

VARIAZIONE DELLA LINEA DI COSTA IN RELAZIONE AL CARICO VULCANICO: IL CASO DEL VULCANISMO SARDO

P. Mariani¹, C. Braitenberg¹, F. Antonioli²

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi Trieste

2 ENEA, Roma

In un contesto di stabilità regionale la Sardegna presenta, nel Golfo di Orosei (Sardegna orientale), un solco di battente marino continuo e lungo 30 km circa, attribuito al Tirreniano, posto ad una quota superiore (11,5-7,6 m) rispetto alle quote attese (7 ± 2 m).

Per analizzare il problema, si è studiata la risposta flessurale della crosta, a carichi crostali. Tali carichi possono essere interni ed esterni all'isola, ma devono essere posteriori alla formazione della linea di costa Tirreniana. Si offre pertanto un quadro generale delle età delle vulcaniti recenti presenti nell'isola e degli eventuali depositi vulcanici a mare. Successivamente, in base ad una modellazione isostatica multiparametrica, si analizza l'influenza sulla linea di costa di un carico vulcani-

co tipo. Un ulteriore modello analitico ha simulato la presenza di un batolite/laccolite ubicato nelle aree limitrofe al golfo. I test sintetici hanno dimostrato che i carichi continentali non riescono a spiegare l'anomalia, che sembra invece ben correlata con una spinta dal basso verso l'alto legata alla presenza di attività vulcanica nel golfo.

La linea di costa Tirreniana (125 ka) in Sardegna è ben conosciuta grazie al rilevamento di 58 misure geomorfologiche (Ferranti et al., 2006). La bassa variabilità dell'altezza dei marker, in comparazione alle altre regioni, porta ad essere questo settore costiero il riferimento eustatico del MIS 5.5 (M.I.S = Marine Isotopic Stage) per tutta la regione Mediterranea. Il livello si attesta a 7 ± 2 m rispetto al livello del mare attuale (Lambeck et al., 2004a, b). In particolare, nella costa orientale della Sardegna, presso il Golfo di Orosei si estende un solco di battente continuo di lunghezza pari a 30 km, lungo il quale si osserva una variazione di quota, da 11,5 a 7,6 m rispettivamente da nord a sud (Ferranti et al., 2006).

Generalmente la deviazione del solco di battente dai valori predetti è legata alla presenza di attività tettonica, di attività vulcanica, di movimenti isostatici o di movimenti antropogenici. La Sardegna però è considerata una regione a bassa attività tettonica, priva di attività antropogenica; anche il ritorno isostatico post-glaciale è di un ordine troppo piccolo per spiegare l'anomalia (Gueguen et al., 1998). In questo lavoro considereremo la presenza di attività vulcanica Neogenica-Quaternaria continentale e sottomarina, come la possibile causa per spiegare l'anomalia osservata.

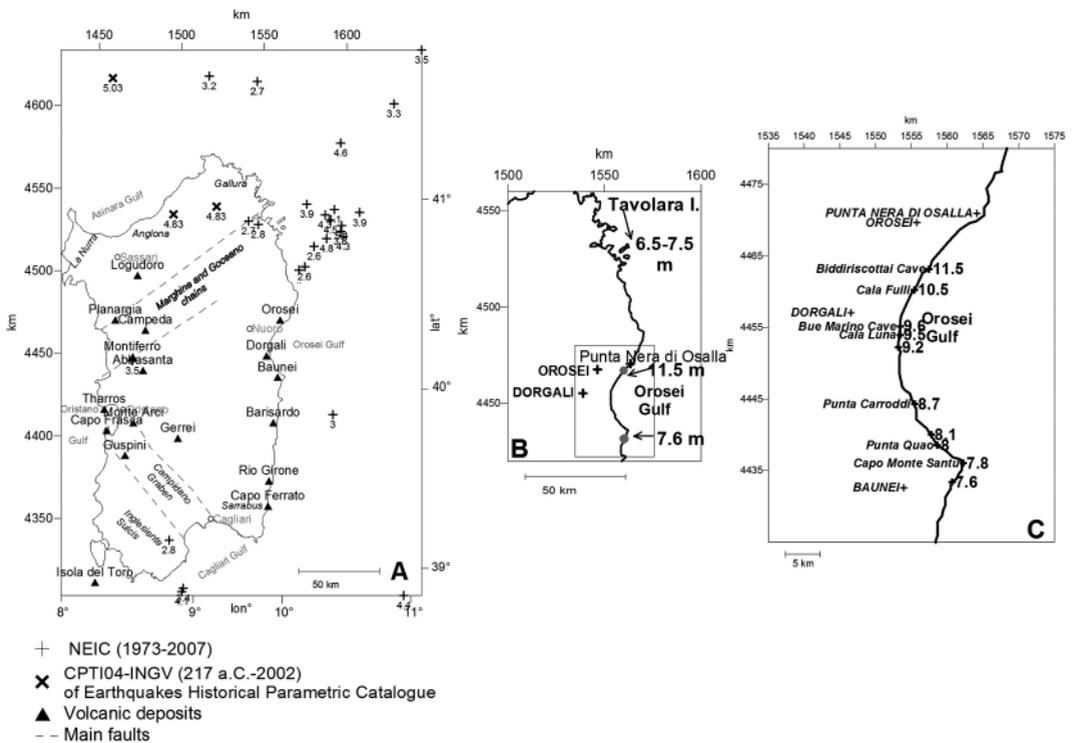


Fig. 1 – Schema della Sardegna: A) Principali faglie, depositi vulcanici e sismicità. La posizione degli eventi sismici è contrassegnata da crocette e la relativa magnitudo dal valore numerico (vedi legenda); Neic (2007); Gruppo di lavoro CPTI (2004); l'area rettangolare individua il settore costiero rappresentato in Fig. 1B); B) Altezza del solco di battente Tirreniano (125 ka) lungo il settore nord-orientale dell'isola; l'area rettangolare segnala la Fig. 1C); C) Settore costiero e altezze del solco di battente lungo il Golfo di Orosei. I valori delle altezze sono dati in metri sul livello del mare (Ferranti et al., 2006).

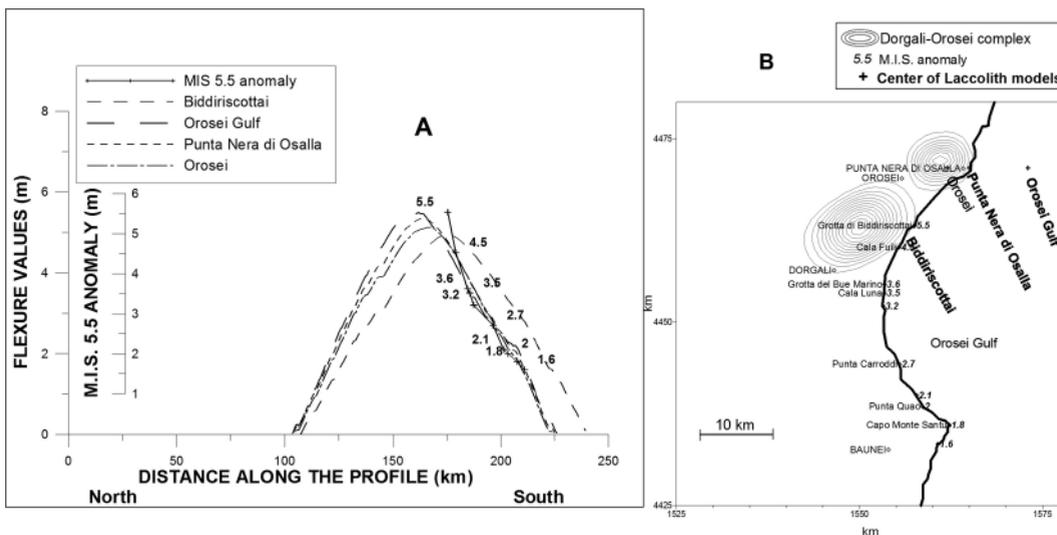


Fig. 2 - A) Profilo della deformazione verso l'alto dovuta al modello laccolite per diversi punti di applicazione; B) Localizzazione geografica dei modelli. I numeri in corsivo sono le altezze anomale del MIS 5.5 (Ferranti et al., 2006) e sulla sinistra, in minuscolo, le cittadine limitrofe, in maiuscolo le città principali; le croci nere indicano il centro di applicazione nella modellazione dei laccoliti; in grigio invece il modello Dorgali-Orosei

Offriamo una sintesi dei depositi vulcanici (Fig. 1A) e delle relative età evidenziate dalla letteratura per poi analizzare l'effetto del carico sulla linea di costa indagata, nel modello della flessione isostatica regionale.

È stato analizzato il comportamento della flessione per un carico sintetico, che rifletta le caratteristiche morfologiche dei depositi vulcanici (Fig. 2B). La risposta flessurale è stata studiata mediante la variazione di diversi parametri: la forma del carico (funzione di raggio, altezza ed eccentricità della base del solido) e osservando il comportamento della flessione a diverse distanze dalla costa e a diversi valori di rigidità flessurale.

I modelli sintetici evidenziano che il carico vulcanico è in grado di ricreare deformazioni verso l'alto e verso il basso dell'ordine dei metri. I movimenti verso l'alto sono legati alla formazione del rigonfiamento periferico ma esso si sviluppa solo a grandi distanze dal centro dell'applicazione, tali valori inoltre aumentano con l'incremento della rigidità della piastra. Si dimostra perciò che i depositi vulcanici recenti (Logudoro e Dorgali-Orosei) non riescono a spiegare l'anomalia del Golfo di Orosei proprio perché troppo vicini all'anomalia. L'anomalia verrà invece spiegata con l'impiego di un modello batolite/laccolite che ricreando una spinta magmatica simula una deformazione della crosta dal basso verso l'alto (Timoschenko e Woinowsky-Krieger, 1959). Tale movimento sembra giustificato dalla presenza di un'attività effusiva a mare, solo recentemente individuata, a largo di Punta Nera di Osalla, nel Golfo di Orosei.

Bibliografia

Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orru' P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sanso' p., Verrubbi V.; (2006): The last glacial sea-level high stand along the coast of Italy. Tectonic implication. Contribution from the 32nd IGC, Editorial Quat. Internat.145-146, pp. 30-54.

Gruppo di lavoro CPTI (2004): Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>.

Gueguen E, Doglioni C., Fernandez M.; (1998): On the post-25 Mageodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298,pp. 259-269.

Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S.; (2004a): Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs. Quat. Sc. Rev. 23, pp. 1567-1598.

Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Stirling C.; (2004b): Sea level in the Mediterranean and inference on the global ice volumes during the last MIS 6 and MIS 5.5. In: Proceedings of the 32 International Geological Congress, Florence, Italy.

NEIC, (2007), <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>.

Timoschenko S.P., Woinowsky K.; (1959): Theory and plate and shells. McGraw-Hill International, Engineering Mechanics Series.