

di vapore acqueo. Grazie a questo ricambio, la superficie marina viene continuamente spazzata da nuove particelle d'aria relativamente fredde e povere di vapore, cui può trasferire calore e umidità. La turbolenza, e quindi il meccanismo di rimescolamento dell'aria, sono fortemente influenzati dal vento, e perciò più intensi soffiano i venti, maggiore è il ritmo con cui calore e umidità vengono trasferiti dall'oceano allo strato atmosferico adiacente.

Nel complesso sono quindi l'umidità e il calore gli attori principali delle reciproche interazioni tra mari e atmosfera. C'è però un altro processo attraverso cui gli oceani, comunque su tempi decisamente più lunghi, possono influenzare il clima: lo scambio di anidride carbonica con l'atmosfera.

◇◇◇

Parte del surplus di CO₂ immesso in atmosfera dalle attività umane viene difatti assorbito dagli oceani, che costituiscono un vero e proprio magazzino di questo gas serra.

◇◇◇

In realtà, tutti gli scambi di anidride carbonica dell'oceano con l'ambiente circostante avvengono attraverso il *microstrato*, ovvero il primo sottilissimo strato della superficie marina, spesso non più di un millimetro. L'esilità del microstrato rende particolarmente variabile il flusso di anidride carbonica tra oceano e atmosfera: rispetto a un mare totalmente calmo, le più piccole increspature, assottigliando lo strato attraverso cui il gas deve passare per diffusione molecolare, possono più che triplicare il trasporto di CO₂ attraverso la superficie, mentre onde di una certa consistenza possono ulteriormente raddoppiare l'intensità di tale trasporto.

Oltre al moto ondoso anche la temperatura dell'acqua può influenzare la capacità degli oceani di assorbire anidride carbonica: più le acque marine sono calde, minore è la quantità di questo gas serra che riescono ad assorbire. In ogni caso, i mari del Pianeta attualmente contengono circa 60 volte l'anidride carbonica che è normalmente presente nell'atmosfera. Nel flusso continuo che caratterizza lo strato limite fra acqua e aria, ogni anno circa il 50% del surplus di CO₂ immesso dall'uomo nell'ambiente viene assorbito e stoccato proprio dagli oceani, che ne liberano in atmosfera circa 100 Gton/anno, ma al contempo ne assorbono da questa ben 104 Gton/anno.

◇◇ 5.2.2 CALOTTE GLACIALI E ICEBERG

Benché, come già visto nel paragrafo 5.1, l'acqua dolce congeli a 0 °C, l'acqua marina resiste allo stato liquido finché non viene raffreddata a - 1,9 °C: nel momento in cui congela, i sali in essa disciolti rimangono in mare, e poiché il ghiaccio è più leggero dell'acqua, galleggia al di sopra di un oceano salato.

◇◇◇

La formazione di ghiaccio marino ha l'effetto di isolare l'acqua su cui galleggia da possibili interazioni con l'atmosfera.

◇◇◇

Senza una copertura di ghiacci, gli oceani delle alte latitudini trasferiscono, ad esempio, grandi quantità di calore all'atmosfera, specialmente in inverno, stagione in cui la temperatura dell'aria è più bassa. Questo trasferimento di calore può mantenere l'aria circostante a temperature molto prossime a quelle della superficie marina, ovvero vicine agli 0°C (è questa difatti la temperatura superficiale dei mari prossimi a latitudini polari). Ma se la superficie marina è ghiacciata, questo passaggio di calore si interrompe: la lastra di ghiaccio isola l'aria dall'acqua e al contempo assorbe una minor quantità di radiazione incidente (il ghiaccio ha albedo molto alta) rispetto a ciò che farebbe l'oceano libero.

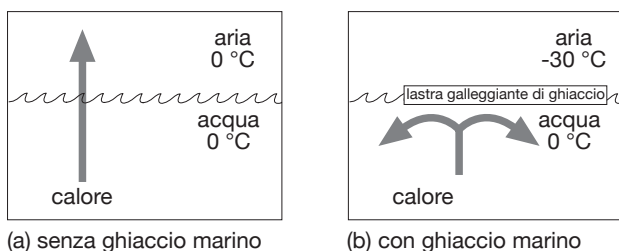


Figura 5.12 (a, b) – Mentre il calore può passare da una superficie marina libera all'aria (a), una copertura di ghiaccio è in grado di bloccare il flusso di calore dall'oceano all'atmosfera (b).

A causa di queste variazioni, introdotte dalla presenza di piattaforme galleggianti di ghiaccio, durante la stagione invernale l'aria delle zone circostanti può raffreddarsi fino ad addirittura 30 gradi sotto zero e oltre.

◇◇◇

Un oceano “rivestito” di ghiaccio si comporta, dal punto di vista climatico, in modo molto simile a un continente innevato.

◇◇◇

Molte superfici oceaniche delle alte latitudini in realtà sono sì rivestite di ghiaccio, ma solo parzialmente: vasti “buchi” che si aprono nelle piattaforme ghiacciate, provocati principalmente da variazioni nel campo dei venti, consentono così all'oceano di trasferire un po' di calore all'atmosfera e di mitigare almeno in parte i rigori dell'inverno. In estate invece possono formarsi sulla superficie del ghiaccio delle pozze di acqua dolce che, assieme al graduale oscuramento del ghiaccio in scioglimento, permettono all'ambiente di assorbire quantità maggiori di radiazione solare.

◇◇◇

La formazione e lo scioglimento del ghiaccio marino sono regolate principalmente da variazioni stagionali dell'insolazione, ovvero del calore solare che giunge sulla superficie.

◇◇◇

Negli oceani più meridionali, quelli in prossimità del Polo Sud, la maggior parte delle piattaforme galleggianti di ghiaccio si sciolgono e si riformano ogni anno, il tutto in un'area, tutt'attorno all'Antartide, paragonabile per estensione a quella del continente stesso. Questo ghiaccio, che si forma e si scioglie stagionalmente, ha uno spessore medio

di circa un metro, eccetto là dove venti più intensi provocano una deformazione e un accumulo della massa ghiacciata, fino a formare delle vere e proprie creste. Dalla parte opposta del Pianeta, al Circolo Polare Artico, i continenti che circondano e limitano l'Oceano Artico restringono di molto movimenti e variazioni della piattaforma galleggiante. Il ghiaccio marino più vecchio, nelle regioni centrali dell'Oceano Artico, può raggiungere anche uno spessore di 4 metri, mentre il ghiaccio che si forma e scioglie annualmente ai bordi della piattaforma ha uno spessore di circa un metro. Sugli oceani però ci si può imbattere non solo in ghiaccio marino, ma anche in formazioni ghiacciate che giungono direttamente dalle superfici continentali. Le calotte glaciali continentali sono ghiacciai di enormi proporzioni, che si estendono in orizzontale per centinaia e anche migliaia di chilometri, mentre il loro spessore è generalmente compreso tra 1 e 4 chilometri. Le due calotte continentali presenti sulla Terra, che ricoprono rispettivamente l'Antartide e gran parte della Groenlandia, occupano assieme più o meno il 3% della superficie terrestre e quasi il 12% delle terre emerse: una quantità di ghiaccio, e quindi di acqua, enorme.

◇◇◇

Le calotte glaciali terrestri sono costituite nel complesso da qualcosa come 32 milioni di chilometri cubi di ghiaccio, che se si sciogliesse tutto provocherebbe un innalzamento globale del livello del mare di circa 70 metri.

◇◇◇

Le zone più alte di queste piattaforme ghiacciate hanno la forma di enormi cupole smussate (indicate solitamente come *ice domes*), con pendii gentili che si allargano in tutte le direzioni e con alte e larghe creste che le collegano. Ai bordi delle calotte invece il ghiaccio, con movimenti relativamente veloci (se comparati ai tempi necessari alla formazione dei ghiacciai), scorre verso l'esterno, andando a formare vere e proprie lingue di ghiaccio (*ice lobes*) che si allungano in varie direzioni. La grande massa ghiacciata delle calotte inoltre, sotto l'azione del suo enorme peso, spinge il suolo sottostante al di sotto del livello che esso avrebbe se non fosse coperto dai ghiacci: in tal modo circa il 30% dello spessore totale delle calotte viene a trovarsi al di sotto dell'originario (e quindi non "depresso") livello del terreno; il restante 70% sporge verso l'alto, come un enorme altopiano di ghiaccio.

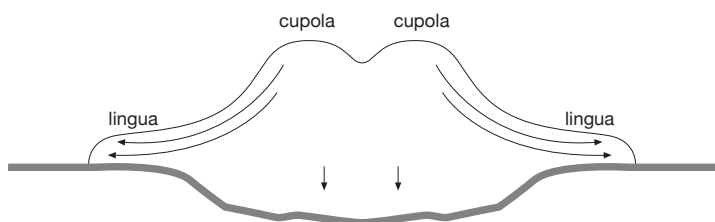


Figura 5.13 – Le parti centrali delle grandi calotte glaciali continentali presentano enormi cupole smussate (*ice domes*), mentre ai margini il ghiaccio si muove verso l'esterno, formando lunghe e spesse protuberanze (*ice lobes*). Nel complesso ben il 30% della massa delle singole calotte si trova al di sotto del normale livello del terreno, deformato dal peso della calotta medesima.

La neve che cade sulle zone più alte (e quindi più fredde) del ghiacciaio si cristallizza gradualmente formando nuova materia ghiacciata, mentre il ghiaccio sottostante tende a muoversi verso quote inferiori sotto l'azione della forza di gravità. Nei 50 metri più in alto, quelli più lontani dalla superficie, il ghiaccio si muove e si deforma in modo assai "nervoso", fratturandosi in più punti, formando profondi crepacci ed emettendo fragorosi boati. Al di sotto dei primi 50 metri invece il ghiaccio si deforma in maniera più plastica e graduale. Le particelle di ghiaccio, che per muoversi dall'apice ai margini di un ghiacciaio montano possono impiegare anche centinaia di migliaia di anni, all'interno delle calotte possono trasferirsi dalla cima delle cupole ai bordi delle lingue in "appena" poche decine di migliaia di anni. Durante lo scorrimento del ghiaccio verso l'esterno, i vari strati del ghiacciaio si allungano e si assottigliano: se il ghiaccio è molto freddo (al di sotto di -30°C) si comporta in maniera assai rigida e i suoi pendii appaiono relativamente scoscesi; se invece il ghiaccio è piuttosto "caldo", ovvero a temperature prossime a 0°C , risulta molto più malleabile e facile da deformare e dà vita a pendii più morbidi e gentili. Ma il ghiaccio si muove anche grazie a meccanismi che favoriscono lo scivolamento dei suoi strati inferiori. Grandi quantità d'acqua, ad esempio, possono accumularsi al di sotto dei ghiacciai montani, favorendo un'accelerazione dello scivolamento verso valle. Anche le "lingue" di ghiaccio che si allungano dalle calotte si muovono in parte scivolando al di sopra di un velo d'acqua: nelle regioni in cui ciò avviene il ghiaccio può spostarsi anche di qualche metro al giorno, e comunque qualche centinaio di volte più velocemente che nel resto del ghiacciaio.

La base della parte più occidentale della piattaforma di ghiaccio che copre l'ovest dell'Antartide rimane al di sotto del livello del mare, ed è nota come *calotta glaciale antartica occidentale*. Poiché gli strati inferiori di questa piattaforma rimangono immersi nell'acqua marina, al di sotto della linea di galleggiamento, sono estremamente vulnerabili alle variazioni del livello del mare e rispondono ai cambiamenti del clima molto più velocemente di quanto non facciano le masse di ghiaccio che si trovano sul continente: ogni anno vaste regioni della calotta antartica occidentale si sciolgono in estate per poi riformarsi durante la stagione fredda. Da dove arriva quest'acqua? Dal ghiacciaio stesso. L'enorme peso della massa ghiacciata esercita difatti una pressione spaventosa sugli strati più bassi: parte del ghiaccio alla base si scioglie e crea il sottile strato d'acqua su cui il ghiacciaio può scivolare. Lo scivolamento è ancora più intenso se l'acqua di scioglimento riesce a infiltrare i sedimenti del letto roccioso, facendo loro perdere parte della reciproca coesione e resistenza meccanica: i sedimenti lubrificati dall'acqua danno vita a una sorta di strato facilmente deformabile su cui il ghiaccio può muoversi ancora più agevolmente. Il ghiaccio che copre alcune regioni oceaniche nasce anche sulla terraferma e raggiunge il mare proprio grazie a questi meccanismi. Parte delle piattaforme galleggianti di ghiaccio che circondano l'Antartide hanno origine difatti sulla terraferma: la gravità spinge il ghiaccio dall'interno ai margini del continente, verso le numerose baie e insenature, dove poi si propaga sulla superficie marina in forma di piattaforme spesse decine o centinaia di metri. Queste protuberanze di ghiaccio però non si spingono molto lontano: le

rocce che circondano queste insenature e i fondali poco profondi forniscono la forza d'attrito che impedisce al ghiaccio di espandersi verso l'oceano aperto. Immensi iceberg piatti (*tabular icebergs*) talvolta si staccano da queste piattaforme e galleggiando si allontanano dal continente: uno di questi iceberg, di dimensioni paragonabili a quelle dell'intera Umbria, si è staccato ad esempio dall'Antartide negli anni '90.

In ogni caso, tanto i ghiacciai montani quanto le calotte polari devono la loro esistenza alla stessa ragione: la quantità complessiva di neve che cade sul ghiacciaio eguaglia o supera la quantità totale di ghiaccio che viene perso per scioglimento o attraverso altri meccanismi. In questo senso è importante il concetto di bilancio di massa.

◇◇◇

Il bilancio di massa di un ghiacciaio descrive il ritmo a cui ogni anno la massa di ghiaccio cresce oppure arretra.

◇◇◇

Il concetto del bilancio di massa può anche essere applicato separatamente a parti diverse del ghiacciaio: il bilancio può, ad esempio, essere positivo in alta quota, dove neve e ghiaccio si accumulano, e contemporaneamente negativo a quote più basse, dove è più facile che prevalga l'*ablazione* (ovvero la perdita di massa ghiacciata). L'ablazione del ghiaccio delle calotte avviene attraverso lo scioglimento quando la temperatura dell'aria circostante oltrepassa il punto di congelamento ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$), oppure quando il ghiaccio stesso assorbe quantità sufficienti di radiazione solare. L'ablazione però può avvenire anche per il distacco meccanico di grossi pezzi di ghiaccio, ovvero mediante la produzione di iceberg (processo noto come *ice calving*): in tal caso il ghiaccio intrappolato in queste gigantesche montagne lascia la calotta per allontanarsi nell'oceano e andare a sciogliersi in regioni spesso molto più calde di quella antartica. Ovviamente il ritmo di accumulo, così come quello dell'ablazione, varia al variare della temperatura.

◇◇◇

La neve e il ghiaccio si accumulano per temperature medie annuali inferiori a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, ma l'intensità dell'accumulo è, per qualsiasi temperatura, inferiore al mezzo metro all'anno.

◇◇◇

Per temperature medie piuttosto elevate (superiori a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$) la maggior parte delle precipitazioni annuali cade sotto forma di pioggia e non contribuisce ad accrescere la massa del ghiacciaio. D'altra parte, per temperature medie estremamente basse, tutte le precipitazioni sono effettivamente di carattere nevoso, ma a causa del clima particolarmente rigido l'aria può contenere pochissimo vapore e quindi anche le nevicate risultano scarsissime. Il risultato di tutto ciò è, appunto, un ritmo di accumulo del ghiaccio relativamente basso sia alle alte sia alle basse temperature.

◇◇◇

Al contrario l'ablazione del ghiaccio aumenta rapidamente al crescere delle temperature. Lo scioglimento del ghiacciaio inizia già per temperature medie annuali di circa 10°C sotto zero – che comportano temperature estive appena al di sopra di 0°C – e può raggiungere anche l'intensità di 3 metri all'anno, ovvero un ritmo nettamente superiore al più alto ritmo di accumulo possibile. Il bilancio di massa totale di una calotta è quindi il risultato del bilancio tra l'accumulo e l'ablazione che la caratterizzano.

◇◇◇

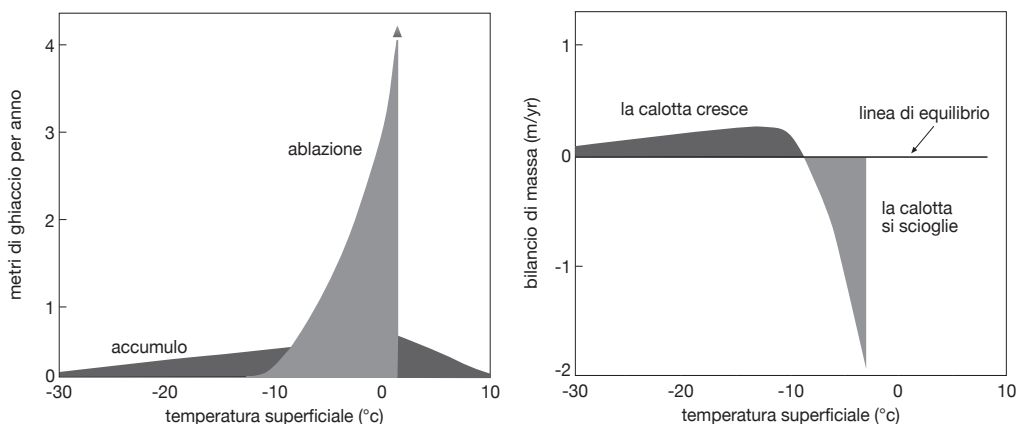


Figura 5.14 (a, b) – L'ablazione inizia già per temperature medie annuali di circa -10°C e cresce rapidamente all'aumentare della temperatura media; l'accumulo invece si verifica per temperature medie comprese tra -30°C e 10°C , ma il suo ritmo non è mai superiore al mezzo metro all'anno. Per temperature medie inferiori a $8-9$ gradi sotto zero il ghiacciaio si trova in regime di accumulo netto, ovvero con bilancio di massa positivo (il ghiacciaio cresce); per temperature superiori a $8-9$ gradi sotto zero invece il ghiacciaio si trova in regime di ablazione netta, ovvero bilancio di massa negativo (il ghiaccio si rimpicciolisce).

Il bilancio di massa per temperature medie molto basse (ad esempio inferiori a -20°C) è positivo ma basso perché, anche se non vi è ablazione, le nevicate sono poche. Il bilancio di massa per temperature medie tra -10°C e -15°C è sempre positivo e leggermente più alto (il ghiacciaio insomma cresce a un ritmo maggiore) perché le nevicate sono più abbondanti e l'ablazione debole o assente. Il bilancio di massa diventa rapidamente negativo invece per temperature superiori a -10°C : in tali condizioni difatti l'ablazione assume valori importanti e sovrasta di gran lunga l'accumulo.

◇◇◇

La temperatura media per cui l'accumulo sulla parte alta della calotta glaciale è bilanciato esattamente dall'ablazione lungo le sue regioni periferiche prende il nome di linea d'equilibrio: in tali condizioni le dimensioni medie del ghiacciaio, di anno in anno, rimangono pressoché inalterate.

◇◇◇

Sulla linea d'equilibrio, durante l'anno il ghiaccio fluisce dalle aree di accumulo a quelle di ablazione, ma la massa totale della calotta rimane stabile.

◇◇ 5.2.3 VARIAZIONI DEL CLIMA E OCEANI DEL FUTURO

Le proiezioni riguardanti la quantità di CO_2 che l'uomo immetterà in atmosfera nel prossimo futuro variano sensibilmente a causa dell'incertezza riguardante il numero di abitanti, gli standard di vita, l'impegno in campo ambientale e le innovazioni tecnologiche che caratterizzeranno la Terra dei prossimi decenni. Le proiezioni più ottimistiche vedono, prima dell'inevitabile declino dettato dall'esaurimento delle riserve di combustibile fossile, solo un lento aumento delle emissioni, fino a spingere le concentrazioni atmosferiche a valori più o meno doppi rispetto a quelli del periodo preindustriale ($2\times\text{CO}_2$). Scenari decisamente più pessimistici vedono invece un aumento più veloce e deciso delle emissioni di CO_2 , che porteranno le concentrazioni atmosferiche a raggiungere valori pari a circa quattro volte quelli del periodo pre-industriale ($4\times\text{CO}_2$).

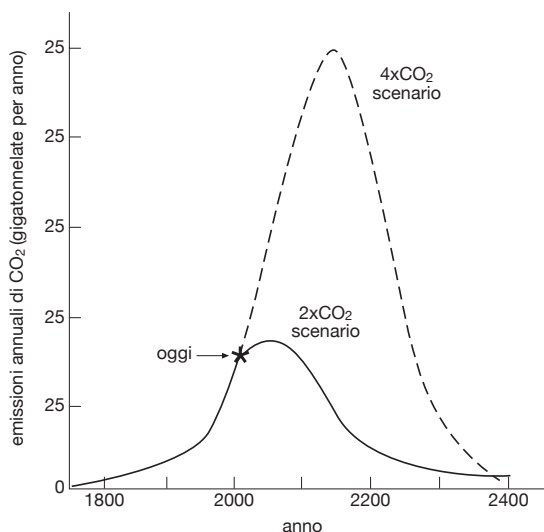


Figura 5.15 – Proiezioni ottimistiche (curva continua) e pessimistiche (curva tratteggiata) riguardanti le emissioni di CO_2 nel prossimo futuro: nel primo caso il picco massimo verrà raggiunto a concentrazioni doppie (ovvero circa 560 parti per milione di volume) rispetto a quelle dell'era pre-industriale (per millenni le concentrazioni sono rimaste attorno a 280 ppm); nel secondo caso si prevede un picco a concentrazioni pari a quattro volte (circa 1120 ppm) quelle dell'era pre-industriale.

◇◇◇

L'effetto principale di questo eccesso di anidride carbonica presente nell'atmosfera sarà un progressivo riscaldamento del Pianeta, fenomeno già in atto e noto con il nome di Global Warming.

◇◇◇

Tuttavia gli oceani potrebbero contribuire a "nascondere" parte di questo riscaldamento. Gli oceani hanno difatti un'elevata capacità di immagazzinare calore: un incremento della temperatura delle acque marine di appena $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ spalmato su tutto il Pianeta po-

trebbe mascherare un riscaldamento, dovuto all'effetto serra, di diversi gradi. Il calore però non penetra facilmente attraverso gli strati marini e anzi impiega molti anni per raggiungere quelli più profondi. I dati riguardanti le variazioni di temperatura degli abissi degli oceani al trascorrere degli anni sono inoltre assai scarsi, per cui risulta anche difficile confermare o smentire l'ipotesi che l'oceano già adesso stia assorbendo grandi quantità di calore in eccesso: le misurazioni di temperatura in profondità più complete infatti coprono al massimo l'ultimo mezzo secolo e non danno comunque indicazioni univoche. In ogni caso la maggior parte dell'eccesso di CO₂ responsabile del Global Warming nell'arco di qualche centinaia di anni verrà assorbito e rimescolato all'interno degli oceani, rendendo, tra l'altro, l'acqua marina leggermente più acida di oggi. Tuttavia anche quando le immissioni di anidride carbonica diminuiranno, per molti anni ancora le concentrazioni di CO₂ in atmosfera continueranno a salire, tanto che i valori più elevati si raggiungeranno anche cento anni dopo il picco di emissione: per molti anni difatti la quantità di gas serra che gli oceani riusciranno a rimuovere rimarrà inferiore a quella introdotta in atmosfera e in ogni caso si prevede che, a partire dal momento in cui le concentrazioni in atmosfera raggiungeranno il picco massimo, dovrà passare almeno un millennio prima che esse tornino ai valori tipici dell'era pre-industriale.

Ma in un mondo con concentrazioni di CO₂ doppie (se non quadruple) rispetto a quelle dell'era pre-industriale, che ne sarà degli oceani di oggi? Per capire meglio cosa dobbiamo attenderci dal futuro dobbiamo innanzitutto guardare al passato: prendere cioè la Terra di 5-10 milioni di anni fa come modello guida per un mondo 2xCO₂, e la Terra di 50-100 milioni di anni fa per un mondo 4xCO₂. Le concentrazioni di anidride carbonica in atmosfera sono attualmente circa il 30% più elevate di quelle che hanno caratterizzato il periodo pre-industriale e potrebbero raggiungere valori intorno a 560 ppm (2xCO₂) entro i prossimi 50-100 anni. Ciò significa che nell'anno 2100 il clima somiglierà molto a quello di una decina di milioni di anni fa, ovvero l'ultima volta che sulla Terra si sono viste concentrazioni di gas serra così elevate. Con il riscaldamento dovuto all'intenso effetto serra anche le calotte glaciali cominceranno a sciogliersi con una certa rapidità, benché un solo secolo non sarà certo sufficiente a sciogliere lo spesso strato di permafrost che circonda il Circolo Polare Artico; ciò costituirà la principale differenza – ovvero la presenza di ghiaccio al Polo Nord – con la Terra di 10 milioni di anni fa. In effetti prima di 7 milioni di anni fa non vi era ghiaccio neanche in Groenlandia, a causa di temperature troppo elevate; nel 2100, invece, la situazione sarà ovviamente differente: il ghiaccio della piattaforma groenlandese sarà in ritirata ma in ogni caso ancora presente. Simulazioni al computer indicano in questo senso uno scioglimento diffuso della piattaforma ghiacciata che ricopre la Groenlandia già a partire da un riscaldamento di circa 3 °C di tale regione. Tuttavia, poiché la parte centrale del ghiacciaio, che si trova ad altitudini elevate, rimarrà comunque troppo fredda per sciogliersi in maniera sensibile durante la stagione estiva, il nucleo del ghiacciaio rimarrà pressoché integro. Ai margini della Groenlandia invece la calotta si ridurrà velocemente, liberando le sue coste dalla morsa del ghiaccio. Lo scioglimento di queste grandi quantità di ghiaccio causerà senz'altro anche

un innalzamento del livello del mare. Dalla parte opposta del Pianeta, la vasta calotta glaciale dell'Antartide Orientale non solo esisteva già 10 milioni di anni fa, ma era anche più grande di quanto non sia oggi. E un'avanzata di questa piattaforma glaciale è ciò che, paradossalmente, potrebbe accadere anche in futuro. Un clima globalmente più caldo è difatti in grado di trasportare una maggior quantità di umidità – e quindi anche di neve con cui accrescere i ghiacciai – in una regione che, per la sua elevata latitudine, rimarrà comunque piuttosto fredda. La calotta più piccola, che ricopre l'Antartide Occidentale, 10 milioni di anni fa era invece molto più ridotta di oggi: questa parte della calotta antartica è difatti a contatto con mari relativamente più caldi ed è perciò molto più sensibile a variazioni climatiche. In questa regione del continente antartico la perdita di massa ghiacciata sarà considerevole, favorendo tra l'altro anche lo scivolamento di ghiaccio dalle regioni interne molto fredde verso la costa. Ne risulterà quindi una forte riduzione della calotta glaciale sull'Antartide Occidentale, tale almeno da compensare l'accrescimento sull'Antartide Orientale. Anche il livello dei mari del Pianeta crescerà, ma più per espansione termica delle acque (l'acqua riscaldandosi si espande, per cui quanto più è calda tanto maggiore è il volume che occupa) che per un aumento della quantità d'acqua contenuta negli oceani.

◇◇◇

Proiezioni del IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) indicano che nella corsa verso un mondo $2xCO_2$ l'accrescimento annuo del livello del mare salirà dagli odierni 1,5 millimetri all'anno fino a circa 3 millimetri medi all'anno: spalmando tale incremento su tutto l'arco di questo secolo ciò significa che entro il 2100 il livello degli oceani sarà in generale 30 centimetri più alto.

◇◇◇

Come già accennato però, nella peggiore delle ipotesi, le concentrazioni di anidride carbonica in atmosfera in futuro potrebbero crescere ben oltre le 560 ppm, fino a raggiungere tra il 2200 e il 2300 valori addirittura pari a quattro o cinque volte quelli che hanno caratterizzato l'era pre-industriale. Se ciò dovesse accadere entro due o tre secoli le condizioni climatiche sulla Terra tornerebbero a essere quelle di circa 100 milioni di anni fa, un'epoca in cui l'intero Pianeta era libero dal ghiaccio. Cosa ne sarà della Terra se veramente si realizzerà un mondo $4xCO_2$? Un riscaldamento di 4-5 °C – facile da ipotizzare in tale scenario – provocherà nei ghiacciai montani una ritirata verso l'alto di circa 650 metri, sufficiente a farli scomparire quasi del tutto dalla faccia del Pianeta. Ma ovviamente anche le calotte glaciali soffriranno molto di un tale surriscaldamento, e soprattutto il ghiacciaio che ricopre la Groenlandia subirà un intenso processo di ablazione. Anche il livello dei mari, sotto la spinta dello scioglimento dei ghiacciai e dell'espansione termica delle acque, salirà via via sempre più rapidamente. Alcune simulazioni al computer indicano che in un mondo $4xCO_2$ il livello del mare sarà da uno fino a due metri superiore a quello di oggi: un innalzamento tale da seppellire sotto l'acqua ampie porzioni delle coste odierne, fino a modificare profondamente i confini dei continenti.



Figura 5.16 – L’innalzamento del livello dei mari provocato dall’intenso riscaldamento da effetto serra modificherà sensibilmente l’aspetto del pianeta, inondando ampi tratti di costa in tutti i continenti (NASA).

La calotta dell’Antartide Orientale continuerà a tenere gran parte del continente nella morsa del gelo, ma le placche di ghiaccio che si allungano sui mari adiacenti scompariranno del tutto. Al Polo Nord le regioni lontane dalla calotta della Groenlandia subiranno un intenso riscaldamento e il ghiaccio, se si formerà ancora, lo farà solo nel pieno della stagione invernale. Una Terra insomma molto diversa, con oceani più caldi e decisamente più grandi.

◆◆ 5.3 CORRENTI MARINE

Cristoforo Colombo, Magellano, Vasco de Gama, James Cook: tutti grandi navigatori del passato che, in un’epoca in cui la navigazione era unicamente a vela, fondarono le loro fortune sul favore dei venti. Tuttavia sembra che navigatori ancor più audaci, sfruttando correnti marine favorevoli, riuscirono ad anticipare l’arrivo di Colombo nel Nuovo Mondo addirittura di diverse migliaia di anni. È la tesi di due noti antropologi americani, basata sulle incredibili somiglianze tra i reperti preistorici della cultura Sulutreana europea e di quella Clovis in America: essi sostengono che ben 18 mila anni fa, cioè circa 6 mila anni prima che popolazioni asiatiche attraversassero lo Stretto di Bering, alcuni gruppi preistorici europei riuscirono a raggiungere le coste del Nord America via mare, sfruttando correnti oceaniche favorevoli. Del resto neanche nell’era delle navi a vapore venne trascurata l’importanza delle correnti marine nelle lunghe traversate: lo stesso Benjamin Franklin, in qualità di direttore generale delle poste dei neonati Stati Uniti d’America, redasse un’accurata rappresentazione cartografica della Corrente del Golfo, dopo aver constatato che le navi postali della tratta Londra-New York accusavano gravi ritardi quando tenevano una rotta coincidente con il percorso della Corrente