

A THERMOMECHANICAL MODEL OF THE ANTARCTIC ICE SHELF

Università degli Studi di Milano

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea Magistrale in Fisica, A.A 2009/2010

Relatore: Prof. Mauro Giudici. Correlatori: Prof. Guido Parravicini, Dr. Chiara Vassena

1 Introduzione

L'Antartide riveste un ruolo fondamentale nel regolare l'equilibrio climatico del nostro pianeta, infatti la differenza di temperatura tra i poli e l'equatore fa sì che si inneschino i più importanti meccanismi di circolazione oceanica e atmosferica. L'Antartide inoltre custodisce circa l'80% dell'acqua dolce del nostro pianeta [Manzoni, 2001]; nello scenario previsto dall'IPCC con un aumento delle temperature e conseguente scioglimento dei ghiacciai, la calotta glaciale Antartica contribuirebbe all'innalzamento del livello del mare per più di 60 m. Risulta quindi evidente l'importanza di capire come il continente reagirà ai futuri cambiamenti climatici. Un primo passo in questo senso è studiare e capire il comportamento della calotta glaciale in passato, uno strumento ormai ampiamente utilizzato e di grande efficacia in questo tipo di studi è lo sviluppo di modelli numerici [Huybrechts, 1992]. In questo contesto lo scopo di questa tesi di laurea è stato quello di sviluppare un modello numerico in grado di simulare l'evoluzione dell'Antartide durante gli ultimi 220000 anni, per poterne studiare il comportamento in risposta a forzanti climatiche nel passato, ponendo particolare attenzione al comportamento degli ice-shelves o banchise.

2 Sviluppo del modello

Per lo sviluppo del modello numerico, sono state affrontate le equazioni fondamentali che governano l'evoluzione e il comportamento di un ghiacciaio [Paterson, 1994]: la relazione costitutiva per il flusso di un ghiacciaio nota come *Legge di Glenn*, secondo la quale la velocità di deformazione dipende non linearmente dallo sforzo deviatorico e dalla temperatura; l'equazione di conservazione della massa che, nel caso di un ghiacciaio, porta alla formulazione della *ice-sheet equation*; l'equazione di bilancio delle forze che nel caso di ghiacciai e calotte glaciali si riduce al set di *equazioni di Stokes* e l'equazione del calore che descrive l'evoluzione della temperatura. Quest'ultima dipende dal campo di velocità attraverso il termine di convezione e quello di deformazione; il campo di velocità a sua volta dipende dalla temperatura attraverso la legge di Glenn: ci troviamo quindi ad affrontare un problema di accoppiamento termomeccanico, la cui soluzione analitica non è possibile. Le equazioni e le appropriate condizioni al contorno, assumono forme diverse per la calotta glaciale (*ice-sheet*) e per le banchise (*ice-shelves*). In particolare per la calotta glaciale viene introdotta l'approssimazione di ghiaccio sottile, *shallow-ice-approximation* (SIA), basata sull'osservazione che l'estensione orizzontale della calotta è molto maggiore dello spessore [Baratelli et al., 2011], che consente di determinare in modo semplificato il campo di velocità e l'attrito alla base. Viene anche introdotto lo scivolamento basale dove la temperatura alla base permette la fusione del ghiaccio. Per le banchise, l'applicazione del modello ridotto, *reduced model* ([Cliff and Morland, 2004] e [Weis et al., 1999]), anch'esso basato sul basso valore del rapporto fra spessore ed estensione laterale, consente di ottenere delle equazioni diagnostiche per la determinazione del campo di velocità, che è assunto indipendente dalla coordinata verticale. Alla separazione tra ghiaccio *grounded* e ghiaccio *floating* viene assegnata una condizione di raccordo cinematica e la velocità calcolata per la calotta, mediata lungo la verticale, viene assegnata come condizione al contorno per il calcolo della velocità nelle banchise. La linea di separazione fra ghiaccio *grounded* e ghiaccio *floating* è definita *grounding line* o linea di spiaggiamento; la sua posizione è determinata ad ogni passo temporale tramite la condizione di galleggiamento:

$$\rho H = \rho_w (z_{sl} - b),$$

dove ρ è la densità del ghiaccio, ρ_w è la densità dell'acqua del mare, z_{sl} è il livello della superficie del mare e b è la topografia basale.

Le equazioni sopra introdotte sono state discretizzate utilizzando uno schema alle differenze finite su una griglia *staggered* per il campo di velocità e su una griglia regolare per determinare lo spessore del ghiaccio, la viscosità e la temperatura; per la risoluzione del sistema di equazioni differenziali non lineari sono stati utilizzati differenti metodi. Il modello numerico è stato quindi tradotto in un codice di calcolo originale in linguaggio FORTRAN e

la validazione è stata effettuata attraverso prove con geometria semplice (topografia a cupola). Infine il modello è stato applicato all'intera calotta Antartica.

3 Risultati

I dati utilizzati come input per il modello sono relativi alla topografia [Nitsche et al., 2007], alle temperature superficiali [Comiso, 2000], all'accumulo [Vaughan et al., 1999], al flusso geotermico [Shapiro and Ritzwoller, 2004] e all'elevazione superficiale attuale [Bamber et al., 2009a] e [Bamber et al., 2009b]. I carotaggi effettuati a Vostok [Petit et al., 1999] forniscono le variazioni di temperatura e accumulo utilizzati come forzanti climatiche del passato. Sono state condotte numerose prove facendo variare il valore di alcuni parametri in ingresso tra cui la fusione alla base delle banchise M_b , la viscosità media nelle banchise $\bar{\eta}$ e il coefficiente di scivolamento alla base della calotta B . I valori ottenuti per il volume della calotta V , per l'elevazione superficiale massima z_m e per l'elevazione superficiale nei pressi di Dome C z_{DC} sono riportati in Tabella (1).

Tests	M_b [m/y]	$\bar{\eta}$ [Pa · y]	B [m/y Pa]	V [m ³]	z_m [m]	z_{DC} [m]
F	0.4	$25 \cdot 10^6$	0.002	$39.7 \cdot 10^{15}$	4464	3699
G	0.4	$25 \cdot 10^6$	0.004	–	–	–
H	0.2	$25 \cdot 10^6$	0.001	$41 \cdot 10^{15}$	4488	3713
I	0.4	$30 \cdot 10^5$	0.001	$27.5 \cdot 10^{15}$	4464	3602
L	0.4	$10 \cdot 10^6$	0.001	$39 \cdot 10^{15}$	4483	3705
M	0.4	$60 \cdot 10^5$	0.001	$31.2 \cdot 10^{15}$	4479	3650
N	0.4	$65 \cdot 10^5$	0.001	$36.1 \cdot 10^{15}$	4483	3672
O	0.4	$70 \cdot 10^5$	0.001	$36.7 \cdot 10^{15}$	4475	3660
P	0.4	$50 \cdot 10^5$	0.001	$29.1 \cdot 10^{15}$	4473	3628

Table 1: Prove effettuate

La prova che meglio riproduce la condizione attuale del continente, in termini di spessore ed estensione del ghiaccio, è la prova **M**, benchè il volume totale e l'elevazione superficiale massima siano comunque sovrastimati rispetto a quelli reali ($26 \cdot 10^{15}$ m³ per il volume totale e 4200 m per l'elevazione superficiale massima, da [Baroni, 2001]). Questo può dipendere dal fatto che nel modello trascuriamo la presenza degli *ice-streams*, zone della calotta in un cui sia ha un flusso molto veloce e che consentono al ghiaccio della calotta di essere riversato in mare.

In Figura (1) riportiamo lo spessore del ghiaccio e la temperatura alla base ottenuti per la prova **M**. Sempre per la prova **M** riportiamo in Figura (2) un confronto tra la *grounding line* ottenuta dalla simulazione e quella ottenuta da [Bohlander et al., 2004] e [Bohlander et al., 2007].

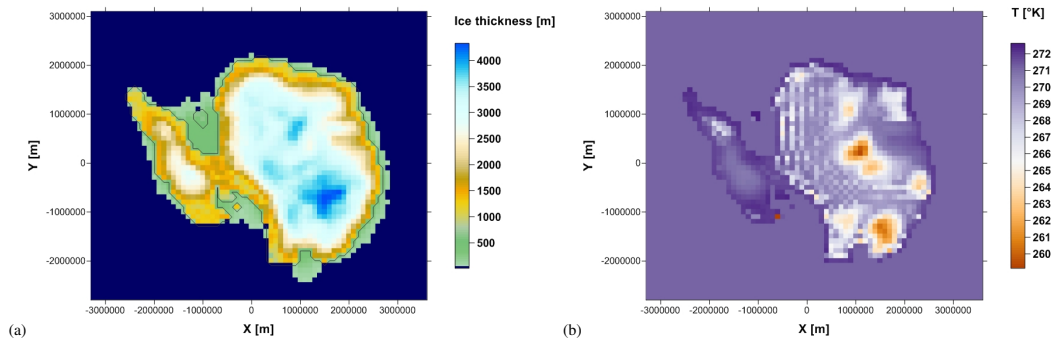


Figure 1: Spessore (a) e temperatura alla base (b) ottenuti per la prova **M**. Nella figura (a) la linea nera rappresenta la *grounding line*.

La linea di spiaggiamento ottenuta con la simulazione riproduce con buona approssimazione quella ottenuta da dati raccolti, ma non è in grado di riprodurre alcuni dettagli. Questo è sicuramente dovuto all'utilizzo di una griglia di discretizzazione con una spaziatura orizzontale molto grande (100 km). In Figura (3) mostriamo l'andamento nel tempo del flusso di ghiaccio uscente dai bordi laterali della calotta e la differente risposta della calotta e degli

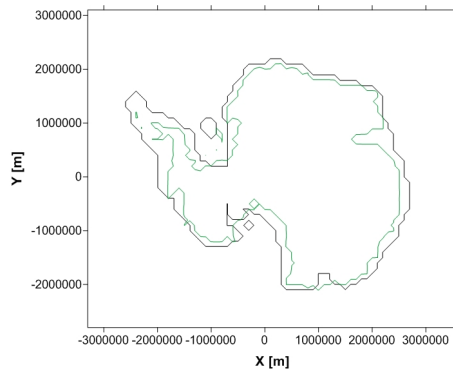


Figure 2: Confronto tra linea di spiaggiamento ottenuta dalla simulazione (linea nera) e quella ottenuta da [Bohlander et al., 2004] e [Bohlander et al., 2007] (linea verde).

ice-shelves alle variazioni di temperatura e accumulo nel tempo. Dalla Figura (a) possiamo vedere che il flusso di ghiaccio ha lo stesso andamento della variazione di temperatura (la differenza fra la temperatura in passato rispetto a quella odierna) e dell'accumulo, ma presenta un ritardo di circa 1000 anni: questo è dovuto al tempo di risposta del continente. Dalla Figura (b) possiamo notare che la risposta delle banchise è più pronunciata rispetto a quella della calotta, ciò mette in luce il fatto che le banchise sono più sensibili a variazioni di temperatura e risultano quindi anche la parte più instabile del continente.

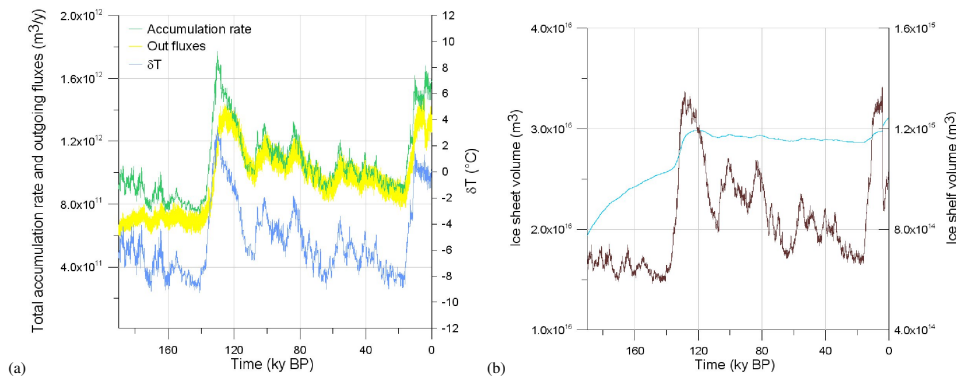


Figure 3: Figura (a): confronto tra la variazione di temperatura (linea blu), accumulo (linea verde) e flusso di ghiaccio uscente dai bordi laterali della calotta (linea gialla). Figura (b): evoluzione del volume della calotta (linea blu) e delle banchise (linea marrone) in risposta a variazioni di temperatura.

4 Conclusioni

Il modello numerico sviluppato durante questo lavoro di tesi si inserisce sulla scia di numerosi studi che sono stati condotti sul continente Antartico da altri paesi europei. I risultati ottenuti sono in accordo con quelli di altri modelli ([Ritz et al., 2001] e [Rommelaere and Ritz, 1996]) sviluppati in precedenza. Rispetto a precedenti lavori di tesi, questo modello è in grado di studiare il comportamento degli ice-shelves e rappresenta inoltre un primo tentativo verso lo studio dell'evoluzione e della stabilità della grounding line. Le simulazioni sono molto sensibili alla viscosità dagli ice-shelves e al livello del mare, mettendo così in luce l'importanza che le banchise hanno nel determinare l'equilibrio di una calotta glaciale marina, quale l'Antartide occidentale. Il modello riproduce in maniera soddisfacente la configurazione attuale, possibili miglioramenti riguardano l'introduzione della dinamica degli ice-streams e l'utilizzo di una griglia più fine per ottenere maggiori dettagli. La tesi è stata inoltre la base di un articolo [Giudici et al., in press] nel quale viene presentato uno studio di sensibilità con lo scopo di capire qual è l'effetto che le incertezze su alcuni parametri hanno sulle grandezze in uscita dal modello e.g., volume totale, velocità negli ice-shelves, fusione alla base della calotta.

References

- [Bamber et al., 2009a] Bamber, J.L., J.L. Gomez-Dans and J.A. Griggs. 2009. A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data-Part 1: data and methods. *The Cryosphere*, **3**, pp. 101-111.
- [Bamber et al., 2009b] Bamber, J.L., J.L. Gomez-Dans and J.A. Griggs. 2009. A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data-Part 2: validation and error estimates. *The Cryosphere*, **3**, pp. 113-123.
- [Baratelli et al., 2011] Baratelli, F., M. Giudici, C. Vassena. Articolo in stampa su *Bollettino Geofisico*, Vol. XXXIV.
- [Baroni, 2001] Baroni C. 2001. *Antartide. Terra di scienza e riserva naturale*. Terra Antarctica Publication.
- [Bohlander et al., 2004] Bohlander, J., T. Scambos, T. Haran, M. Fahnestock. 2004. A new Modis-Based Mosaic of Antarctica: MOA. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **85**(47), F425.
- [Bohlander et al., 2007] Bohlander, J. and T. Scambos. 2007. Antarctic coastline and grounding line derived from Modis Mosaic of Antarctica (MOA). Boulder, Colorado USA: *National Snow and Ice Data Center*.
- [Cliff and Morland, 2004] Cliff K.A., L.W. Morland, 2004. Full and reduced model solutions of unsteady axisymmetric ice sheet flow over a flat bed. *Continuum Mechanics and Thermodynamics*, **16**, pp. 481-494, doi:10.1007/s00161-004-0176-3.
- [Comiso, 2000] Comiso, J.C. 2000. Variability and trends in Antarctic surface temperature from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate*, **13**, pp. 1674-1696.
- [Giudici et al., in press] Giudici, M., F. Baratelli, G. Castellani, C. Vassena. Articolo in stampa su *Ice Sheets: Dynamics, Formation and Environmental Concerns*, Nova Science Publishers.
- [Huybrechts, 1992] Huybrechts, P. 1992. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional study. *Berichter Zur Polarforschung*, **99**, pp. 244.
- [Manzoni, 2001] Manzoni M., 2001. *La Natura dell'Antartide*. Springer .
- [Nitsche et al., 2007] Nitsche, F.O., S.S. Jacobs, R.D. Larter and K. Gohl. 2007. Bathymetry of the Amundsen sea continental shelf: Implications for geology, oceanography and glaciology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **8**. doi:10.1029/2007GC001694.
- [Paterson, 1994] Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*, 3rd edition. Butterworth-Heinemann.
- [Petit et al., 1999] Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pèpin, C. Ritz, E. Saltzman and M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, pp. 429-436.
- [Ritz et al., 2001] Ritz C., V. Rommelaere, C. Dumas. 2001. Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region. *Journal of Geophysical research*, **106**, 943-964.
- [Rommelaere and Ritz, 1996] Rommelaere V., C. Ritz. 1996. A thermomechanical model of ice-shelf flow. *Annals of Glaciology*, **23**, 13-20.
- [Shapiro and Ritzwoller, 2004] Shapiro, N.M. and M.H. Ritzwoller. 2004. Inferring heat flux distribution guided by a global seismic model: particular application to Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, pp. 213-224.
- [Vaughan et al., 1999] Vaughan, D.G., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russel, A.P.R. Cooper. 1999. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *Journal of Climate*, **12**, pp. 933-946.
- [Weis et al., 1999] Weis M., R. Greve, K. Hutter. 1999. Theory of shallow ice shelves. *Continuum Mechanics and Thermodynamics* **11**: 15-50.