l'acqua leggera, che evapora con maggiore facilità, mentre  $\text{D}_2\text{O}$  è l'acqua pesante, che riesce a evaporare solo se la temperatura è relativamente più elevata; un buon paleotermometro. Nel ghiaccio alle varie profondità si va a leggere anche la variazione del sodio, come indicatore dell'intensità dei venti che trasportavano l'aerosol marino, o delle polveri che indicano l'arrivo ai poli di correnti aeree provenienti da masse continentali. Però i ghiacci hanno una marcia in più rispetto ai sedimenti, che si rivela una fonte cruciale di informazioni per ricostruire i paleoclimi e per alimentare le polemiche tra chi sostiene che oggi ci troviamo sul bordo di un abisso ecologico e chi invece tende a minimizzare. Negli strati di ghiaccio rimangono imprigionate microscopiche bolle di aria, che conservano le caratteristiche chimiche dell'atmosfera di quei remotissimi momenti. Insomma, microatmosfera di centinaia di migliaia di anni fa, dentro alle quali gli scienziati possono misurare la presenza di gas molto importanti per il clima, come l'anidride carbonica o il metano.

Le banche di dati e le figure frutto di questi studi - spesso con-

densate in poche pagine di riviste scientifiche prestigiose – sono fondamentali per capire come funziona il pianeta, sul quale viviamo senza alternative immediate e dal quale siamo originati proprio in virtù delle sue caratteristiche fisiche e chimiche e proprio perché vi si è verificata una certa storia climatica. Sono anche fondamentali per tentare di capire quanto oggi noi, figli suoi, lo stiamo ferendo e cosa c'è nel suo e nostro futuro.

## 2. Sbalzi di umore.

In casa si respirava a volte un clima rilassato, ma in certi giorni c'era la tempesta. Altre volte ancora calava un terribile gelo. In questo clima difficile siamo nati e cresciuti. Le ricostruzioni di EPICA ci mostrano otto grandi cicli glaciali negli ultimi 800 millenni. L'andamento generale è relativamente regolare, con il calo graduale della temperatura nel corso di 90-100 000 anni, accompagnato da un concordante aumento delle masse di ghiaccio, fino a raggiungere il massimo dello stadio glaciale. L'accumulo delle polveri e del sodio marino aumenta progressivamente durante l'intensificarsi della glaciazione, e tocca il massimo proprio prima del picco glaciale, quando evidentemente l'aridità è molto elevata e le correnti aeree si fanno più intense. Poi la temperatura risale improvvisamente e in poche migliaia di anni ritorna ai livelli caldi dell'interglaciale, con una simultanea riduzione della massa di ghiacci. Nel corso dell'ultima parte del Pleistocene questo saliscendi si è ripetuto per ben otto volte. Le ultime di queste glaciazioni, documentate anche dallo studio della carota di Vostok, sono state interrotte da fasi calde, che si sono manifestate rispettivamente 410, 325, 240, 130 e 10 000 anni fa, per una durata di poche migliaia di anni ciascuna. L'attuale interglaciale, iniziato poco più di 10 millenni fa, è già uno dei più lunghi della serie.

La vicenda glaciale non si è ripetuta in modo identico nei diversi cicli del Pleistocene. Ogni glaciazione ha avuto la sua storia e i suoi dettagli. Emblematico in questo senso è l'ultimo periodo glaciale che ha preceduto l'attuale fase interglaciale. A iniziare da circa 125 000 anni fa, il caldo Eemiano iniziò a incrinarsi e le temperature scesero, ma di tanto in tanto questa discesa si faceva più brusca, con improvvisi picchi di gelo di alcune centinaia o al massimo migliaia di anni. Il geologo tedesco Hartmut Heinrich, che per primo ha identificato questi fenomeni, ha proposto che

quelle fasi siano state prodotte dal distacco di grandi iceberg, a causa del sovraccarico delle masse ghiacciate della Laurentide, che si estendevano all'estremo nord tra America e Groenlandia, e dal loro progressivo scioglimento nelle acque dell'Oceano Atlantico settentrionale. L'immissione di acque fredde e dolci nella massa oceanica avrebbe avuto effetti macroscopici sul clima. Come è venuta l'idea degli iceberg? Gli eventi di Heinrich, come ormai sono convenzionalmente chiamati, hanno lasciato una firma evidente nei sedimenti marini: la presenza di strati di granuli litici di pochi millimetri, la cui quantità diminuisce all'aumentare della distanza dall'Artico. I geologi parlano di *ice rafted debris*, cioè frammenti trasportati dalle zattere di ghiaccio che, sciogliendosi nell'oceano, li hanno rilasciati gradualmente durante il loro viaggio verso sud. Ne sono stati individuati diversi e oltre al principale, H6, di circa 60 000 anni fa, ci sono H5 di 45 000 anni, H3 di 30 000, H2 di 23 000 e poi, già dopo l'ultimo massimo glaciale, H1, risalente a circa 15 000 anni fa. Sono eventi puntiformi ma importanti dal punto di vista della nostra storia, perché queste improvvise variazioni climatiche devono aver impegnato non poco l'uomo moderno nel corso della sua diffusione sul pianeta, ma in qualche modo potrebbero anche averlo stimolato. Gli eventi di Heinrich sono un segno evidente del fatto che i cambiamenti climatici possono essere anche legati a fenomeni contingenti, non sempre inquadrabili nei grandi cicli della variazione dell'orbita terrestre.

Lo studio dei sedimenti oceanici con i relativi proxy permette anche di capire come si è arrivati a questo clima del Pleistocene Medio e Finale. Partendo questa volta dall'inizio del Terziario, 65 milioni di anni fa, e procedendo attraverso il Paleocene, l'Eocene, l'Oligocene il Miocene e il Pliocene, per arrivare appunto al Pleistocene, che inizia 2,6 milioni di anni fa, si osserva una graduale riduzione della temperatura. Nei tempi più antichi si sono verificate alcune fasi più calde, come il grande caldo della transizione tra Paleocene e Eocene, di 55 milioni di anni fa, il picco dell'Eocene Iniziale (52 milioni), quello dell'Eocene Medio (42 milioni) e del Miocene Medio (circa 15 milioni di anni orsono). Proprio come nella storia più recente, anche in queste epoche remote i proxy climatici non indicano una graduale variazione, ma un continuo saliscendi, le cui oscillazioni si intensificano dal punto di vista dell'ampiezza avvicinandosi all'epoca attuale, diventando al contempo più lente. Gli sbalzi di umore planetario si sono fatti progressivamente più regolari, lenti e ampi nel corso degli ultimi cinque milioni di anni.

Anzi, a un certo punto si è verificato un vero e proprio cambiamento di ritmo: prima di 800 000 anni fa i cicli avevano un periodo di 41 000 anni, mentre dopo quella data il periodo è diventato di 100 000 anni. È in questa fase di passaggio a una maggiore regolarità e ampiezza dei cicli glaciali – una vera e propria rivoluzione climatica del Pleistocene Medio – che si osservano modificazioni ecologiche imponenti, come la comparsa degli ecosistemi a prateria e savana in Africa, che hanno fatto da sfondo alle fasi cruciali dell'evoluzione umana.

Sappiamo cose anche dei tempi più antichi, ma con molto minore dettaglio. Quanto basta però per capire che le glaciazioni dell'Era Cenozoica, che ci interessano più direttamente, hanno avuto illustri precedenti in una serie di grandi variazioni climatiche di portata planetaria, che si sono presentate quando l'aspetto della Terra era molto differente dall'attuale per la diversa geometria delle masse continentali e degli oceani, per la composizione delle rocce e dell'atmosfera. Contrariamente all'idea di una Terra inizialmente calda che si va raffreddando progressivamente per l'emissione del calore interno e parallelamente diventa sempre più vecchia, gelida e rugosa – come voleva la teoria nebulare della formazione terrestre di Laplace – sappiamo che anche nel lontano passato vi sono state fasi di intensa glaciazione, alle quali hanno sempre corrisposto eventi di grandissima portata sotto il profilo della storia della vita sulla Terra. La glaciazione Uroniana, occorsa intorno a 2,3 miliardi di anni fa, è associata probabilmente alla prima grande ricarica di ossigeno in un'atmosfera che precedentemente era dominata dal metano e dall'ammoniaca. Da tempo si erano sviluppati organismi autotrofi, i cianobatteri, che attraverso la fotosintesi producevano  $O_2$  che si riversava nelle acque e nell'atmosfera, dove però si legava ai materiali inorganici delle rocce e alle molecole organiche. Quando questi processi di ossidazione andarono in saturazione per eccesso di ossigeno, questo gas cominciò a ossidare il metano atmosferico. La riduzione della concentrazione del  $CH_4$ , che è un importante gas serra, determinò un generale forte raffreddamento del pianeta. Inoltre, l'eccesso di  $O_2$  atmosferico consentì la formazione di uno strato di ossigeno triatomico, l'ozono, che si andò accumulando nella stratosfera a costituire uno schermo protettivo contro le radiazioni ultraviolette, che provocano la modificazione degli acidi nucleici degli organismi. Questo ovviamente segnò un notevole passo in avanti nella storia biologica della Terra, dato che l'ombrello protettivo dell'ozono assicurava una maggiore stabilità

della memoria cellulare. Un'altra serie di grandiosi eventi glaciali si verificarono tra 600 e 800 milioni di anni fa, quando la Terra, interamente ricoperta dai ghiacci, assomigliava a una grande palla di neve. Questo periodo, chiamato Criogeniano, fu interrotto probabilmente grazie alla  $CO_2$ , e alle polveri atmosferiche emesse da una serie di grandi eruzioni vulcaniche. Quando questo accadde, la biodiversità negli oceani esplose con una prepotenza straordinaria; è la fauna di Ediacara, costituita da animali che sembrano frutto del delirio di un folle inventore. Dunque una storia lunga di cicli glaciali interrotti da periodi di relativo caldo, che cadenzano la vita della Terra, come avevano intuito da tempo i naturalisti – da Karl Friedrich Schimper a Jean de Charpentier e Louis Agassiz – dove le variazioni climatiche hanno avuto come coprotagonisti, insieme ai fattori geologici e astronomici, anche gli organismi viventi, il *bios*, di cui peraltro hanno prodotto grandi trasformazioni.

Il dettaglio fornito dalle prospezioni oceaniche e polari aiuta a capire qualcosa di più su come si generano questi respiri climatici che a volte diventano convulsioni. Circola l'opinione che un'idea giusta l'abbia avuta un ingegnere serbo internato dagli austro-ungarici a Osijek, sulle sponde della Drava, mentre infuriava la prima guerra mondiale. Milutin Milankovich aveva da sempre avuto il pallino di spiegare come mai le glaciazioni sembrano ripetersi con regolarità ciclica e si concentrò sugli effetti dell'irraggiamento solare. Dato che l'energia che piove su un punto della superficie terrestre è funzione della potenza di emissione del Sole – che pare sia aumentata di circa il 30 per cento dall'origine del pianeta – ma anche della distanza della Terra dalla sua stella e dell'inclinazione della superficie del suolo in quel punto rispetto ai raggi solari, il brillante Milutin ebbe l'intuizione che la regolarità dei cambiamenti climatici vada ricercata nelle variazioni cicliche che subisce l'orbita della Terra. In particolare, nel suo *Matematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen* e poi nel celebre *Canon* del 1939, l'ingegnere serbo elaborò una teoria secondo cui la combinazione tra i cicli di variazione dei principali parametri orbitali fosse la chiave per comprendere il viavai glaciale-interglaciale. I tre parametri orbitali fondamentali, infatti, oscillano con periodicità diverse. L'orbita della Terra intorno al Sole passa da una forma ellittica a una quasi circolare con un ritmo che ha varie componenti, da cento a quattrocentomila anni. L'obliquità dell'asse di rotazione varia invece con un ciclo di 41 000 anni. La precessione, che determina lo spostamento nel tempo della data

degli equinozi, ha componenti ritmiche dominanti di 19 000 e di 25 000 anni. Variando i parametri orbitali varia l'irraggiamento solare e quindi il bilancio termico della Terra. Sulla scia dell'ingegnere serbo, i paleoclimatologi si sono convinti che il *forcing* orbitale sia un ingrediente importante delle variazioni climatiche globali. La rivoluzione climatica del Pleistocene Medio, marcata dal passaggio da un'oscillazione di 41 millenni a una di 100 millenni, sarebbe ad esempio il risultato di una accentuazione del peso relativo che hanno i cicli di eccentricità rispetto a quelli dell'obliquità. E, d'altra parte, molte oscillazioni climatiche che si registrano ai tropici, legate alle variazioni dell'attività dei venti monsonici, presentano una ciclicità coerente con le variazioni precessionali di circa 20 millenni.

Ma la Terra non è semplicemente un sasso al sole. È un sistema terribilmente complesso che vuol dire la sua in tutta questa faccenda e questo complica gli effetti del *forcing* esterno di origine astronomica. I fattori endogeni sono dati essenzialmente dall'attività tettonica e dai movimenti dei fluidi sulla superficie terrestre. Da Alfred Wegener in poi sappiamo che le masse continentali si generano per affioramento di parti del mantello e vanno alla deriva sospinte dai movimenti convettivi della sottostante massa semifluida, simili a quelli che vediamo sulla superficie dell'acqua in una pentola che bolle. La geometria della crosta terrestre è molto cambiata nel tempo da quando, fra 300 e 200 milioni di anni fa, esisteva una sola enorme massa continentale, la Pangea, a quando iniziarono a separarsi i due supercontinenti della Laurasia e del Gondwana, che poi andarono ulteriormente a frazionarsi per assumere il familiare aspetto attuale. Nel periodo che ci interessa di più, il Cenozoico, importanti fenomeni di deriva hanno prodotto l'isolamento dell'Antartide dalle masse continentali dell'emisfero australe, a seguito dell'apertura del Passaggio di Drake tra l'America meridionale e l'Antartide, circa 40 milioni di anni fa, e di quello di Tasmania, 35-30 milioni di anni fa. Un altro evento tettonico con enormi conseguenze climatiche, la collisione della placca Indiana con quella Asiatica, si è verificato nella prima parte del Cenozoico. Anche l'istmo di Panama, che connette l'America settentrionale e quella meridionale, si è formato definitivamente nel Cenozoico, ma solo intorno a tre milioni di anni fa. La creazione dell'Oceano Antartico, la chiusura del passaggio tra le due Americhe e la formazione della catena dell'Himalaya hanno prodotto grandiose modificazioni nella circolazione oceanica e atmosferica che hanno

contribuito a loro volta a determinare il regime climatico del tardo Cenozoico, cioè del Plio-Pleistocene, quando si sono verificati i fatti che interessano l'origine e l'evoluzione dell'uomo.

Il movimento delle correnti oceaniche è prodotto dallo scorrimento dei venti sulla superficie dell'oceano e dalle differenze di densità tra le masse d'acqua. Questi movimenti si verificano in tutti gli oceani e in tutti i bacini marini minori, sebbene su scale molto diverse. Dal punto di vista macroclimatico interessano ovviamente le grandi correnti oceaniche, come la Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), un complesso sistema di flussi caldi che dalle basse-medie latitudini si spingono fino alla Groenlandia, e di correnti fredde che ridiscendono dalle aree polari verso il sud. Le correnti atlantiche proseguono anche nell'emisfero australe lungo le coste dell'America meridionale e dell'Africa, andando a connettersi con un altro grande sistema, quello della Corrente Circumpolare Antartica (Antarctic Circumpolar Current, ACC). I flussi di acqua non sono solo superficiali ma sprofondano anche negli abissi oceanici. Quando le acque profonde risalgono in superficie fanno affiorare i nutrienti che assicurano la produzione primaria dell'ecosistema oceanico. AMOC ha preso il suo aspetto attuale a seguito della chiusura dell'istmo di Panama e questo è un esempio di come la tettonica possa avere conseguenze grandissime sul clima. Lo stesso vale per ACC la cui nascita, determinata dall'apertura dei passaggi tra l'Antartide e le masse continentali australi, ha rivoluzionato il clima del pianeta nel corso del Terziario, consentendo le prime grandi formazioni di ghiacci antartici e creando le premesse per l'assetto climatico attuale. L'importanza di questi enormi movimenti è data dal fatto che funzionano da trasportatori di calore e di umidità, quindi di energia, tra regioni molto diverse; costituiscono cioè grandi sistemi di raccordo, trasferimento e amplificazione degli effetti locali, veri e propri meccanismi di telecomunicazione tra aree polari e tropicali e tra l'Antartide e l'Artide. Una modificazione di questi sistemi può quindi avere ripercussioni devastanti sul clima dell'intero pianeta. È per questo che i climatologi stanno monitorando con attenzione e preoccupazione AMOC, per cercare di capire come mai la sua intensità stia variando e se questo potrà sfociare in un collasso del sistema di correnti oceaniche addirittura entro il XXI secolo.

I processi endogeni legati alle correnti aeree e oceaniche hanno avuto effetti molto importanti sul clima e sugli ecosistemi di specifiche aree della Terra, e tra queste l'Africa, che interessa da vicino

l'infanzia dell'uomo. Tanto per dare un'idea, in corrispondenza degli eventi di Heinrich degli ultimi 125 000 anni si sono registrati incrementi delle piante a fotosintesi C<sub>3</sub> di climi piú freschi rispetto alle C<sub>4</sub>: il distacco e lo scioglimento degli icebergs artici ha determinato modificazioni nelle correnti oceaniche atlantiche, che a loro volta hanno prodotto la variazione del regime dei venti alisei e dei monsoni che interessano l'Africa e conseguentemente la modificazione della struttura vegetazionale, con ovvie ripercussioni sulla composizione delle comunità biotiche locali, uomo compreso. L'antropologo Clive Finlayson, del Gibraltar Museum, ha mostrato come i processi a cascata che hanno prodotto la riduzione delle foreste tropicali e la conseguente espansione degli ecosistemi aridi nell'area del Sahara, abbiano provocato fenomeni di dispersione nelle faune africane, con notevoli conseguenze paleoantropologiche. È a proposito di questi effetti che i paleoclimatologi e i paleoecologi parlano di sistemi a feedback e di risposte non lineari: una piccola variazione di irraggiamento solare può generare una cascata di effetti che vengono amplificati dai meccanismi endogeni, producendo modificazioni improvvise del clima che influenzano la struttura degli ecosistemi e la dinamica delle comunità e delle singole popolazioni biotiche, comprese quelle umane.

Anche le correnti aeree partecipano a questi complessi meccanismi di trasferimento energetico e alla cascata di effetti che arrivano fino agli ecosistemi e all'uomo. Ne è un esempio la circolazione degli alisei orientali che spirano sull'Oceano Pacifico, che si è sviluppata nel corso del Pleistocene, con conseguenze notevoli sugli ecosistemi tropicali, inclusi quelli africani. A causa delle differenze di temperatura fra l'Oceano Pacifico occidentale e quello orientale, si formano correnti convettive d'aria calda nel primo e correnti discendenti di aria fresca nel secondo. La circolazione si chiude nell'alta troposfera con correnti aeree verso est e, al livello del mare, con flussi d'aria verso ovest. Questa circolazione, che i meteorologi chiamano Corrente di Walker, influenza a sua volta le correnti marine superficiali, normalmente rivolte dalle coste dell'America del Sud alle zone centrali dell'Oceano Pacifico. È grazie a queste che vengono richiamate acque profonde, fredde e ricche di nutrienti, in prossimità delle coste del Perù. La risalita - *upwelling* come si dice in gergo oceanografico - garantendo un buon rifornimento di nutrienti al fitoplancton fotosintetico che popola la fascia superiore ben illuminata dell'oceano - la zona eufotica - assicura un'elevata produzione primaria negli ecosistemi

oceanici. La Corrente di Walker non è costante ma subisce oscillazioni sia di intensità che di direzione a seguito della variazione delle zone calde e fredde della superficie oceanica, sulle quali incidono le variazioni di irraggiamento solare. Queste variazioni, note come Southern Oscillation, comportano lo stravolgimento delle correnti oceaniche, che possono anche invertirsi, portando sulle coste sudamericane acque calde e povere di nutrienti; quando questo accade, la produzione del fitoplancton crolla e con essa tutta la catena trofica subisce un flop. È il fenomeno di El Niño, che si sviluppa irregolarmente nel corso del tempo e che si sta facendo piú frequente e ampio negli ultimi tempi, in connessione con il riscaldamento globale in atto. I pescatori di *anchovetas* si disperano quando arriva El Niño perché la pesca cola a picco e intere economie vanno a gambe all'aria. Il problema ulteriore è che l'aumento dei costi delle proteine d'origine marina associato a questo crollo determina una spinta all'immissione sul mercato di altre proteine per far fronte alla richiesta, tra cui quelle d'origine vegetale ricavate dalla coltivazione della soia. L'accresciuta domanda di questo legume provoca l'espansione delle sue aree di coltivazione, che viene ottenuta aumentando il ritmo della deforestazione. Ma questo a sua volta riduce la captazione della CO<sub>2</sub>, da parte delle foreste, con la conseguenza di un aumento di questo gas serra nell'atmosfera e quindi di un ulteriore riscaldamento. Insomma una perversa catena di effetti non proprio positivi. Ma gli effetti delle oscillazioni della Corrente di Walker e il fenomeno di El Niño - complessivamente si parla di El Niño Southern Oscillation (ENSO) - non riguardano solo l'America del Sud e l'Oceano Pacifico centrale e orientale, perché durante le fasi di inversione delle correnti si registra una marcata variazione delle precipitazioni anche in altre parti del mondo e particolarmente in Africa. I proxy delle carote oceaniche ci dicono che la Corrente di Walker si è intensificata nella sua configurazione oscillante intorno a 1,9 milioni di anni fa, proprio quando l'evoluzione umana segnava un punto fondamentale.

### 3. Personaggi influenti.

Effetto serra. Se ne parla di continuo a proposito di cambiamenti climatici e, anche se il suo ruolo nella storia del pianeta e nel suo futuro deve essere ancora compreso nei dettagli, è chiaro

che si tratta di un fattore climatico di straordinaria importanza. Alcune molecole, e tra queste l'anidride carbonica, il metano, la stessa molecola d'acqua e l'ozono, assorbono radiazione elettromagnetica «calda» in varie parti della banda infrarossa, per poi riemetterla in tutte le direzioni, compresa quella di provenienza. L'atmosfera che contiene questi gas si comporta quindi come il vetro di una serra che rimanda verso la superficie del pianeta una parte della radiazione solare assorbita dalla Terra e poi riemessa a maggiore lunghezza d'onda. La modificazione del bilancio termico del pianeta a opera di queste molecole dipende dalle loro caratteristiche chimico-fisiche, dalla concentrazione di ciascuna di esse e da quanto permangono in atmosfera. Si stima che se l'atmosfera non contenesse gas serra la temperatura media della superficie del pianeta sarebbe oggi di circa  $-18^{\circ}\text{C}$  contro i  $15^{\circ}\text{C}$  realmente misurati. Il contributo maggiore all'effetto serra spetta alla  $\text{CO}_2$ , che, sebbene abbia una capacità intrinseca di riscaldamento inferiore ad esempio al metano e al vapor d'acqua, esercita un'azione globale più ampia a causa della sua maggiore concentrazione e persistenza.

I proxy paleoclimatici fanno vedere come anidride carbonica e metano abbiano accompagnato fedelmente le variazioni della temperatura terrestre, sia nelle grandi modificazioni di milioni di anni che nelle brevi oscillazioni millenarie o secolari; quando la glaciazione incede entrambi i gas diminuiscono, raggiungono il minimo durante le fasi più acute e poi improvvisamente risalgono insieme al riscaldamento del pianeta. I ghiacci di Dome C e di Vostok ci mostrano come durante tutto il Pleistocene la concentrazione della  $\text{CO}_2$  abbia oscillato tra 180 e 280 parti per milione (ppm) di volume atmosferico, rispettivamente negli stadi freddi e in quelli caldi; il  $\text{CH}_4$  passa invece da un valore medio di circa 350 parti per miliardo (ppb) durante il massimo glaciale a 750-800 durante il caldo interglaciale. Lo studio dettagliato di ciascuna terminazione, come i paleoclimatologi chiamano la transizione tra uno stadio glaciale e il periodo interglaciale che lo segue, rivela i particolari della variazione di questi due gas. Soprattutto il  $\text{CH}_4$  ha un comportamento peculiare, perché il suo aumento è inizialmente lento, ma a un certo punto, quando la  $\text{CO}_2$  ha raggiunto un livello elevato, la sua concentrazione fa un grande balzo e raggiunge in poche migliaia di anni i valori del massimo interglaciale.

Ci sono state fasi della storia della Terra in cui le variazioni climatiche hanno avuto avvio proprio da variazioni della concentrazione di questi gas, senza che probabilmente intervenissero varia-

zioni di irraggiamento a innescare il processo. Quando i continenti si muovono, i vulcani si svegliano. Succede sempre, ma un'epoca di vulcanismo molto intenso si è certamente verificata circa 200 milioni di anni fa, quando la Pangea ha iniziato a frazionarsi, prima nella Laurasia e Gondwana poi nelle varie masse continentali che si sono ridistribuite sulla faccia del pianeta fino a raggiungere gradualmente la configurazione attuale. L'enorme agitazione è stata accompagnata da una tale emissione di  $\text{CO}_2$  in atmosfera che il pianeta si è riscaldato di molti gradi, scrollandosi di dosso la spessa coltre di ghiaccio che ricopriva il supercontinente parcheggiato in prossimità del Polo Sud che, senza l'intervento dei vulcani, sarebbe rimasta a lungo o forse per sempre a dare un aspetto candido e luminoso alla Terra.

Ma i dettagli delle analisi dei ghiacci polari e dei sedimenti mostrano che nella storia più recente cause ed effetti si intrecciano: i due gas vengono trasferiti dall'oceano e dalle terre emerse all'atmosfera a seguito del riscaldamento del pianeta, ma a loro volta ne provocano l'ulteriore riscaldamento. Probabilmente, la rapidità con cui dagli stadi glaciali si passa all'interglaciale dipende proprio da questo feedback positivo. Ci piacerebbe conoscere nei minimi dettagli il ciclo globale della  $\text{CO}_2$ , anche per sapere cosa ci aspetta, ma sappiamo che è terribilmente complesso e pieno di fenomeni di interazione tra le grandi stanze dell'ecosistema globale: l'atmosfera, le rocce, gli oceani, i suoli, la vegetazione e in generale gli organismi. Il geologo russo Vladimir Ivanovich Vernadsky, pubblicando nel 1926 il suo capolavoro scientifico, *La Biosfera*, ha dato grande impulso alla biogeochimica, una scienza che si occupa di studiare i cicli degli elementi che transitano dagli organismi ai comparti abiotici degli ecosistemi e viceversa. Quello del carbonio è un ciclo biogeochimico fondamentale per la vita della Terra e per il suo clima. Se riuscissimo a marcare con un piccolo lampeggiatore un atomo di questo elemento e lo seguissimo nel corso del tempo, lo vedremmo passare da una stanza all'altra del pianeta, da un ecosistema all'altro, da un organismo all'altro, subendo trasformazioni chimiche che lo portano avanti e indietro da uno stato ossidato come la  $\text{CO}_2$ , a forme ridotte come il  $\text{CH}_4$ , gli idrocarburi e le molecole biologiche in generale - grassi, proteine, zuccheri, acidi nucleici.

I climatologi parlano di *source-sink*. Le sorgenti e i pozzi della  $\text{CO}_2$  si trovano nelle acque oceaniche, nei carbonati delle rocce e dei fondali oceanici e negli organismi, vivi o morti. Quando gli or-

ganismi respirano emettono  $\text{CO}_2$ , quindi il *bios* è una grande sorgente di questo gas, ma ne è anche un pozzo, perché i produttori primari - dai cianobatteri al fitoplancton fino alle piante più complesse - quando producono nuova materia biologica mediante la fotosintesi rimuovono questo gas dall'atmosfera e lo trattengono per tempi più o meno lunghi. A volte lunghissimi, come quando, dopo essere morti e precipitati sui fondali oceanici, partecipano alla formazione dei sedimenti profondi dai quali si originano i giacimenti di idrocarburi biogenici come il petrolio. Le quantità di  $\text{CO}_2$  catturate e rilasciate dalla vegetazione, dalle terre emerse e dagli oceani durante i cicli glaciali-interglaciali non sono state ancora completamente definite ma qualcosa di importante lo conosciamo. Si sa che i differenti tipi di fotosintesi sono diversamente dipendenti dalla concentrazione atmosferica di questo gas. Le piante  $\text{C}_4$ , come le erbe delle praterie africane, si sono evolute nel corso del Cenozoico proprio in risposta alla riduzione progressiva della concentrazione atmosferica della  $\text{CO}_2$ , mettendo a punto meccanismi biochimici e fisiologici che consentono loro di lavorare bene anche a basse concentrazioni. D'altra parte, le piante  $\text{C}_3$ , comprese quelle arboree, non dispongono di questi meccanismi di compensazione e sono molto dipendenti dalla concentrazione del gas in atmosfera: in una foresta di clima temperato un incremento di 200 ppm di  $\text{CO}_2$  comporta un aumento di oltre il 20 per cento nella produzione primaria. Questo porta a ritenere che l'aumento della concentrazione atmosferica di questo gas possa trovare una parziale compensazione nell'aumento dell'attività fotosintetica e che le foreste siano molto importanti per la regolazione del ciclo del carbonio. Durante i periodi glaciali, però, la superficie terrestre disponibile per la vegetazione diminuisce a causa dell'estendersi della copertura della massa di ghiacci; questa riduzione è solo parzialmente bilanciata dall'incremento di superficie emersa dovuta all'abbassamento del livello degli oceani che si registra durante queste fasi. In definitiva, anche se è chiaro che la vegetazione terrestre partecipa a feedback positivi e negativi sul clima, il suo ruolo a livello globale nel modificare il *forcing* orbitale e far transitare la Terra dalle fasi glaciali a quelle interglaciali e viceversa non è ancora valutabile esattamente in termini quantitativi.

Una parte considerevole della  $\text{CO}_2$  atmosferica sprofonda negli oceani grazie a processi biologici e chimico-fisici. Un importante meccanismo vede protagoniste le alghe unicellulari che popolano la zona eufotica, cioè quella fascia superficiale dell'oceano dove

arriva luce sufficiente ad attivare la fotosintesi. Il materiale prodotto dal fitoplancton e in generale da tutti gli organismi della catena trofica di superficie, che non viene immediatamente riciclato nella zona eufotica, cade come neve di carbonio organico verso i fondali, dove alimenta una catena trofica bentonica o abissale. A questa pompa biologica si accompagna un processo di natura chimico-fisica che conduce alla solubilizzazione della  $\text{CO}_2$  nelle acque profonde e fredde. Questo processo è favorito dalla circolazione termoalina, basata sulle differenze di temperatura e salinità delle masse d'acqua, che fa parte dei grandi movimenti oceanici alle latitudini più elevate. Se queste correnti subiscono rallentamenti, deviazioni o interruzioni, un effetto collaterale drammatico è proprio rappresentato dalla riduzione della solubilità della  $\text{CO}_2$  e quindi dal suo rilascio in atmosfera. D'altra parte, quando le acque profonde risalgono alla superficie e si riscaldano si ha un'emissione di  $\text{CO}_2$  che ritorna all'atmosfera. A rendere ulteriormente complessi i feedback del carbonio che hanno luogo negli oceani, si sa che le pompe oceaniche del carbonio vengono anche modulate dalla presenza di micronutrienti che attivano la produzione primaria nella zona eufotica. Durante gli aridi periodi glaciali, per effetto dell'aumento delle correnti aeree, è aumentato anche il flusso di polveri dalle terre emerse all'atmosfera e alla superficie degli oceani; il ferro contenuto in questi materiali potrebbe aver innescato un ulteriore feedback stimolando la produzione primaria e quindi lo sprofondamento del carbonio.

Anche il metano, gas serra meno noto al grande pubblico rispetto all'anidride carbonica, è un attore primario delle variazioni climatiche passate, presenti e future. Il suo contributo al riscaldamento della Terra anzi è maggiore, per unità di massa, rispetto a quello della  $\text{CO}_2$ , solo che la sua concentrazione è inferiore di tre ordini di grandezza (parti per miliardo e non per milione) e la durata della vita di ciascuna molecola in atmosfera non è dell'ordine delle centinaia di anni come per la  $\text{CO}_2$ , ma della decina di anni. Nell'atmosfera di una volta ce n'era molto più di oggi, ma si tratta di un passato remoto di miliardi di anni fa, di un'atmosfera pre-biotica. Poi, con l'aumento dell'ossigeno prodotto dalla fotosintesi, l'atmosfera è divenuta ossidante e si sono avviate le trasformazioni chimiche che spazzano via questo gas convertendolo a  $\text{CO}_2$ . Dato che questo è il suo naturale destino, se ne possono esprimere quantità ed effetti anche in termini di  $\text{CO}_2$ -equivalenti.

Anche le variazioni del metano accompagnano il lento saliscendi

delle temperature e degli altri proxy che segnano la cadenza delle glaciazioni pleistoceniche. Lo studio delle carote estratte dai ghiacci dalla Groenlandia, che arriva a una risoluzione di poche decine di anni, consente di vedere quanto fedelmente l'incremento della concentrazione di  $\text{CH}_4$  ricalchi anche i brevissimi e improvvisi riscaldamenti di 8-12 °C che si sono ripetuti almeno venticinque volte durante l'ultima glaciazione. I paleoclimatologi, dal nome dei loro scopritori, li chiamano eventi di Dansgaard-Oeschger e pensano che siano consistiti in deviazioni momentanee dalla tendenza al raffreddamento glaciale. Piccole variazioni di irraggiamento solare avrebbero innescato feedback positivi legati allo scioglimento di ghiacci artici, riduzione o interruzione momentanea delle correnti profonde dell'Atlantico settentrionale, cessione di  $\text{CO}_2$  all'atmosfera, ulteriore riscaldamento, aumento del  $\text{CH}_4$  e quindi ancora maggiore aumento termico, finché l'irraggiamento solare non riprendeva a scendere in modo tale da invertire questa catena di amplificazione. Analoghi rapidi fenomeni di riscaldamento si sono alternati a brevi ma intensi periodi di ritorno alle condizioni glaciali durante il disgelo che ha seguito l'ultimo massimo glaciale. E, anche in questo caso, l'alternanza rapida tra le fasi calde del Bølling-Allerød di 16 500-13 000 anni fa e quelle fredde dello Younger Dryas di 12 900-11 700 anni fa è stata accompagnata da rapidi incrementi e decrementi del  $\text{CH}_4$ . Ma perché la concentrazione del metano aumenta quando la Terra si riscalda? Le principali sorgenti naturali di questo gas sono i suoli saturi d'acqua e le paludi dove i batteri metanogeni metabolizzano le sostanze organiche in assenza di ossigeno e producono appunto metano e anidride carbonica. Durante i periodi caldi aumenta la superficie totale ricoperta dalle paludi tropicali e si sciolgono i terreni ghiacciati delle latitudini subpolari. Quindi più sono estese le paludi e gli acquitrini, più metano fluisce in atmosfera. Si stima che questa sorgente produca ogni anno 225 milioni di tonnellate di gas, una quantità pari a circa l'80 per cento delle emissioni naturali. Se il permafrost siberiano si scongela è inevitabile che il metano in esso contenuto prenda la via dell'atmosfera. Con l'attuale riscaldamento globale questa è oggi una possibilità tutt'altro che teorica. Altro metano viene prodotto dai batteri che vivono nell'apparato digerente degli organismi che si nutrono di materiali contenenti cellulosa senza disporre degli enzimi per metabolizzarla, dalle termiti ai bovini. Oggi questa quota, di circa 120 milioni di tonnellate all'anno, pari al 20 per cento di tutta l'emissione, ha una grande componente

antropogenica legata all'allevamento del bestiame. In questo caso c'è una relazione tra biomassa animale ed emissione: più grande è la biomassa complessiva di termiti o mucche o brontosauri e più metano viene immesso nell'atmosfera.

Un *sink* di questo gas si trova nei sedimenti oceanici profondi e nella crosta terrestre, dove è intrappolato in strutture cristalline ghiacciate, i clatrati. Il rilascio del metano dai clatrati a seguito del riscaldamento del pianeta è ritenuto un meccanismo di feedback che ha portato a grandi fenomeni di riscaldamento globale nel passato, come quando 55 milioni di anni fa, al passaggio tra Paleocene e Eocene, si è registrato un grande incremento di temperatura. E anche questo è un meccanismo che può scatenarsi nuovamente con il riscaldamento globale in atto. Il meccanismo principale di rimozione del metano è localizzato però nell'atmosfera dove questo gas viene rapidamente trasformato in  $\text{CO}_2$  da parte di vari agenti ossidanti, il principale dei quali è il radicale ossidrilico  $\bullet\text{OH}$ . Il puntino della rappresentazione simbolica sta a significare che questa molecola è un radicale, vale a dire contiene un elettrone spaiato e perciò è alla ricerca di un'altra molecola che gli ceda un suo elettrone per completare una configurazione elettronica stabile. Ossidare significa prendere elettroni, così come ridurre significa donare elettroni. Quindi  $\bullet\text{OH}$  è un agente ossidante, come altri radicali liberi presenti in atmosfera. L'incontro del radicale ossidrilico con il metano ha come risultato, appunto, la formazione di anidride carbonica e di acqua. In qualche modo quindi questa molecola funziona da spazzino atmosferico, ma è uno spazzino un po' particolare perché elimina un gas serra ma ne produce altri due:  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$ . Il radicale ossidrilico ha una vita di pochi secondi ma viene riformato in continuazione nel corso delle reazioni fotochimiche che si verificano nella parte bassa dell'atmosfera, la troposfera, soprattutto in presenza di piccole molecole organiche volatili prodotte dalla vegetazione. Anche qui si possono intuire complicati feedback positivi e negativi tra riscaldamento, produzione di metano e altri gas serra.

Da soli duecentocinquanta anni a questa parte - una finestra da nulla in confronto alla lunga storia raccontata dai ghiacci polari e dai sedimenti degli oceani - la concentrazione di entrambi questi gas ha iniziato a impennarsi e attualmente ha superato quota 380 ppm per la  $\text{CO}_2$  e 1750 ppb per il  $\text{CH}_4$ . Vale a dire, aumenti dell'ordine del 50 per cento per la prima e di circa il 150 per il secondo, rispetto a quanto si è registrato nei precedenti ottocentomi-

la anni. Le stime dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) parlano di una emissione antropogenica annuale di gas serra CO<sub>2</sub>-equivalenti ormai ben oltre i 30 miliardi di tonnellate, delle quali circa il 50 per cento risiede in atmosfera e il restante si divide a metà tra assorbimento da parte della vegetazione terrestre e sprofondamento negli oceani, delle cui acque produce una evidente acidificazione. Questi dati fanno parte di uno dei principali capi d'imputazione su cui il dibattito tornerà nella sua fase finale.

#### 4. *Culla caotica.*

I venti e l'Africa, i vulcani e l'Africa, la vegetazione e l'Africa; c'è qualcosa che attrae di continuo il ragionamento verso questo continente. E non è un caso. Lì è successo molto della storia dell'imputato, che ascolta con apparente disinteresse la ricostruzione del clima familiare turbolento in cui si sarebbe sviluppata la sua personalità. Il continente africano è accarezzato e scosso da imponenti movimenti delle masse d'aria, che vi trasferiscono umidità e calore dagli oceani e dalle altre masse continentali. Gli alisei nordorientali dell'emisfero boreale e quelli sudorientali dell'emisfero australe si incontrano al confine tra le celle di convezione di Hadley – i grandi circuiti troposferici delle masse d'aria – in quella che viene chiamata la Intertropical Convergence Zone (ITCZ), la cui posizione oscilla tra 10 e 20 gradi di latitudine Nord attraversando Mauritania, Senegal, Mali, Niger, Ciad, Sudan e Etiopia. La posizione della ITCZ è stagionale – più meridionale in inverno, più settentrionale in estate – ma varia anche in funzione delle variazioni dell'irraggiamento solare su periodi più lunghi. Durante le fasi glaciali si sposta verso l'Equatore, partecipando in qualche modo al ritmo di aridità-umidità associato alle glaciazioni. C'è una regola generale: quando i poli sono freddi, i tropici sono aridi; quando i poli sono caldi, i tropici sono umidi. Non sempre è andata così. Si ha evidenza ad esempio che delle oscillazioni climatiche degli ultimi novemila anni, le «piccole glaciazioni» dell'Olocene, ce ne sono state alcune in cui la riduzione della temperatura è stata accompagnata da incremento delle precipitazioni alle basse latitudini. Le variazioni nel lontano passato degli alisei africani, che si ricostruiscono con lo studio delle polveri terrigene nelle carote di sedimenti al largo delle coste dell'Africa occidentale, mettono in chiaro quanto sia stata ballerina la situazione.

Quando si guarda la mappa attuale dell'Africa, è evidente che il continente è tagliato in due dal grande deserto del Sahara, che costituisce un'imponente barriera geografica ed ecologica tra l'Africa equatoriale e australe, e quella settentrionale che si affaccia sul Mediterraneo e che, attraverso il Levante, si connette all'Asia. Ma è stato sempre così? Gli archeologi hanno coniato il termine di «culture acqualitiche» per definire gli elaborati armamentari da pesca ritrovati presso le rive di antichi laghi e fiumi sparsi un po' per tutta l'area che oggi appartiene al più grande deserto del mondo. Pesci, coccodrilli, elefanti, ippopotami hanno lasciato i loro resti fossilizzati in zone dove oggi non c'è che un immenso mare di sabbia arida. E gli uomini li cacciavano e li pescavano dove oggi c'è solo deserto. Le immagini riprese da satelliti per il telerilevamento, che sono anche in grado di vedere cosa c'è sotto la superficie della Terra, ci mostrano le impronte di una rete idrologica straordinaria – di cui facevano parte grandi laghi come il megalago Ahnet-Moudir, il Megachad, il Megafezzan – e una ragnatela di corsi d'acqua che si sviluppava in tutta l'area sahariana. Le carote di sedimenti, prelevate dall'Oceano Atlantico e dal Mediterraneo in posizioni raggiunte dalle correnti a getto che spirano da est passando sul Sahara, restituiscono detriti di vegetazione arborea risalenti a 9-10 millenni fa. Abbiamo quindi la prova che all'inizio dell'Olocene lì tirasse tutta un'altra aria: il Sahara era verde. Ma quello non è stato l'unico periodo di felicità ecologica. Lo studio degli isotopi del carbonio nelle carote di sedimenti estratte al largo del Senegal e della Guinea hanno permesso di ricostruire nei dettagli le transizioni ecologiche tra differenti ecosistemi che si sono alternati nel Sahara nel corso degli ultimi duecentomila anni. Le cere delle foglie contengono infatti un tipo di idrocarburi, gli n-alcani, i cui atomi di carbonio <sup>13</sup>C e <sup>12</sup>C indicano se le piante che le hanno prodotte avevano una fotosintesi C<sub>3</sub> o C<sub>4</sub>, se erano cioè piante arboree e comunque adattate a climi relativamente più umidi, oppure se si trattava di piante erbacee di prateria e savana tropicale. Oltre che all'inizio dell'Olocene, il Sahara è stato un enorme *green* almeno altre due volte nel tardo Pleistocene: durante la fase caldo-umida tra 120 000 e 110 000 anni fa, e tra 50 000 e 45 000 anni fa. Sono due periodi importanti nella nostra preistoria, durante i quali, evidentemente, qualcuno poteva scorrazzare tranquillamente e vivere in quella che in altri periodi era una invalicabile barriera. Queste variazioni climatico-ecologiche erano associate alle variazioni della temperatura superficiale dell'Oceano

Atlantico, cioè alle variazioni delle correnti oceaniche che fanno parte del sistema AMOC e quindi risentivano del sistema macroclimatico globale, oltre che delle variazioni dell'irraggiamento locale delle fasce tropicali, associate ai cicli di precessione orbitale.

Il Sahara non si limita a subire le variazioni climatiche, ma ne è anche partecipe, almeno per due motivi. Il primo è legato all'albedo, la riflessione della luce da parte della superficie terrestre. La radiazione elettromagnetica solare che arriva alla superficie del pianeta si divide in due parti: una viene assorbita dalla vegetazione e dal suolo, mentre un'altra parte viene semplicemente riflessa come tale. La prima contribuisce al riscaldamento della Terra, perché l'assorbimento comporta il riscaldamento della troposfera e della superficie terrestre. Una parte di questa energia assorbita viene poi riemessa verso l'esterno dopo aver subito uno «stiramento» verso lunghezze d'onda maggiori e quindi più «calde». È questa la radiazione che interagisce con i gas serra presenti nella troposfera, determinando un ulteriore riscaldamento. Invece, la porzione riflessa - l'albedo, appunto - non è soggetta a effetto serra. Quando le masse ghiacciate iniziano a espandersi per effetto del raffreddamento globale dovuto al *forcing* orbitale, l'incremento di albedo che ne consegue fa aumentare il processo di raffreddamento del pianeta ben più di quanto non accadrebbe a causa della sola riduzione di irraggiamento. Se i ghiacci diminuiscono o perdono il loro candore, mettiamo a causa della deposizione di polveri atmosferiche, la loro albedo diminuisce e la temperatura aumenta. Deve essere stato anche per questo motivo che la Terra è uscita dallo stato stabile di palla di neve in cui era venuta a trovarsi durante il Criogeniano. Se un'area è di nuda terra o sabbia, o è ricoperta da vegetazione erbacea, o se invece sostiene una complessa struttura forestale, l'albedo cambia e di molto. Più foresta, meno albedo, più caldo; ecco un altro interessante feedback che deve aver lavorato nelle dinamiche del Sahara e di conseguenza sul clima dell'intera Africa.

Ma la vegetazione è protagonista anche di un importante feedback di natura biochimica, legato alla dipendenza che la fotosintesi ha dalla concentrazione atmosferica di anidride carbonica. Come si è visto, mentre le piante C<sub>4</sub> sono relativamente insensibili alle variazioni di CO<sub>2</sub>, quelle C<sub>3</sub> riducono la loro capacità di fotosintesi quando questo gas diminuisce e l'aumentano quando la concentrazione sale. Ne risulta quindi che le seconde sono svantaggiate durante i periodi glaciali quando, come ci indicano le caro-

te di Vostok e di EPICA, la CO<sub>2</sub> diminuisce. All'inizio delle fasi di riscaldamento, come è avvenuto ad esempio 125 e 19 millenni fa, le piante C<sub>3</sub> iniziano a diffondere sulla superficie terrestre e la loro attività aumenta all'aumentare della temperatura, cosa che comporta un maggior consumo della CO<sub>2</sub> atmosferica, quindi una riduzione dell'effetto serra. In questo caso il feedback è negativo: quando fa più caldo la fotosintesi aumenta, la CO<sub>2</sub> atmosferica diminuisce e quindi si riduce l'effetto serra, con conseguente raffreddamento. L'effetto netto della vegetazione sul clima dipende quindi dal bilancio tra il feedback positivo dell'albedo e quello negativo legato alla fotosintesi. Lo studio dei proxy e i modelli paleoclimatici dimostrano che i cicli giallo-verde del Sahara, molto legati a dinamiche complesse dominate da questi feedback, si sono ripetuti anche più recentemente, producendo fasi alterne di espansione e contrazione della presenza umana nell'area sahariana fino alla fase di spopolamento tra i 5000 e i 3500 anni fa.

E a sud del Sahara? La domanda che il pubblico ministero ha rivolto al suo gruppo di esperti non è casuale, perché si ha ragione di ritenere che quello che è accaduto in queste regioni possa aver avuto un'influenza notevole sull'origine dell'imputato e forse sul suo carattere. Anche nell'Africa tropicale a sud del Sahara, fino alle regioni più meridionali del continente, i capricci del clima si sono fatti sentire durante tutto il Cenozoico e particolarmente durante il Miocene e il Pleistocene. Sono stati episodi importanti dal nostro punto di vista, perché hanno determinato quella instabilità ecologica che, paradossalmente, si ritiene sia stata uno dei motori fondamentali dei processi di evoluzione delle faune africane e tra queste dei Primati. Gli ingredienti di questa instabilità sono stati fondamentalmente i venti e i vulcani e l'interazione tra i due.

Sulle piccole isole che si allungano parallele alla costa della Somalia a sud di Chisimaio, antiche barriere coralline pleistoceniche ora emerse, prima che la guerra civile della fine del xx secolo sconvolgesse quel meraviglioso paese, viveva un popolo di pescatori molto abili nella navigazione. I Bajuni hanno un termine per indicare i periodi di novembre e di marzo: *tangambili*, che in lingua swahili vuol dire «due vele». In quei giorni, infatti, occorre disporre in modo variabile la velatura dei *dhow*, per il fatto che i venti cambiano sovente di direzione, mentre durante gli altri periodi dell'anno la direzione del monzone è costante. Questi venti, che spirano da sud-ovest tra maggio e ottobre e da nord-est tra dicembre e febbraio, hanno condizionato la storia dell'Oceano India-

no e la preistoria dell'uomo. I monsoni non sono che delle grandi brezze generate dalla differente temperatura fra la superficie del mare e della terra emersa, come quelle che spirano sottocosta anche nel Mediterraneo, ma con due differenze: i monsoni si estendono su aree enormi e il loro ciclo è stagionale e non giornaliero. Le variazioni stagionali di irraggiamento generano differenze nella temperatura superficiale dell'Oceano Atlantico e di quello Indiano, dell'Arabia, dell'India e dell'interno dell'Africa, che mettono in moto i monsoni. La variazione dei monsoni non è soltanto stagionale ma appare soggetta ai cicli del *forcing* orbitale, particolarmente a quello di circa ventimila anni dovuto alla precessione, e la loro intensità viene anche amplificata o ridotta dal ciclo dell'eccentricità dell'orbita terrestre, con ritmi di circa centomila anni.

I monsoni, si sa, portano umidità e quindi piogge, soprattutto quello estivo che spira da sud-ovest. Maggiore attività monsonica estiva, maggiore volume di precipitazioni, più vegetazione. Se poi l'acqua trova un bacino in cui raccogliersi, si forma un lago. L'alternanza della vegetazione forestale, delle boscaglie, savane e praterie a sud del Sahara e la formazione di grandi laghi della regione ha dunque seguito cicli legati alla variazione dei monsoni estivi, dipendenti dai cicli orbitali terrestri, con i relativi feedback determinati anche qui dalla vegetazione. Sulle vicende di questa rete di laghi e fiumi dell'Africa orientale ha lavorato un altro fattore: la dinamica tettonica. La geologia moderna ci spiega come la crosta terrestre che forma i fondali oceanici e le masse continentali sia strutturata in placche distinte che si muovono ed entrano in collisione tra loro dando forma dinamicamente alle terre emerse. Il sollevamento delle catene montuose come le Alpi, l'Himalaya e le Montagne Rocciose deriva da questi scontri tra placche; d'altra parte le grandi fosse oceaniche, come quella che corre al largo delle coste occidentali dell'America del Sud, si formano per lo sprofondamento di una placca sotto l'altra. Questi movimenti, sollevamenti e sprofondamenti sono chiamati dai geologi movimenti tettonici. A essi sono associate le attività vulcaniche che comportano la fuoriuscita di materiale profondo in corrispondenza delle zone di affioramento dell'astenosfera - lo strato superficiale semifluido del mantello - lungo le dorsali oceaniche e delle zone di subduzione. Lo scorrimento delle placche e il suo scaricarsi attraverso le faglie tettoniche genera i terremoti.

L'attività tettonica ha enormi conseguenze sia sul clima globale a lungo termine che su quello regionale a breve termine. Ne ha

avute moltissime sul clima africano e sulla evoluzione delle faune e delle piante di quel continente. Intanto, il regime monsonico afro-asiatico si è organizzato nella sua forma attuale a seguito della disposizione delle placche africana, araba e asiatica e del sollevamento dell'altopiano tibetano. Inoltre, la struttura geologica e la geografia dell'Africa orientale sono state determinate da un fenomeno tettonico grandioso che si è svolto nel corso del Terziario e del Quaternario ed è ancora in atto: la formazione della Rift Valley. Tra la valle dell'Awash in Etiopia, i laghi Victoria, Turkana e Tanganika, corre una linea che un giorno costituirà l'asse centrale di un nuovo oceano. Questa incisione, che si dirama in un complesso sistema di valli e di montagne, di laghi e di vulcani, ha iniziato a formarsi circa 35 milioni di anni fa, quando una enorme bolla rovente della astenosfera prese a premere sotto la placca continentale africana, affiorando nella regione dell'Afar. La rottura della crosta terrestre si è propagata poi da nord verso sud, accompagnata da una tempesta di eruzioni vulcaniche, da solcature e sollevamento dei fianchi della Rift Valley. I laghi che giacciono lungo questa spaccatura sono amplificatori delle variazioni climatiche, perché l'evaporazione che si produce nelle fosse tettoniche del rift e le precipitazioni che i venti portano sulle montagne che le fiancheggiano esaltano le differenze tra i periodi umidi e aridi che accompagnano gli stadi glaciali-interglaciali e le variazioni millenarie dell'attività monsonica.

I laghi dell'Africa orientale non sono un particolare trascurabile nella nostra storia perché tanti indizi ci dimostrano che fasi importanti dell'evoluzione dell'uomo si sono verificate lì. La mappa delle tracce paleoantropologiche e archeologiche che i ricercatori ci mettono sotto il naso è fittamente popolata di puntini che ricalcano la sequela dei laghi della Rift Valley da nord a sud. Abhè, Ziway e Awassa nel triangolo dell'Afar, Turkana, Suguta, Nakuru, Naivasha Eyasi, Tanganika, Rukwa in Kenya e in Tanzania: mete ambite dei safaristi e dei fotonaturalisti alla ricerca di antilopi, bufali e leoni, ma anche dei cercatori di fossili chiave per la ricostruzione delle nostre origini. Sulle rive dei laghi africani si sono rifugiate le popolazioni degli uomini del Pleistocene durante i periodi climaticamente difficili; dentro e intorno a essi hanno pescato e cacciato e si sono incontrati scambiandosi geni, chiacchiere e ciottoli scheggiati, per poi tornare a dividersi in piccoli gruppi erranti nelle savane, da uno dei quali è nato l'uomo moderno. Il prosciugarsi dei laghi li ha indotti a cercare luoghi migliori e li

ha spinti verso il Levante, attraverso i corridoi verdi, o sulle coste dell'Oceano Indiano e del golfo Arabico.

Nel complesso, la storia climatica dell'Africa a sud del Sahara è stata caratterizzata da un aumento progressivo dell'aridità durante l'epoca plio-pleistocenica, che ha determinato una contrazione delle foreste tropicali e un contemporaneo incremento delle savane e delle praterie aperte. Questa tendenza generale è stata però interrotta da fasi di elevata umidità dovuta all'incremento dell'attività dei monsoni estivi, che ha determinato periodi di espansione della rete di laghi della Rift Valley. Come abbiamo visto, in Africa come nel resto del mondo, il clima di questo periodo è stato determinato dall'interazione tra fattori diversi d'origine astronomica e terrestre. Quando hanno dominato i fenomeni di *forcing* orbitale si sono avute oscillazioni climatiche relativamente più regolari, ma in altri periodi la complessità della rete di interazione climatica interna al pianeta e la non linearità di molti feedback ha prodotto dinamiche caotiche. I climatologi - e non solo - usano il termine «caos deterministico» per definire le variazioni apparentemente casuali di un sistema, che invece sono determinate da relazioni causa-effetto precise ma molto complesse e non lineari. I fenomeni caotici sono molto sensibili alle piccole variazioni: basta una minuscola differenza nelle condizioni di partenza, come lievi differenze di irraggiamento o di concentrazione atmosferica di gas serra, per dare avvio a una traiettoria climatica completamente originale. Allineando i vari proxy climatici si scopre che il grado di caoticità non è stato sempre uguale durante il Plio-Pleistocene. In particolare, le variazioni climatiche in Africa si sono fatte più irregolari alla metà del Pliocene (fra 3,3 e 3,1 milioni di anni fa), nel Pleistocene iniziale (2,25-1,6 milioni di anni) e in quello medio (1,1-0,7 milioni di anni). La prima fase di instabilità fu dovuta a oscillazioni nelle correnti atlantiche, la seconda fu la diretta conseguenza di variazioni della Corrente di Walker e la terza corrispose a quella che viene definita la rivoluzione climatica del Pleistocene che, come si è visto, consiste nella transizione dai cicli di 41 000 anni dovuti alle variazioni di obliquità, a quelli di 100 000 anni determinati dalla modulazione imposta dalle variazioni di eccentricità dell'orbita terrestre.

Negli ambienti accreditati della paleoantropologia circolano varie ipotesi su come tutto questo possa aver avuto un'influenza sull'origine dell'uomo. La prima è quella del grande ricercatore sudafricano Raymond Dart, scopritore dei primi fossili di Austra-

lopitecine, secondo il quale l'incremento progressivo di aridità e l'estendersi di ecosistemi aperti a scapito delle foreste sarebbe stato il fattore scatenante dell'evoluzione degli Ominini. La paleontologa Elisabeth Vrba ha invece lanciato l'ipotesi dei picchi di ricambio (Turnover Pulse Hypothesis), secondo cui i cambiamenti che si sono verificati periodicamente nelle faune africane del Plio-Pleistocene, corrispondenti a incrementi del tasso di estinzione e origine di nuove specie, erano associati a brusche transizioni climatiche. Questa idea è stata ripresa e ampliata più recentemente da vari paleoclimatologi e paleoantropologi, tra i quali Rick Potts, direttore del programma sull'origine dell'uomo dello Smithsonian Institution, secondo cui, più che la transizione dai periodi umidi a quelli aridi, è stata proprio l'irregolarità climatica in sé a favorire il ricambio delle faune e delle flore. Una conferma di questa ipotesi viene dalla constatazione che i periodi in cui il clima africano è passato da oscillazioni aridità-umidità relativamente regolari, dovute alla variabilità monsonica prodotta dai cicli orbitali, a fasi in cui l'interazione tra fattori globali e locali generava transizioni climatiche molto irregolari, hanno interessato meno di un terzo dell'intero periodo del Plio-Pleistocene, ma dodici specie di Ominini delle quindici totalmente descritte dai paleoantropologi sono comparse proprio in corrispondenza di quei periodi caotici. La Variability Selection Hypothesis di Potts, integrata da elementi che si riferiscono alle variazioni geomorfologiche prodotte dalle dinamiche tettoniche della Rift Valley, è quella attualmente più accreditata. L'ipotesi generale che si va affermando a seguito della crescente integrazione tra dati paleoclimatici, paleoecologici e paleoantropologici è quindi che l'evoluzione umana sia stata favorita dall'instabilità climatica. Proprio da qui potrebbe aver avuto origine il carattere trasgressivo dell'imputato. Come dire: un carattere difficile, frutto di un clima familiare veramente complesso. Se l'idea è giusta lo vedremo più avanti nella cronaca del processo, ma certamente accusa e difesa cercheranno di utilizzarla a sostegno delle proprie opposte tesi di colpevolezza-innocenza.