

Le **CALOTTE** polari

Non sono quegli immensi blocchi statici di ghiaccio che ci si immaginava: sono attraversate da ghiacciai che scorrono rapidamente a fianco di zone stabili. Con le osservazioni da satellite, ora se ne può comprendere meglio la dinamica

di Frédérique Rémy e Catherine Ritz

Mi trovo nel bel mezzo del nulla. Fa un freddo cane: il termometro fuori dalla tenda segna -40. Il paesaggio è superbo e desolato al tempo stesso. Un mare di ghiaccio si eleva e si abbassa intorno a me in ondulazioni senza fine... il cielo è perfettamente blu, e solo di tanto in tanto riesco a scorgere qualche nube.» Così racconta Laurence de La Ferrière, l'esploratrice francese che lo scorso anno ha percorso 2800 chilometri sugli sci trainando una slitta tra il Polo sud e la costa antartica. Le due calotte glaciali, quella antartica e quella groenlandese, sono uno straordinario terreno di esplorazione. Con una superficie di 14 milioni di chilometri quadrati e uno spessore medio del ghiaccio di 2200 metri, che in qualche caso raggiunge i 4000, l'Antartide ospita il 90 per cento del ghiaccio presente sulla Terra. Se tutto questo ghiaccio fondesse, il livello dei mari si innalzerebbe di 70 metri. La Groenlandia, più piccola, immagazzina una quantità di ghiaccio inferiore di 10 volte ma, dato il clima più umido e meno freddo, vede depositarsi ogni anno 500 miliardi di tonnellate di neve. Queste riserve di ghiaccio sono soggette alle variazioni del clima, e a loro volta - probabilmente - influenzano le variazioni stesse. Come stanno reagendo allora al riscaldamento climatico degli ultimi decenni?



DUNE SIMILI A QUELLE DEI DESERTI SABBIOSI si formano al polo sud a causa dei forti venti catabatici che spazzano la superficie della neve. La direzione dominante del vento è visibile dalla forma di queste strutture. Il diffusometro, strumento per misurare la velocità dei venti sull'oceano, è sensibile alle orientazioni della superficie e permette di misurare anche la direzione dei venti sul ghiaccio.

no le prime stime dello scorrimento delle calotte glaciali, ottenute confrontando la posizione di picchetti di riferimento piantati sul ghiaccio e su affioramenti rocciosi. Si scavano fori di sonda per misurare i gradienti verticali di temperatura, nonché la temperatura alla profondità di 10 metri. A Vostok, in Antartide, la temperatura in superficie fluttua da -70 °C in inverno a -50 in estate. Tuttavia a 10 metri di profondità la temperatura è prossima alla temperatura media annua in superficie. Le precipitazioni annue di neve sono proporzionali a questa temperatura. Nei fori di sonda si valutano anche gli spessori di neve accumulata, contando gli strati invernali ed estivi. Gli strati invernali si differenziano da quelli estivi perché i loro granuli sono più piccoli, e pertanto più densi.

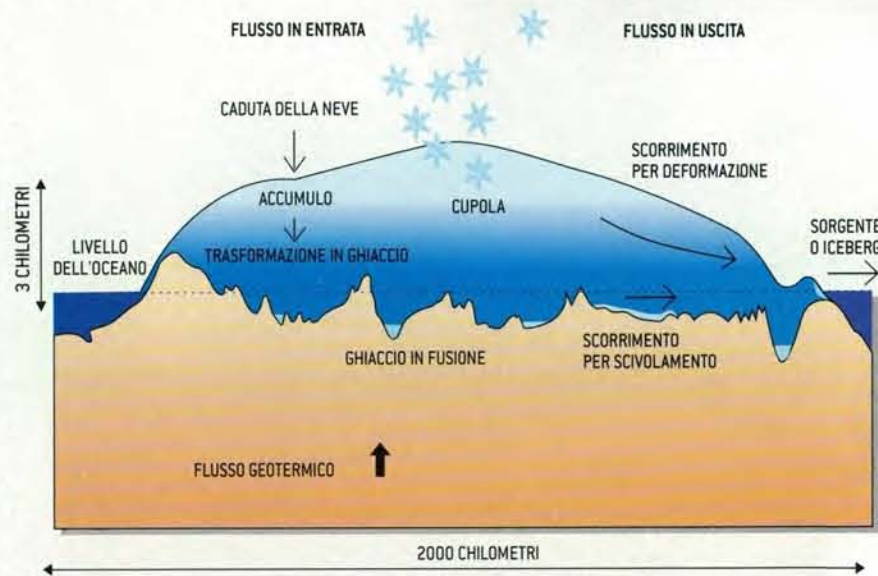
è pertanto più elevata in corrispondenza dei periodi più freddi. Si deduce la composizione, la pressione, la concentrazione di impurità e di aerosol analizzando le bollicine d'aria rimaste intrappolate nel ghiaccio. Il carotaggio di Vostok ha così svelato 420 000 anni di storia climatica. Le carote di ghiaccio costituiscono una fonte assai ricca di informazioni, a condizione di essere in grado di datare i campioni.

In definitiva, si stimano le date a partire dalle velocità di accumulo: per esempio, quando si valuta pari a circa un metro lo spessore della neve accumulata in un anno in una determinata zona, se ne deduce che una profondità di 200 metri corrisponde in prima approssimazione a 200 anni. Queste stime sono grossolane: le velocità di accumulo variano nel tempo, il ghiaccio scorre e così via. Le difficoltà di datazione hanno motivato i primi tentativi di elaborare modelli fisici dei ghiacci delle calotte. Oggigiorno, le carote di ghiaccio vengono prelevate da zone in piano, dove lo scorrimento è minimo.

Tale riscaldamento provoca un innalzamento del livello del mare stimato in 1,5 millimetri all'anno. Finora, solo due terzi di questo innalzamento possono dirsi spiegati. Ma l'Antartide e la Groenlandia vi contribuiscono? Per rispondere a queste domande, i geofisici cercano di costruire modelli dinamici delle calotte polari. Questo lavoro si scontra con le stesse difficoltà di tutti i modelli che devono tenere conto di numerosi meccanismi fisici. Esso incontra inoltre un ostacolo supplementare: l'enorme diversità delle scale di tempo.

Certi fenomeni, come le precipitazioni nevose, seguono «in diretta» le variazioni climatiche, ma occorrono decine di migliaia di anni perché una fluttuazione di temperatura si propaghi fino al basamento roccioso, a circa 3000 metri di profondità. Il ghiaccio delle calotte è al tempo stesso inerte a causa del volume in gioco (risente ancora delle perturbazioni che hanno avuto luogo decine di migliaia di anni fa), e sensibile, dato che una variazione climatica anche debole è in grado di perturbare la calotta e di mettere in gioco notevoli quantità d'acqua. Per interpretare i dati delle misurazioni (velocità di accumulo della neve, dimensione dei granuli e così via) si deve conoscere l'evoluzione passata e attuale del clima ai poli. La modellizzazione è necessaria sia a scala locale (per comprendere la dinamica dell'accumulo della neve, per esempio) sia a scala globale, per valutare le conseguenze del riscaldamento sulle calotte, e per meglio definire la dinamica delle calotte stesse.

Schematicamente, questa dinamica è semplice. La neve che cade si comprime e affonda a poco a poco, trasformandosi in ghiaccio. In seguito, scorre lentamente -



LE CALOTTE POLARI sono sistemi dinamici in continua trasformazione. La neve cade in superficie, si compatta e si trasforma in ghiaccio. Dato che le calotte hanno una forma parabolica appiattita, il ghiaccio scorre verso l'esterno, sia per deformazione, sia per scioglimento, quando la temperatura è vicina allo zero, in prossimità del substrato roccioso [a causa del riscaldamento dovuto al flusso geotermico]. Il livello del mare determina il contorno della calotta e influisce sulla sua velocità di scorrimento. Sotto il peso del ghiaccio, la crosta terrestre tende ad abbassarsi e quando una calotta glaciale scompare, il substrato risale. Ai giorni nostri, per esempio, la Scandinavia continua a innalzarsi, mentre le coltri glaciali si sono ritirate da questa regione 9000 anni or sono.

per gravità - dal centro verso il mare. Le velocità di scorrimento sono bassissime al centro, ma possono raggiungere diverse centinaia di metri all'anno nei ghiacciai cosiddetti «emissari», che scaricano il ghiaccio in mare. Le velocità sono molto diverse da un'area all'altra, contrariamente a quanto si immaginava fino a una decina di anni fa. Raggiunta la costa, tutto il ghiaccio viene rilasciato nell'Oceano Antartico sotto forma di iceberg. In Groenlandia, la metà del ghiaccio viene pure scaricata in mare sotto forma di iceberg, mentre l'altra metà fonde nella fascia costiera, dove le temperature estive sono superiori allo zero. In definitiva, le calotte sono altro che statici massicci di ghiaccio e, in realtà, la loro dinamica è più complessa del previsto. La forma e il volume di queste due gigantesche masse di ghiaccio sono regolati dall'equilibrio tra il flusso in entrata e quello in uscita.

enlandia, la metà del ghiaccio viene pure scaricata in mare sotto forma di iceberg, mentre l'altra metà fonde nella fascia costiera, dove le temperature estive sono superiori allo zero. In definitiva, le calotte sono altro che statici massicci di ghiaccio e, in realtà, la loro dinamica è più complessa del previsto. La forma e il volume di queste due gigantesche masse di ghiaccio sono regolati dall'equilibrio tra il flusso in entrata e quello in uscita.

IN PILLOLE

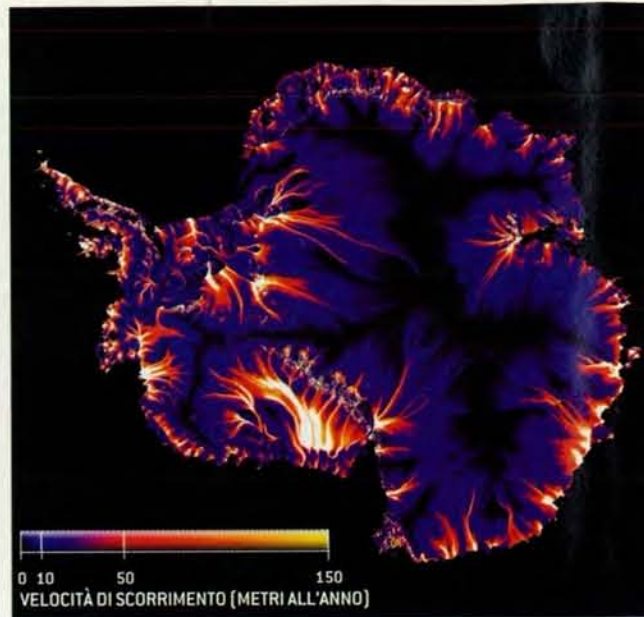
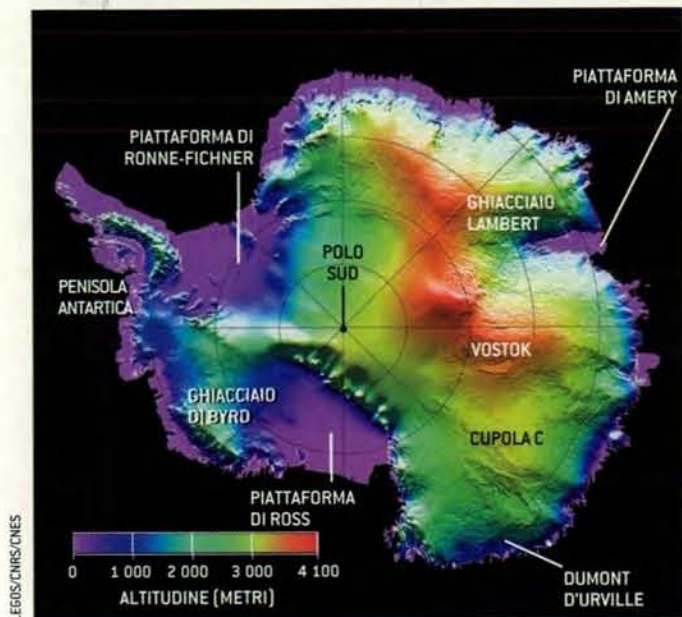
- Spesso si è erroneamente portati a pensare alle calotte polari come a immensi blocchi di ghiaccio statici. E così è stato, per lungo tempo, anche per gli scienziati. Oggi sappiamo però che le calotte polari sono strutture dinamiche che, influenzate dai cambiamenti climatici, contribuiscono a loro volta ai mutamenti dell'equilibrio planetario attualmente in corso.
- Lo spessore della coltre di ghiaccio che ricopre l'Antartide e la Groenlandia varia con il flusso in entrata, costituito dalle precipitazioni nevose, e con il flusso in uscita, dovuto allo scorrimento del ghiaccio sulla superficie.
- I modelli climatici annunciano un riscaldamento i cui effetti sarebbero diffusi da regione a regione, ma tutti predicono un aumento della temperatura ai poli. Questo aumento di temperatura dovrebbe far aumentare il livello degli oceani, fenomeno già osservato nell'arco del XX secolo con un aumento di 15 centimetri.
- Un terzo dell'aumento è dovuto alla dilatazione termica delle acque marine e un terzo proverrebbe dai ghiacciai delle zone temperate. Ma le osservazioni delle calotte polari mostrano che il terzo mancante non proviene dallo scioglimento dei ghiacci antartici.

L'osservazione delle calotte polari

Le prime stazioni meteorologiche automatiche furono installate all'inizio del XX secolo. L'era dell'osservazione «moderna» della Groenlandia e dell'Antartico ha inizio però solo dopo la prima guerra mondiale, grazie ai progressi dell'aviazione.

Negli anni cinquanta viene avviato lo studio sistematico dell'altitudine e dello spessore dei ghiacci. Il ghiaccio è trasparente alle onde radio di bassa frequenza, e opaco alle più alte. Quando si dirige un segnale al suolo, esso si riflette sul ghiaccio o sul basamento roccioso, a seconda della frequenza. Si misura il tempo impiegato dalle onde per il tragitto di andata e ritorno, e così si ottengono altitudine e profondità del ghiaccio. Alla stessa epoca risalgono

Alla metà degli anni sessanta vengono intrapresi i primi carotaggi profondi, a oltre 1500 metri. Dato che il ghiaccio si accumula progressivamente, più si scava, più vecchio è il ghiaccio raggiunto. Le carote di ghiaccio rappresentano pertanto fotografie del passato: esse indicano la temperatura, la composizione e la pressione dell'aria, nonché le concentrazioni delle impurità e degli aerosol che si avevano in epoche passate. In particolare si può risalire alla temperatura dell'aria grazie al rapporto delle concentrazioni di isotopi dell'ossigeno presenti in uno strato di ghiaccio: l'acqua che contiene l'isotopo 16 evapora più facilmente dagli oceani che non l'acqua costituita dall'isotopo 18, e questa differenza si accentua allorché la temperatura atmosferica diminuisce. La concentrazione di ossigeno 16 nella neve



I PUNTI PIÙ ALTI DELL'ANTARTIDE si trovano a 4100 metri. Grazie al satellite ERS, è stata ottenuta una topografia del continente (a sinistra) con una risoluzione orizzontale di 5 chilometri, mentre l'approssimazione sulla stima dell'altitudine è dell'ordine del metro per le regioni centrali. Grazie a questa carta sono state calcolate le velocità di scorrimento del ghiaccio (a destra). Esse tengono conto delle quantità di neve accumulate e degli spessori del ghiaccio. Al centro, le velocità di scorrimento sono ridotte, ma

aumentano in prossimità delle coste. Tuttavia, anche sulle coste si riscontrano notevoli differenze. Zone in cui le velocità di scorrimento sono superiori a 200 metri all'anno si affiancano ad altre pressoché stabili. Il ghiacciaio Byrd, che si getta nella piattaforma di Ross, o il ghiacciaio Lambert, che si getta nell'Amery, sono emissari che evacuano migliaia di chilometri cubi di ghiaccio. Essi sono contornati da canali di scorrimento rapido, paralleli e distanziati di una quarantina di chilometri.

GLI AUTORI

FRÉDÉRIQUE RÉMY dirige il Laboratorio di studi in geofisica e in oceanografia spaziali del CNRS-CNES a Tolosa. CATHERINE RITZ è ricercatrice presso il Laboratorio di glaciologia e geofisica dell'ambiente del CNRS a Grenoble.

zione del vento dall'orientazione delle onde che si formano sul ghiaccio. Il radar confronta i tempi di percorso impiegati da due segnali per raggiungere la superficie del ghiaccio e fare ritorno al satellite: da qui è possibile risalire alla velocità di spostamento della superficie.

Questi strumenti offrono una visione straordinaria delle calotte. Dall'aprile 1994 al marzo 1995 ERS ha effettuato circa 30 milioni di misurazioni, a partire dalle quali è stato possibile ricostruire la topografia superficiale dell'Antartide con una risoluzione di 2 chilometri e una precisione in altitudine dell'ordine del metro. E le osservazioni hanno permesso di raffinare i modelli dinamici delle calotte polari.

Precipitazioni e accumulo della neve

Nei modelli, la quantità di neve accumulata ogni anno sulla calotta costituisce l'unico flusso in entrata. L'altezza della neve misurata da satellite non tiene conto degli scorrimenti e non rappresenta quindi la neve accumulata. Si cerca così di misurare le velocità di accumulo misurando l'entità delle precipitazioni nevose.

Tali precipitazioni sono controllate da meccanismi atmosferici complessi e diversi a seconda della zona. Nella fascia costiera le precipitazioni sono cospicue: in media, 35 centimetri all'anno. L'attività ciclonica circumpolare (le perturbazioni

che ruotano senza interruzione attorno ai poli) è dominante e, quando le masse di aria umida penetrano sul continente e risalgono per varcare le montagne, si raffreddano, provocando precipitazioni nevose. Al centro nevicata poco: 10 centimetri all'anno. L'aria è più secca, e le nubi sono raffreddate dalla superficie ghiacciata. Quando fa molto freddo, le molecole d'acqua formano cristalli e inizia a nevicare.

Non tutta la neve si accumula. In Groenlandia, una parte fonde a bassa altitudine nella stagione estiva. In Antartide la neve non fonde, ma è spazzata dai venti. L'aria fredda scende lungo i pendii generando venti forti e persistenti, dovuti alla forza di gravità. A Dumont d'Urville, in Antartide, la velocità media del vento è di 40 chilometri all'ora, ma raggiunge talvolta addirittura i 200. Questi venti spostano la neve, creando dune che disturbano le misurazioni. Su scala locale, questi venti sono di importanza preponderante, ma su scala globale solo una piccola frazione delle precipitazioni nevose si disperde nell'oceano sotto forma di neve soffiata dal vento. I venti favoriscono anche la sublimazione della neve, che in certe re-

gioni è la causa dominante dell'erosione della calotta. Nella valutazione del flusso in entrata si cerca di tenere conto di questi effetti, anche se sono difficili da stimare.

La valutazione delle velocità di accumulo è complessa, perché esse variano nel tempo, in funzione della temperatura dell'aria in superficie. I carotaggi hanno mostrato che le temperature hanno un andamento ciclico. Temperature inferiori di circa 10 gradi rispetto alle attuali corrispondono ai periodi glaciali (durati diverse decine di migliaia di anni). In queste fasi, immense coltri glaciali coprivano la parte settentrionale dell'America (Laurentide) e dell'Eurasia (Fennoscandia). In corrispondenza dell'ultimo massimo glaciale, circa 20 000 anni fa, il livello del mare era inferiore di circa 120 metri rispetto a oggi. Questi periodi sono stati inframmezzati da periodi caldi (i periodi interglaciali), della durata di alcune migliaia di anni. L'alternanza è dovuta alle variazioni della quantità di energia solare che raggiunge la Terra, cioè dalle perturbazioni dell'orbita terrestre. Viviamo attualmente in un periodo caldo, iniziato circa 10 000 anni fa.

I carotaggi hanno mostrato che le pre-

I satelliti misurano in diretta lo spostamento dei ghiacci

Il ghiacciaio Lambert è uno dei più grandi ghiacciai al mondo. Sulla costa, si getta nella piattaforma Amery, una piattaforma di ghiaccio galleggiante. I suoi affluenti, Fischer e Mellor, sono pure importanti emissari glaciali, vale a dire vie di scorrimento rapido del ghiaccio, e la loro larghezza raggiunge talvolta gli 80 chilometri. Questi ghiacciai scorrono più spesso nelle valli presenti nel substrato roccioso. Il radar di cui è dotato il satellite europeo ERS ha fornito immagini di questi ghiacciai.

Questo strumento invia un'onda

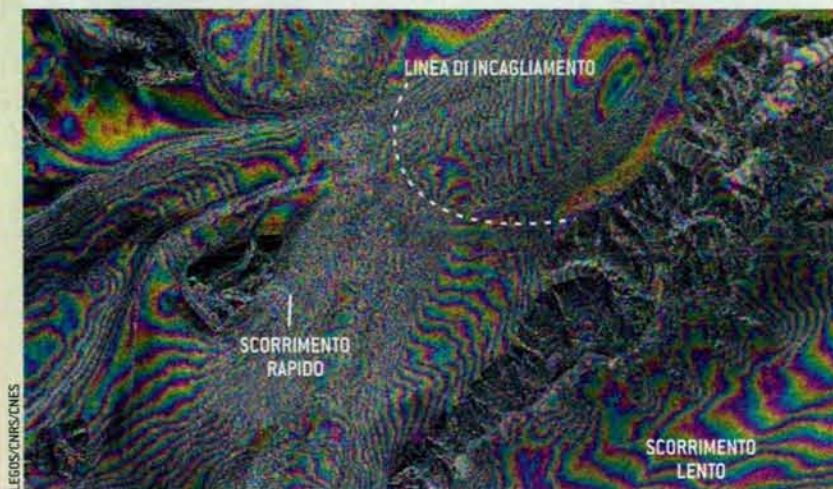
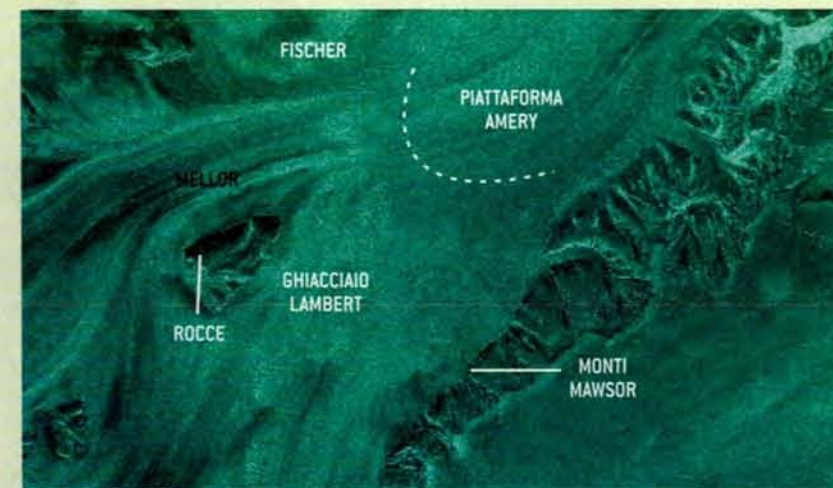
elettromagnetica di frequenza estremamente elevata e misura il tempo impiegato dall'onda stessa per fare ritorno al satellite dopo essere stata riflessa dalla superficie di ghiaccio. Questa onda fa una «scansione» della superficie del ghiacciaio studiato e il suo tempo di percorrenza varia da un punto all'altro in funzione dell'altitudine del punto in questione. Si ottiene in questo modo un'immagine (in alto) dall'intensità del segnale riflesso e dalla fase legata al rilievo locale.

Il radar fornisce anche le velocità di scorrimento grazie a un interferometro,

che misura lo spostamento relativo del ghiacciaio visto in due momenti diversi. Viene presa una prima immagine e poi una seconda, a distanza di 24 ore. Se la superficie del ghiaccio non si è modificata, allora le due immagini saranno identiche. In realtà, il ghiaccio scorre, e la sua superficie cambia. I tempi di percorrenza delle onde sono differenti da un giorno all'altro per uno stesso punto della superficie, a eccezione degli affioramenti rocciosi. Si combinano le due immagini di fase riprese con un intervallo di 24 ore per formare un interferogramma (in basso). Vengono attribuiti colori ai valori delle differenze misurate per ciascuno dei punti, e sull'immagine si ha l'apparizione di frange. Lo spostamento di un punto tra le due immagini successive si misura contando il numero di frange. Ogni frangia corrisponde a uno spostamento relativo di 28 millimetri. Più le frange sono ravvicinate, più lo spostamento relativo è cospicuo. Vengono così evidenziati i ghiacciai emissari e se ne misura la velocità di scorrimento.

Il radar permette anche di individuare facilmente la linea di incagliamento (tratteggiata), a partire dalla quale il ghiaccio non poggia più sul substrato roccioso, ma galleggia sul mare. Questa piattaforma di ghiaccio galleggiante (Amery), dello spessore di diverse centinaia di metri, è soggetta ai movimenti di marea. Essa sale e scende con un'escursione che raggiunge il metro e mezzo. La linea di incagliamento definisce la frontiera della calotta polare (il ghiaccio galleggiante non fa più parte della calotta). Essa costituisce una buona indicazione delle variazioni climatiche: quando il livello del mare aumenta, essa arretra verso il continente e la massa della calotta glaciale diminuisce. I glaciologi seguono le fluttuazioni di questa linea, eccellente riferimento sulla dinamica delle calotte.

Benoit Legresy,
Laboratorio di studi in geofisica e oceanografia spaziali di Tolosa (CNRS-CNES).



IL GHIACCIAIO LAMBERT scorre con una velocità di oltre 600 metri all'anno. Una sola immagine ottenuta con il radiometro del satellite ERS (in alto) mostra il rilievo. Due immagini riprese a distanza di 24 ore formano un interferogramma (in basso): il numero di frange è proporzionale alla velocità di scorrimento del ghiacciaio. Le frange tra il ghiacciaio Lambert e i ghiacciai vicini sono assai ravvicinate, come nelle zone di contatto tra i ghiacciai e gli affioramenti rocciosi. Il ghiaccio ai lati del ghiacciaio scorre in modo molto più lento e regolare (percorrendo solo qualche metro all'anno).



LE ZONE DI BASSA ALTITUDINE dell'Antartide sono più estese oggi di 15 000 anni fa, all'epoca dell'ultimo massimo glaciale, poiché il livello del mare è aumentato. I modelli relativi ad allora (a sinistra) e alla situazione attuale (al centro) mostrano le differenze. Grazie alle ricerche effettuate, è stato possibile ricostruire anche le calotte dell'emisfero boreale (a destra) in

proiezione polare, con l'America Settentrionale a sinistra e l'Eurasia a destra. La loro estensione era maggiore: le cosiddette Laurentidi ricoprivano l'America Settentrionale e la Fennoscandia il nord dell'Europa e dell'Asia. Il livello del mare era più basso di 120 metri rispetto a oggi e alcune zone, come lo Stretto di Bering, erano emerse.

precipitazioni durante i periodi freddi erano due volte più scarse di oggi. Se ne deduce che le precipitazioni devono essere divise per due (e così pure le velocità di accumulo) quando le temperature risultano più basse di una decina di gradi. Il confronto dei dati sulle precipitazioni relativi al centro del continente (più freddo) e alle coste (più temperate) conferma questa stima.

Possiamo dedurre le velocità di accumulo dalle dimensioni dei granuli. Con le osservazioni da satellite, si può misurare la taglia dei granuli fino a qualche metro sotto la superficie: i granuli voluminosi attenuano di più il segnale. I granuli ingrossano a mano a mano che affondano. Quando si trovano granuli grandi a bassa profondità, è perché non sono stati ricoperti da neve fresca, e quindi è nevicato poco. Al contrario, quando si trovano granuli piccoli a grande profondità, le precipitazioni sono state abbondanti.

Possiamo anche stabilire il profilo dimensionale dei granuli in funzione del tempo. Conoscendone la profondità, potremmo ricavare la velocità di accumulo. Finalmente, avremo diagrammi della velocità di accumulo. In totale, la quantità di neve deposta ogni anno sull'Antartide è valutata in 1800 miliardi di tonnellate e quella che ricopre le tre più grandi piattaforme (le estensioni sul mare di ghiaccio proveniente per scorrimento dalla terraferma) in 450 miliardi di tonnellate.

Drenaggio e velocità di scorrimento

Abbiamo costruito un diagramma delle velocità di accumulo della neve e anche il flusso in entrata. Ci rimane da determinare il flusso in uscita, vale a dire lo scorrimento della neve. Una volta caduta, la ne-

ve si fa più densa, e si trasforma in ghiaccio. La trasformazione avviene nei primi 100 metri sotto la superficie nel corso di qualche migliaio di anni, il che è poco in confronto alle scale di tempo usuali per la dinamica delle calotte. Il ghiaccio così formato scorre per la forza di gravità dal centro della calotta verso i bordi.

Il ghiaccio scorre per deformazione, come un fluido molto viscoso. Se si dà una martellata su un pezzo di ghiaccio, lo si frantuma; se invece lo si sottopone a una sollecitazione continua anche debole, si schiaccia. Nella calotta polare avviene lo stesso: le sollecitazioni, ovvero la gravità, sono deboli, ma la loro durata è abbastanza lunga da far sì che il ghiaccio si deformi e scorra verso il mare. In un corpo dal comportamento viscoso lineare, come l'acqua, la deformazione è proporzionale alla sollecitazione. Il ghiaccio è un corpo viscoso non lineare, per il quale la viscosità dipende dalla sollecitazione. I glaciologi applicano la legge di Glen, nella quale la deformazione è proporzionale alla terza potenza della sollecitazione.

Ma la realtà è più complessa. In primo luogo i parametri di questa legge dipendono dalle caratteristiche dei cristalli: per esempio dai loro difetti o dalla penetrazione dei granuli, che variano in funzione delle sollecitazioni e del tipo di ghiaccio. Nella parte superiore delle calotte, ove dominano sollecitazioni piuttosto deboli, il valore dell'esponente è inferiore a 3, mentre per il ghiaccio ricristallizzato degli strati vicini alla base è uguale a 3. Infine, la viscosità del ghiaccio aumenta in modo esponenziale con la temperatura. A parità di sollecitazione, la deformazione è 500 volte più accentuata a 0 gradi che a -50. Ora, la calotta polare è soggetta proprio a queste differenze di temperatura: si

passa dai -60 °C della superficie a circa zero a contatto con il substrato roccioso, dove il flusso geotermico proveniente dall'interno della Terra riscalda il ghiaccio.

Per calcolare lo scorrimento, si tiene anche conto dei gradienti di temperatura tra la superficie e la base. Tuttavia, le stesse temperature del ghiaccio dipendono a loro volta dalla velocità di scorrimento: aumentano con la deformazione, e quindi con la velocità di scorrimento medesima. Più la temperatura è alta, più il ghiaccio si deforma e scorre, e così via.

Il ghiaccio scorre per deformazione, ma anche per scivolamento sul substrato, dato che la temperatura alla base raggiunge il punto di fusione del ghiaccio. Il migliore esempio di ciò è il lago Vostok, il più grande lago subglaciale della Terra. Esso si situa a una profondità di circa 3000 metri e si estende per oltre 300 chilometri in lunghezza e 40 in larghezza.

Il ghiaccio scorre lungo la direzione di massima pendenza, indicata dai rilevamenti topografici. Si valuta la portata del flusso in funzione della pendenza e della velocità di accumulo della neve. E infine se ne deduce la velocità media di scorrimento tenendo conto dello spessore locale del ghiaccio. Nel 2000, abbiamo prodotto una cartografia delle velocità medie calcolate per l'Antartide. Lo scorrimento non è né regolare né uniforme. Le velocità sono minime al centro, inferiori a un metro all'anno, e aumentano fino a 100 metri all'anno nelle zone periferiche: sono irregolari e dipendono dalla conformazione dei rilievi. Si osservano canali di scorrimento rapido, diretti dal centro verso il mare, dove il flusso è da 10 a 100 volte maggiore rispetto a flussi distanti solo poche centinaia di metri. L'effetto di queste «autostrade di ghiaccio» si fa sentire parecchie cen-



Ege Ubuktuoglu/Corbis/Gratia Net

lento. Il ghiaccio si accumula dunque più rapidamente di quanto non scorra, e il centro continua a ispessirsi.

Il mistero dell'acqua mancante

L'ultimo a intervenire nel riscaldamento globale è l'oceano. Quando il ghiaccio arriva sulla costa, può galleggiare o essere abbastanza spesso da continuare a giacere sul basamento roccioso. Quando il mare è poco profondo il ghiaccio «avanza» o forma piattaforme galleggianti. In Antartide, le tre baie principali sono occupate da piattaforme di ghiaccio importanti per il funzionamento delle calotte, poiché limitano lo scorrimento del ghiaccio a monte. Quando si ha un abbassamento del livello marino, esse si appoggiano sul fondo. E dato che lo scorrimento del ghiaccio appoggiato sul fondo marino è più lento di quello del ghiaccio che galleggia, la calotta si ispessisce. Viceversa, quando il livello marino aumenta, i ghiacci appoggiati sul fondo marino se ne distaccano, e le piattaforme di ghiaccio si estendono verso l'oceano aperto. Ciò ha ripercussioni anche nelle zone interne della calotta poiché, da una parte, i ghiacci galleggianti influiscono sullo scorrimento del ghiaccio del continente ma, d'altra parte, l'acqua che si infila sotto le piattaforme le riscalda, accelerandone la fusione. I glaciologi concordano sul fatto che le variazioni del livello marino controllino il volume complessivo dei ghiacci antartici su una scala temporale di diverse migliaia di anni.

Tutte le misurazioni da satellite confermano questo scenario. In Groenlandia, il centro si innalza di 10 centimetri all'anno e i bordi diminuiscono di spessore in pari misura. Il riscaldamento attuale domina la dinamica della Groenlandia, ma non contribuisce all'innalzamento del livello del mare. Quanto all'Antartide, l'accelerazione dello scorrimento dei ghiacciai emissari si ripercuoterebbe anche all'interno del continente, ma in misura moderata. Questa accelerazione sarebbe dovuta all'ultimo riscaldamento, e non a quello attuale.

Attualmente, né i modelli né le osservazioni da satellite indicano che le calotte polari contribuiscano all'innalzamento del livello marino. Tuttavia questa constatazione non è del tutto tranquillizzante, dato che si continua a ignorare quale sia l'origine del terzo di volume d'acqua che ha causato l'innalzamento degli oceani. Da dove viene quest'acqua? La questione preoccupa climatologi, oceanografi e glaciologi. Grazie alle osservazioni recenti, si è scoperto quanto dinamiche siano le calotte polari, ma senza ottenere la prova che esse siano in fusione: l'origine dell'«acqua mancante» resta tutta da chiarire.

tinaia di chilometri all'interno. Tali canali evacuano un notevole volume di ghiaccio: oltre l'80 per cento dei ghiacci va al mare transitando per queste vie, che coprono solo il 20 per cento delle coste.

Il ghiaccio che scorre rappresenta il flusso di uscita: in prossimità del mare, fonde o si stacca sotto forma di iceberg. In funzione dell'equilibrio tra i flussi in uscita e in entrata, la calotta è stabile, aumenta, oppure diminuisce di volume. Ed è questo che i climatologi cercano di appurare realizzando modelli delle conseguenze del riscaldamento globale.

Le calotte non fondono!

Ma come reagiscono le calotte al cambiamento climatico? I modelli annunciano un riscaldamento i cui effetti sarebbero diffusi da regione a regione, ma tutti predicono un aumento della temperatura ai poli. Dati sempre più numerosi mostrano che estensione e spessore dei ghiacci che circondano l'Antartide sono in diminuzione. E indicano che il livello degli oceani si è innalzato di circa 15 centimetri dall'inizio del XX secolo. Un terzo di questo aumento sarebbe dovuto alla dilatazione termica delle acque marine; un altro terzo proverrebbe dai ghiacciai delle zone temperate. Si ignora la provenienza

della frazione rimanente. È possibile che essa provenga dalle calotte polari?

L'aumento di temperatura di 0,6 gradi osservato in Antartide dall'inizio del XX secolo ha provocato un aumento delle precipitazioni dal 3 al 5 per cento. Dato che la temperatura è comunque molto bassa, il ghiaccio non fonde, e la quantità di ghiaccio che si accumula fa abbassare il livello del mare di 0,2 millimetri all'anno. Al centro della Groenlandia si avrebbe un fenomeno identico; in compenso il ghiaccio fonde nelle zone costiere. Pertanto, l'attuale tendenza al riscaldamento farebbe aumentare le masse di ghiaccio al centro e le ridurrebbe lungo le coste. Nel complesso, la Groenlandia si deformerebbe senza apportare un significativo contributo alla variazione del livello degli oceani.

Come abbiamo visto, il ghiaccio scorre più rapidamente quando la temperatura aumenta, ma gli effetti di una variazione di temperatura si ripercuotono per decine di migliaia di anni. Le calotte subiscono ancora gli effetti dell'ultimo riscaldamento del clima, iniziato 10 000 anni fa. Perciò l'accumulo del ghiaccio al centro dipende dalle temperature «calde» attuali; in compenso, le velocità di scorrimento legate agli strati più profondi hanno ancora la temperatura dell'ultimo periodo glaciale, e lo scorrimento stesso è quindi alquanto

BIBLIOGRAFIA

- RITZ C., FABRE A. e LETRÉGUILLY A., *Sensitivity of a Greenland Ice Sheet Model to Ice Flow and Ablation Parameters: Consequences on the Evolution through the Last Climatic Cycle*, in «Climate Dynamics», 13, pp. 11-24, 1997.
- PETIT J.R. e altri, *Climate and Atmospheric History of the Past 420 000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica*, in «Nature», 399, pp. 429-436, 1999.
- RÉMY F., TESTUT L. e LEGRESY B., *Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite*, in «Comptes rendu de l'Académie des Sciences», 333, pp. 457-467, 2000.

IN FONDO PER FARTI FELICE BASTA UNA NAVE CON IL CAMPO DA GOLF.

La Royal Caribbean International, nota nel mondo per aver diffuso una nuova filosofia di viaggio, ora è finalmente pronta per voi con le nuove crociere in partenza dall'Italia verso le più affascinanti destinazioni del Mediterraneo. Se volete davvero farvi felici, venite a scoprire le crociere che Royal Caribbean International vi offre da maggio a ottobre verso le Isole Greche e la Turchia sulla Splendour of the Seas in partenza ogni domenica da Venezia e, da giugno a settembre, sulla gemella Grandeur of the Seas in partenza il sabato da Civitavecchia.

A bordo della Splendour of the Seas, lasciarsi viziare è facile perché ogni dettaglio è studiato per darvi solo il meglio del relax e del divertimento. Ma a decidere siete sempre voi: quale fra gli otto bar o lounge scegliere per la colazione o l'aperitivo, quale attività sportiva fra minigolf, palestre attrezzatissime o centri benessere, quale momento di svago e relax fra la biblioteca, lo shopping, i musical di Broadway o la leggendaria cucina del ristorante King&I.

Informatevi e prenotate nelle migliori Agenzie di Viaggi: scoprirete anche che, con le formule a partire da L.2.286.000*, concedervi il lusso di un'esperienza indimenticabile è più accessibile di quanto pensate.

Itinerari A/R da Venezia: Atene - Kusadasi - Heraklion - Corfù oppure Atene - Rodi - Mykonos - Dubrovnik
Itinerari A/R da Civitavecchia: Katakolon - Santorini - Kusadasi - Atene

*soggette a disponibilità.

Royal Caribbean
INTERNATIONAL

Distante da una vacanza qualsiasi.