

Le variazioni del livello del mare come Cause Determinanti il Rischio da RSLR

Sergio Silenzi ¹, Saverio Devoti ¹, Marco Fulvio Nisi ¹ e Fabrizio Antonioli ²

¹ ICRAM – Istituto Centrale per la Ricerca Scientifica e Tecnologica Applicata al Mare, Via di Casalotti 300
- 00166 Roma, silenzi@icram.org.

² ENEA – Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, Via Anguillarese 301 - 00060 Roma

Riassunto

Viene proposta una revisione relativa all'approccio metodologico ed alle evidenze principali delle variazioni del livello del mare come cause determinanti il Rischio da risalita del livello marino sulle pianure costiere.

Il presente lavoro ha come fine la valutazione degli scenari del possibile innalzamento del livello marino nei prossimi 100 anni. Tale discussione si avvale della descrizione delle principali cause dell'innalzamento delle acque: i forzanti esaminati sono quelli geologici, quelli legati alla forza di gravità, al cambiamento della distribuzione delle masse d'acqua oceanica, le modificazioni climatiche, le variazioni glacio-idro-isostatiche, la tettonica recente e le cause antropiche.

Sono inoltre riassunti i principali approcci metodologici utilizzati sia nella ricostruzione di serie di dati riguardanti le variazioni del livello marino, le misure mareografiche ed i rilievi satellitari, sia nella definizione dei tassi di subsidenza costiera.

Parole chiave: cambiamenti del livello del mare, aspetti geologici, cause antropiche, scenari futuri.

Abstract

This work proposes a revision of the methodological approach to the study of the main sea level variation evidences as factors determining the hazards linked to sea level rise on coastal plains.

The aim of the present study is to evaluate the future scenarios linked to the possible sea level rise in the next 100 years. This discussion is based on the description of the main sea level rise causes: the examined parameters are those linked to geological aspects, to gravity, to changes in the distribution of oceanic water masses, to climatic and glacio-hydro-isostatic variations, to recent tectonics and to anthropic causes.

This work also summarizes the main methodological approaches for the reconstruction of sea level change related data, of tide gauge records and satellite surveys as well as the methods for the definition of coastal subsidence rates.

Key-words: sea-level changes, geological aspects, anthropic causes, future predictions.

Introduzione

Negli ultimi anni sia la comunità scientifica sia i media hanno sottolineato i rischi che nel prossimo secolo potranno correre, come conseguenza del sollevamento del livello del mare, moltissime aree costiere in tutto il mondo. Il livello relativo del mare non si è mai trovato in equilibrio statico: sono, infatti, molteplici i fattori che ne regolano la mobilità, con ordini di grandezza e tempi di azione molto variabili, anche in funzione della posizione geografica sul pianeta.

L'obiettivo della ricerca proposta in questo volume è quello d'individuare e delimitare le aree soggette a rischio da risalita relativa del livello del mare (RSLR – Relative Sea Level Rise).

Fra le più probabili conseguenze dei futuribili cambiamenti climatici nelle pianure costiere, si possono prevedere: i) l'incremento dell'impatto delle onde sulle coste; ii) il peggioramento o l'innescò di fenomeni erosivi; iii) l'aumento della frequenza e dell'intensità degli alluvionamenti; iv) fenomeni d'intrusione d'acqua marina negli acquiferi e allagamento di porzioni depresse delle pianure; v) l'incremento di effetti dannosi per agricoltura, acquicoltura, pesca nelle aree lagunari, danni alle proprietà ed alle infrastrutture. Si evince come tali occorrenze, che possono verificarsi sia sul breve sia sul lungo periodo, dipenderanno sia dai parametri predisponenti, ovvero dalle caratteristiche intrinseche del territorio, ma saranno anche connesse alle cause determinanti il rischio: le variazioni del livello marino (VLM). Le cause determinanti sono perciò rappresentate da fenomeni di tipo geologico e climatico, definibili come condizioni necessarie affinché sussista una pericolosità territoriale connessa al RSLR, e riguarderanno essenzialmente a) l'eustatismo (variazione del volume delle acque marine e conseguente cambiamento del livello di base), e b) la subsidenza.

Infatti nella definizione di RSLR bisogna considerare che un qualsiasi dato relativo ad un livello del mare (sia esso riferito al passato geologico, cioè paleoeustatico, oppure connesso ad uno scenario di predizione futura) posto ad una quota Y ad un tempo X, è uguale alla somma di: volume equivalente di ghiaccio disciolto (ice equivalent) a partire dalla data x (risalita eustatica) + il rebound glaciale (isostasia dovuta alla variazione del peso dei ghiacci) + il rebound idrologico (variazioni isostatiche dovute alle variazioni della colonna d'acqua marina + variazioni tettoniche e subsidenza a scala regionale + subsidenza a scala locale + fenomeni meteomarinari alla scala locale).

Verranno di seguito brevemente approfonditi alcuni aspetti relativi a queste diverse componenti, utilizzabili nell'individuazione, la quantificazione e la modellizzazione delle cause determinanti il RSLR. E', infatti, attraverso una corretta definizione degli scenari futuri che le Linee Guida (presentate in questo volume; Silenzi et al.), potranno realmente contribuire alla valutazione di pericolosità e di rischio da RSLR.

“vidi ego, quod fuerat quondam solidissima tellus, esse fretum, vidi factas ex aequore terras...” (Ovidio, *Metamorphoses*, XV; 43 BC – 17 AD; trad. libera: Io stesso ho visto quella che una volta era terra scomparire nel mare, e ho sentito di nuove terre nate dal suolo).

Cause di variazione del livello marino

Le fluttuazioni del livello medio dei mari (MSL – Mean Sea Level) sul lungo termine (dalle migliaia ai milioni di anni), sono fenomeni da tempo accertati. L'ampiezza e l'entità di queste possono variare grandemente in funzione delle cause e dei meccanismi che ne controllano le dinamiche. Per esempio, variazioni di alcune centinaia di metri hanno accompagnato la storia geologica della Terra (Fig. 1) e sono tuttora attive, ma i periodi di tali oscillazioni sono impercettibili dall'uomo: 300 milioni di anni per le oscillazioni di 1° ordine, 10-80 Ma per quelle di 2°, 10-1 Ma per quello di 3° ordine, sino a rispettivamente 100 ka e 20 ka per quelle di 4° e 5° ordine. Queste ultime riguardano variazioni altimetriche più limitate, sino ad un massimo di 140-150 m, ma sono significative per gli aspetti applicativi degli studi climatologici (Tab. 1).

In generale, le fluttuazioni del livello marino a scala globale dipendono da (Fig. 2): cause geologiche (cambiamenti forma degli oceani, espansione dorsali oceaniche); cambiamento della distribuzione dell'acqua oceanica (variazioni climatiche con formazione o fusione delle coltri glaciali).

Le variazioni a scala continentale o regionale dipendono principalmente da: variazioni glacio-idro-isostatiche; tettonica; variazioni nella forza di gravità; subsidenza; cause antropiche. La loro quantificazione può richiedere un notevole dettaglio spaziale (ordine del km; vedi ad es. il lavoro di Antonioli et al., 2002, o Nisi et al., 2003).

A scala locale sono possibili variazioni di breve periodo (giornaliero, mensile, annuale) prevalente-

mente correlate a cause meteomarine e meteorologiche (maree, venti predominanti, variazioni di pressione atmosferica). Queste oscillazioni sono tutt'altro che negligenziali, e possono comportare variazioni anche di alcuni decimetri, come nel caso delle acque alte a Venezia.

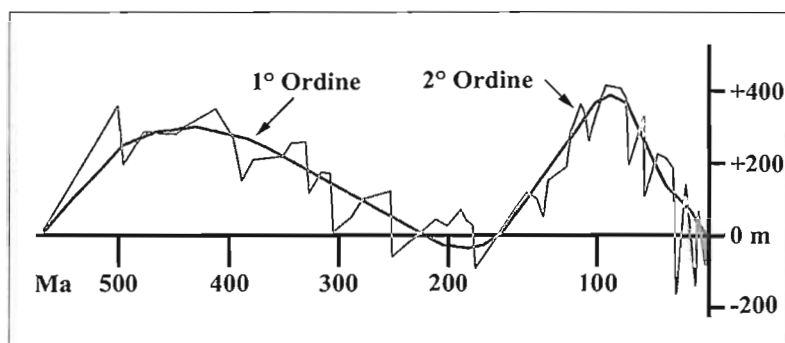


Figura 1 - Le variazioni del livello del mare negli ultimi 500 milioni di anni (ridisegnata da Vail, 1977).

Tabella 1 – Entità e velocità di variazione del livello medio dei mari in funzione delle principali cause determinanti.

Cause	Variazione Assoluta (m)	Tassi medi di Variazione (mm/anno)
Volume delle dorsali	Da 300 a 500	0.01 (molto lenta)
Accumuli di sedimenti	Variabile	0.01 (molto lenta)
Densità acqua marina	Da 0.1 a 10	Variabile
Variazioni di gravità	Variabile	1 (veloce)
Essiccamento di mari interni	Oltre 15	10 (molto veloce)
Volume dei ghiacci	Oltre 140	10 (molto veloce)
Parametri meteomarine	Da 0.01 a 0.3	Estremamente veloce
Attività dell'uomo	???	???

Nell'ambito degli studi di Rischio da Ingressione Marina, andranno comunque valutate le variazioni *relative* del livello del mare, derivanti dalla sommatoria delle diverse componenti a scala globale e regionale.

Variazioni a scala globale

Aspetti geologici

I fenomeni geologici che interessano le variazioni eustatiche, così come definite da Suess nel 1888 (da *eu*: bene, e *stasis*: equilibrio, del buon equilibrio; vedere Bosi et al., 1996, o Mörner, 1999, per una trattazione più completa del significato di eustatismo), coinvolgono essenzialmente quegli aspetti della tettonica delle placche (quali le emissioni laviche sottomarine e l'espansione o subduzione dei fondali oceanici) che contribuiscono alle variazioni della forma, e quindi della capacità volumetrica, dei bacini. Esse riguardano, inoltre, gli effetti di azione-reazione che l'eustatismo ha sulla conformazione delle terre emerse e sommerse (ad esempio subsidenza costiera a scala continentale e regionale, gli aggiustamenti reologici della litosfera, la termo-isostasia, la glacio-isostasia, la sedimento-isostasia, gli accumuli di sedimenti, ecc.).

Le variazioni legate alla tettonica a placche avvengono costantemente, ma in milioni di anni, con effetti trascurabili sui brevi periodi di tempo. Ad esempio l'accelerazione della velocità d'espansione delle dorsali oceaniche determina un sensibile aumento del loro volume: essendo quest'ultimo di solo un ordine di grandezza inferiore a quello delle acque marine (10^8 km^3 contro 10^9 km^3), tali variazioni possono comportare notevoli VLM, seppure queste sono trascurabili, a causa della loro lentezza, ai fini applicativi.

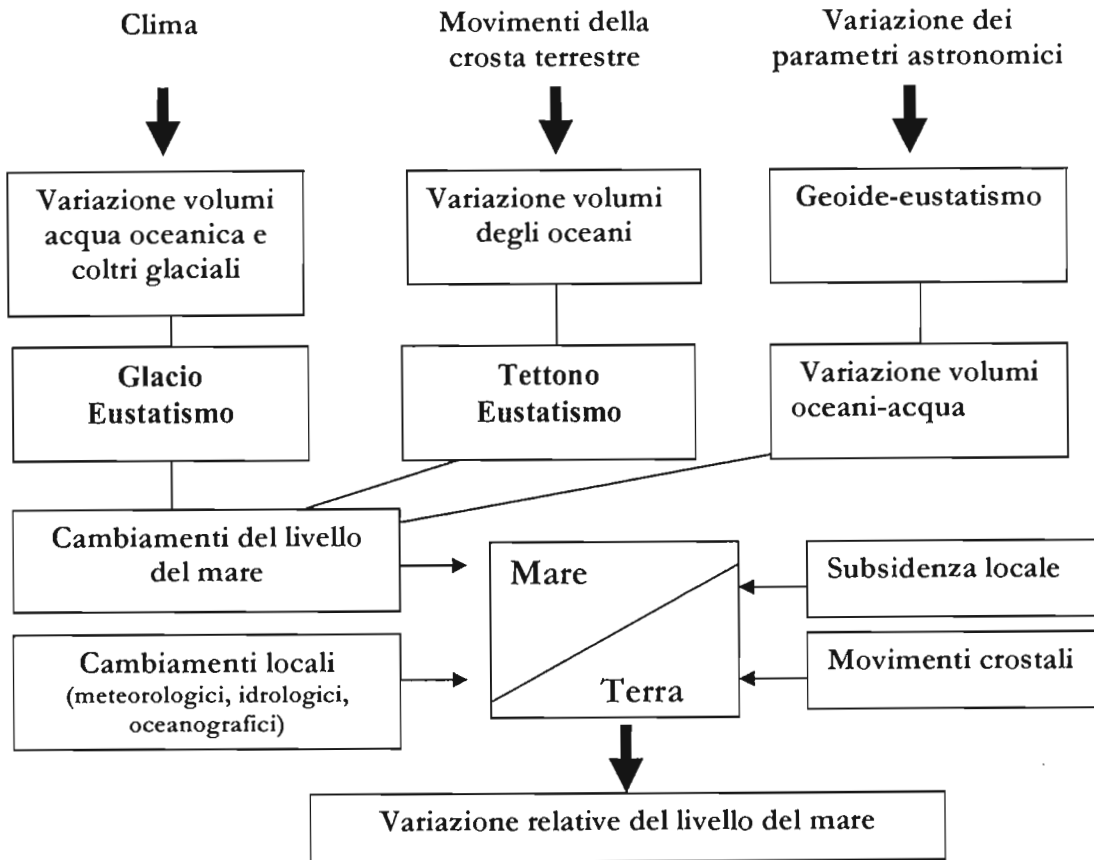


Figura 2 - L'interazione fra clima e variazioni del livello del mare (ridisegnata da Mörner, 1999).

Cambiamento della distribuzione dell'acqua oceanica

Altro fattore d'interesse per le VLM risiede nella distribuzione delle acque negli oceani. Seppure, grazie alla rotazione della Terra, la superficie del mare dovrebbe essere un ellissoide, con una differenza fra equatore e poli di circa 20 m, le misure dimostrano che in realtà questa superficie è molto irregolare. Ciò è a causa della dinamica delle masse d'acqua, che fa sì che queste abbiano una distribuzione variabile nel tempo: le complesse geometrie della dinamica oceanica (vedi ad esempio le correnti profonde e superficiali oceaniche) inducono deformazioni sia verticali che orizzontali sulla superficie del mare, anche con la complicità dei cambiamenti nei parametri rotazionali del pianeta. Quest'ultimo effetto mostra particolari evidenze durante le fasi trasgressive-regressive, a causa del cambiamento che le VLM causano nel momento angolare di rotazione della Terra (1 metro di sollevamento corrisponde ad un allungamento della lunghezza del giorno di 15 millisecondi; Mörner, 1999).

Modificazioni climatiche

Le modificazioni climatiche globali sono essenzialmente innescate dalle variazioni periodiche di tre parametri dell'orbita terrestre, che controllano l'intensità dell'insolazione che giunge sulla sua superficie: obliquità dell'eclittica, precessione assiale, eccentricità dell'orbita (Milankovitch, 1938; Hayas et al., 1976; Adem, 1989).

In generale, gli effetti delle modificazioni climatiche sulle oscillazioni eustatiche riguardano:

- Variazioni nel bilancio idrologico tra acqua e ghiaccio, per formazione o fusione di calotte glaciali; le variazioni del livello marino indotte da tale fenomeno possono raggiungere i 140 m in 10 ka, ossia con effetti non trascurabili anche su brevi periodi (Pirazzoli, 2000). Queste oscillazioni dipendono dalle variazioni delle coltri glaciali e vengono anche definite variazioni glacio-eustatiche (termine di valore storico proposto per la prima volta da Maclaren nel 1842).

- Variazioni di temperatura, di salinità e di pressione dell'acqua oceanica, con relativi cambiamenti di densità e quindi di volume; la densità dell'acqua marina, infatti, è funzione della temperatura e della salinità e dipende anch'essa dal clima (per la temperatura) e dall'esistenza o meno di calotte di ghiaccio (per la salinità). I cambiamenti di livello marino indotti da una variazione di temperatura sono generalmente limitati (al massimo qualche metro di differenza tra un periodo glaciale ed un periodo interglaciale), ma possono essere percepibili (qualche decimetro) se un cambiamento climatico si produce in tempi brevi (Pirazzoli, 2000).

Anche i cambiamenti di densità delle acque marine (funzione della temperatura e della salinità), seppure generalmente di effetto limitato (sino a qualche metro di variazione), possono dimostrarsi sensibili sui tempi brevi.

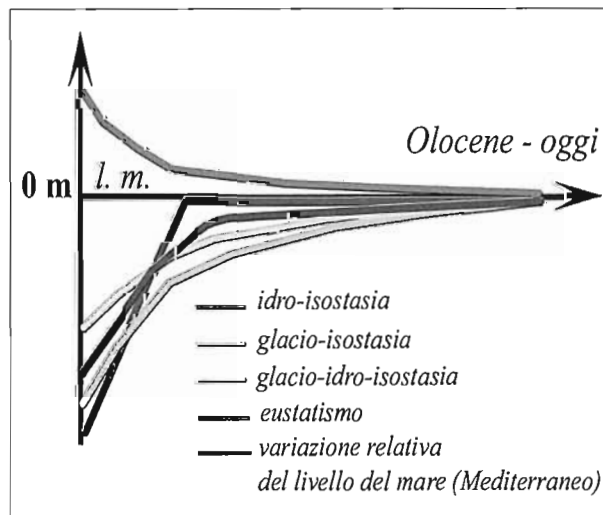
Inoltre, a scala regionale e/o continentale, le oscillazioni eustatiche risultano controllate anche da variazioni delle correnti oceaniche, dei venti predominanti e della pressione atmosferica. Tali fenomeni agiscono a scala temporale estremamente ridotta, tipicamente dell'ordine giornaliero, mensile e/o annuale.

Variazioni a scala regionale

Variazioni glacio-idro-isostatiche

La formazione o la fusione di calotte glaciali induce sulla crosta terrestre movimenti isostatici (Fig. 3), che si risentono a scala planetaria e che, a causa della viscosità del mantello terrestre, perdurano per lungo tempo anche dopo la fine della causa che li ha indotti. Così, per esempio, benché la maggior parte della calotta che ricopriva la Scandinavia durante l'ultimo periodo glaciale (massimo acme c.a. 22 ka BP) sia sparita da oltre 8000 anni, le coste del golfo di Botnia (Svezia, Penisola Scandinava) continuano ad innalzarsi glacio-isostaticamente alla velocità di quasi 20 mm/anno (per es. una linea di riva di 10 ka si trova ora a circa 200 metri di altezza); una costante subsidenza continua a predominare in una vasta regione contigua a quella della calotta, che comprende la maggior parte delle coste del Mediterraneo, Italia inclusa (Lambeck e Johnston, 1995).

Figura 3 - Eustatismo e glacio-idro-isostasia nell'area mediterranea. Lo schema mostra le diverse componenti che partecipano alla definizione della risalita del livello del mare: i) eustatismo (il mare si solleva per lo scioglimento dei ghiacci); ii) glacio-isostasia (sollevamento della crosta terrestre, dovuto allo scioglimento dei ghiacciai sovrastanti); iii) idro-isostasia (abbassamento del fondale marino per l'aumento del peso della crescente colonna d'acqua). La somma di tutte le componenti ci fornisce una misura della variazione relativa del livello marino, che è diversa per ogni diverso settore del globo. In altre parti del mondo, come in Australia, dove non si risente del sollevamento della crosta dovuto al ritiro dei ghiacciai, la componente predominante è l'idro-isostasia: il livello del mare del passato sembra aver superato quello attuale (curva 5 in Figura 4).



Questo effetto, che si ripercuote a livello globale, tendendo ad essere negligibile verso l'equatore, va sotto il nome di glacio-isostasia, ed è stato descritto fra i primi da Farrell e Clarke (1976), poi quantificato da Lambeck (1993) e Peltier (1998) in modelli descrittivi. Seppure inizialmente tali modelli presentassero delle difficoltà dovute alla verifica delle ipotesi con dati reali ("*...the model is what it says a model, nothing more*" by Mörner, 1999), la capacità di poter effettuare tale confronto con database quanto più dettagliati possibile, ha permesso in questi ultimi anni di arrivare a livelli di accuratezza ed affidabilità elevatissimi, sino a costituire dei sistemi riferimento per i bacini, o porzioni di questi, dove tali confronti sono stati possibili (vedi Lambeck et al., in stampa).

La componente idro-isostatica (Fig. 3, vedi pagina precedente) è, invece, connessa alle variazioni del fondale marino dovute all'incremento (o decremento) della colonna d'acqua, a sua volta causato dallo scioglimento (accrescimento) dei ghiacci in conseguenza del riscaldamento (raffreddamento) globale (paragonando la densità dell'acqua marina - c.a. 1g/cm^3 - a quella del mantello - c.a. 3g/cm^3 - si deduce facilmente come un sollevamento del livello del mare di 120m, quale quello olocenico, possa indurre una subsidenza di 1/3 del sollevamento - rapporto fra le densità - cioè di ben 40 m). Questo effetto produce un massimo valore di subsidenza all'interno dei bacini oceanici, con un conseguente sollevamento delle zone costiere.

Tutte le zone circumpolari sono quindi soggette a forti fenomeni di glacio-isostasia, con uplift di diversi metri nel corso dell'Olocene, mentre alle medie e basse latitudini si riscontrano principalmente i risentimenti crostali dovuti alla idro-isostasia sulle piattaforme continentali.

I diversi modelli matematici, tenendo conto dello spessore del mantello, della sua viscosità e della densità, riproducono perciò curve di VLM con specifici "andamenti" in diverse parti della Terra, (Peltier e Andrews, 1976; Lambeck e Johnston, 1995) dovuti ai diversi contributi isostatici.

L'effetto glacio-idro-isostatico per il Mediterraneo centrale (Lambeck e Johnston, 1995; Lambeck e Bard, 2000), e quindi per la penisola italiana (Lambeck et al., in stampa), si traduce in un processo di subsidenza con tassi variabili da nord (tassi più alti, maggiore vicinanza alle coltri glaciali) a sud (tassi più bassi, maggiore distanza dalle coltri glaciali).

Nel Mediterraneo, infatti, l'effetto principale connesso alla risalita del livello del mare è consistito in un abbassamento della superficie del fondale marino durante e dopo la deglaciazione, e un conseguente sollevamento delle aree continentali (Lambeck et al., in stampa).

Appare evidente perciò che le variazioni glacio-idro-isostatiche occorse lungo la penisola italiana non possono essere rappresentate da una sola curva di VLM (e questo, essendo ancor più valido a livello globale, spiega la difficoltà di avere una singola curva che possa descrivere il fenomeno eustatismo a scala mondiale).

Un esempio di quanto esposto è dato dal fatto che in alcune zone della Terra il livello relativo del mare ha superato quello attuale tra i 5 ed i 6 ka BP (Fig. 4). Nel Mediterraneo, invece, ciò non è accaduto. Infatti, il massimo livello del mare (come evinto dallo studio di zone stabili) non ha mai superato quello attuale: lungo la penisola italiana la linea di riva di circa 8000 anni BP è posizionata (secondo il settore considerato) a -18/-25 m; quella di 3 ka BP si trova a circa -2.5/-1.7 m.

Ne risulta che, seppure implementabili e migliorabili nel futuro sulla base di nuovi dati e modelli reologici più affinati, le curve glacio-idro-isostatiche forniscono uno strumento formidabile per determinare fenomeni di subsidenza e di dislocazioni tettoniche come contributo alle variazioni relative del livello marino occorse in tutto l'Olocene, permettendo di stabilire i tassi e le dinamiche proprie di un'area in studio. Fra i modelli reologici di risposta crostale alle variazioni glacio-idro-isostatiche quello attualmente più avanzato ed affidabile per il Mediterraneo centrale, ed in particolare per l'Italia, è stato messo a punto da Lambeck (Università di Canberra, AU) ed è stato testato lungo le nostre coste con centinaia di dati locali frutto di oltre un ventennio di attività di misurazioni e calibrizioni dei marker effettuate da Antonioli (ENEA, IT), e Silenzi (ICRAM, IT), utilizzando anche dati pubblicati da altri Autori. Il lavoro di Lambeck et al. (in stampa) formula così un set completo di curve di riferimento per le coste italiane (Fig. 5).

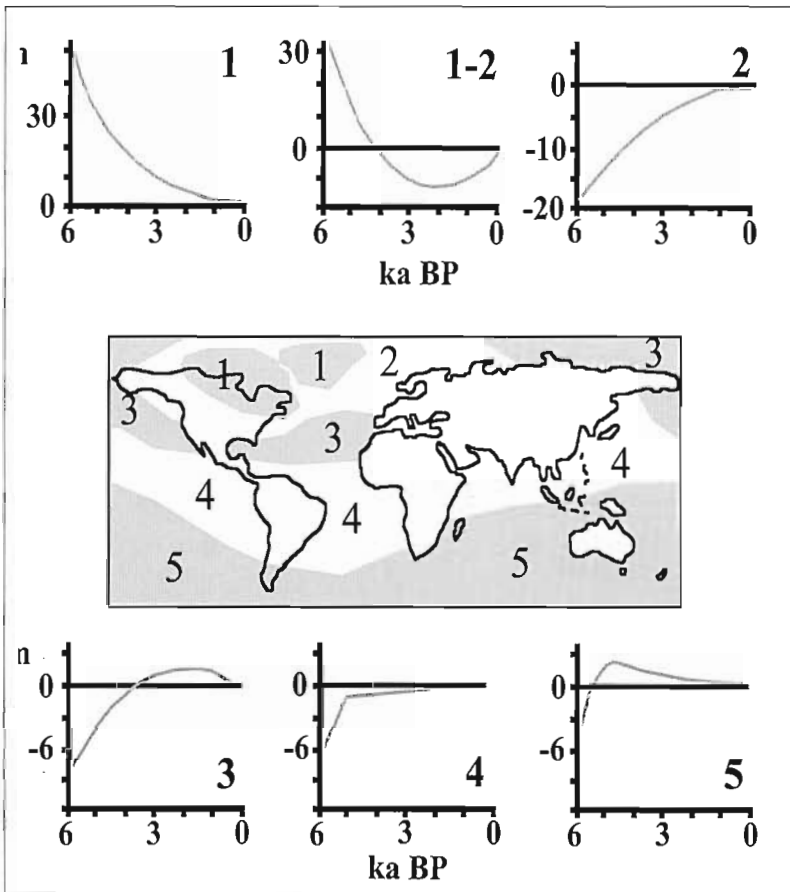


Figura 4 - Relativamente all'ultimo ciclo interglaciale (ultimi 22 ka), la ragione primaria delle variazioni del livello del mare risiede nello scambio di masse d'acqua fra coltri glaciali e oceani, come conseguenza del riscaldamento climatico planetario. Considerando che da 5 ka ad oggi non vi sia stato nessun cambiamento eustatico (e cioè che il mare non sia più risalito significativamente per scioglimento delle coltri glaciali), Clark et al. (1978) elaborano curve di risalita del livello del mare, connesse agli effetti della glacio-idro-isostasia (tratta da Pirazzoli, 1991), per ogni macro-regione del globo. La descrizione qualitativa di questi cambiamenti è difficile in quanto le informazioni che si possono reperire sul territorio dipendono grandemente dalle deformazioni crostali che tali scambi inducono, e queste sono differenti secondo il tipo di crosta, delle sue proprietà reologiche ecc., come ben si evince dalla figura.

Tettonica

A scala locale diviene assolutamente significativa l'entità di eventuali sollevamenti tettonici. Dal punto di vista tettonico la penisola italiana risulta particolarmente attiva, con settori in sollevamento (come la Calabria e la Sicilia orientale; Miyauchi et al., 1994; Monaco et al., 2000; Antonioli et al., 2003; o raccolta in Bordoni e Valensise, 1998 o in Nisi et al., 2003; Figura 6) ed altri in abbassamento, come molte delle oltre 30 piane costiere che bordano i suoi 8000 km di coste (Antonioli e Leoni, 2000; Antonioli et al., 2001). Altre aree, come le coste di Toscana, Sardegna e Lazio meridionale e porzioni della Sicilia occidentale, possono considerarsi sostanzialmente stabili, almeno per il Quaternario recente (rif. in Antonioli et al., 1999; 2002).

Negli studi di neotettonica costiera, sia in termini di movimenti tettonici verticali che di isostasia, nelle coste del Mediterraneo è possibile fare affidamento ed uso di marker geologici attribuiti all'ultimo periodo interglaciale, noto come MIS 5.5 (Marine Isotope Stage, denominato anche Tirreniano e datato 125 ka BP), per valutare i movimenti tettonici occorsi a partire dal Pleistocene superiore.

Infatti, essendo conosciuta la quota eustatica del livello di stazionamento del mare durante questo periodo (pari a 7 ± 1 m sul livello del mare attuale nel Mediterraneo; una discussione esaustiva sull'attribuzione altimetrica del massimo eustatico Tirreniano è in Nisi et al., 2003), e rapportandola a quella attuale di affioramento (Z), si calcola quantitativamente, e con buona precisione, l'entità media della componente verticale delle dislocazioni degli ultimi 125 ka BP, secondo la relazione $(Z - 7)/125$ (espresse in mm/anno) (Antonioli et al., 2000a; Bordoni e Valensise, 1998; Nisi et al., 2003).

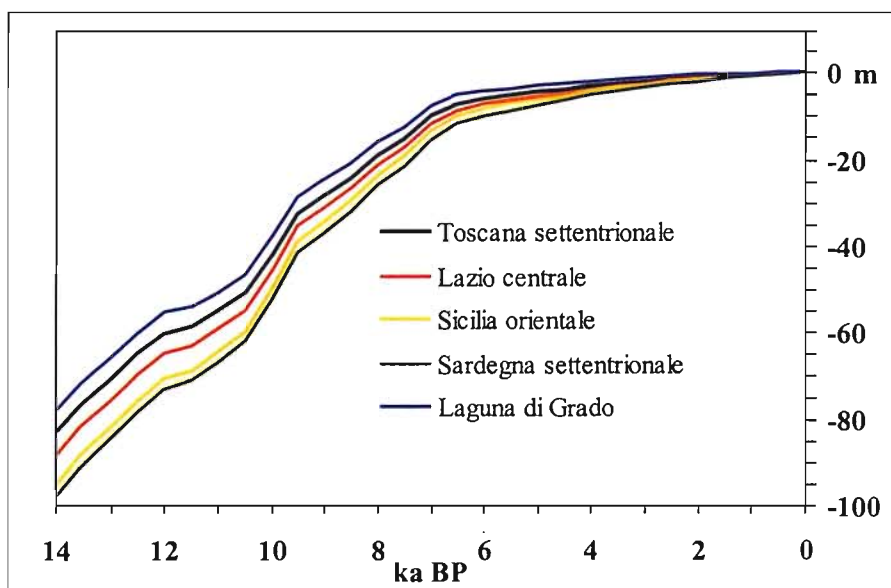


Figura 5 - La figura (tratta da Antonioli et al., 2002a) mostra una sintesi delle curve di predizione delle variazioni del livello del mare oloceniche, connesse agli effetti glacio-idro-isostatici, elaborate da Lambeck et al. (in stampa) per diversi settori costieri dell'Italia (vedi anche Figura 6): Grado (Mare Adriatico settentrionale); Versilia (Mare Ligure); Anzio (Mare Tirreno centro-orientale); Taormina (Mare Ionio occidentale); Sardegna settentrionale (Mare Tirreno centro-occidentale). Il gradiente nord-sud (Grado-Taormina) del rebound glacio-idro-isostatico che si nota nella figura è connesso alla diversa distanza delle due località dalle coltri glaciali del nord Europa e delle Alpi (diminuzione dell'effetto glacio-isostatico spostandosi verso sud-Taormina) ed al conseguente aumento dell'effetto della risalita della colonna d'acqua-abbassamento del fondale nel centro Mediterraneo (effetto idro-isostatico): lo scioglimento dei ghiacci ed il sollevamento del livello del mare durante l'Olocene hanno portato il nord Italia a sollevarsi maggiormente del Sud come conseguenza della diminuzione del peso dei ghiacci e dell'abbassamento del fondale marino.

Gli indicatori utilizzabili sono i solchi di battente, i margini interni dei terrazzi marini, i fori di litofagi, i depositi di paleolaguna e paleospiaggia, spesso associati alla cosiddetta fauna Senegalese contenente lo *Strombus bubonius* (Gignoux, 1913), ecc. (vedi ad es. Conato e Dai Pra, 1980; Dai Pra e Hearty, 1988; Cosentino e Gliozzi, 1988; Carobene e Dai Pra, 1990, 1991; Provansal, 1991; Westaway, 1993; Alessio et al., 1998; Antonioli e Silenzi, 1998; Zazo et al., 1999).

Generalmente una piana costiera è sempre subsidente (almeno che non intervengano processi tettonici), perciò i marker tirreniani, quando non obliterati dai processi erosivi posteriori alla loro formazione, si possono rinvenire a varie profondità nel sottosuolo.

Pertanto, per operare un'operazione analoga a quella appena descritta, nonché per costruire una curva di risalita relativa del livello marino (estendibile almeno a tutto l'Olocene), si effettuano studi su carote estratte da sondaggi geognostici.

Le fasi essenziali di tali studi prevedono:

- Avanzamento del sondaggio a carotaggio continuo, per garantire la continuità tra carote successive e il maggior recupero possibile di materiale.
- Analisi litologica, sedimentologica e paleontologica delle carote. Tale analisi è tesa ad individuare gli ambienti di formazione dei vari depositi (lacustre, palustre, fluviale, lagunare, marino litorale, marino circalitorale, ecc.).
- Campionamenti. Esclusivamente nei livelli che rappresentano (con margine di errore ricostruibile) delle paleolinee di riva marina o delle paleolagune, si campionano gusci di molluschi (ad es. *Cerastoderma*

glaucum) o torbe; in tale fase è essenziale che il campione sia esattamente quotato rispetto al livello del mare attuale.

- Datazione, tramite metodi radiometrici dei campioni prelevati.

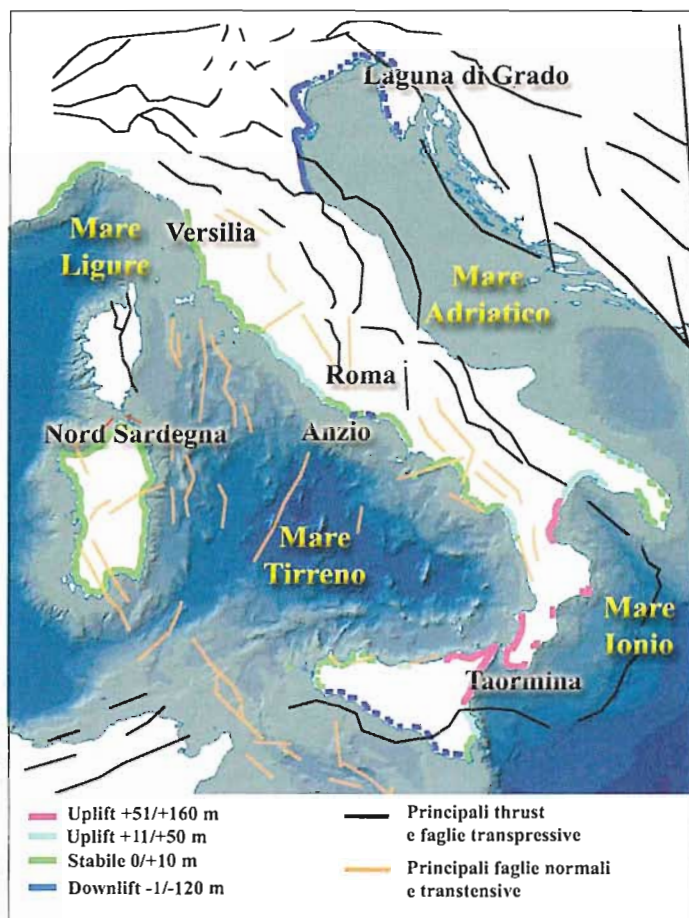


Figura 6 - La figura (ridisegnata da Lambeck et al., in stampa) mostra l'andamento lungo la penisola italiana delle quote riferibili a linee di riva e margini interni di terrazzi marini del Tirreniano (MIS 5.5, 125 ka BP); sono inoltre riportate i principali lineamenti tettonici. La quota eustatica cui si dovrebbero trovare tali forme in assenza di movimenti tettonici è $+7 \pm 1$ m s.l.m. attuale. Seppure successive revisioni (vedi Nisi et al., 2003) abbiano portato ad una più precisa collocazione delle paleolinee di riva (ad es. migliorando il margine di errore e la collocazione altimetrica di molti dei marker utilizzati nella figura), è possibile osservare come le coste italiane siano soggette a movimenti verticali differenziali.

Queste operazioni consentiranno, quindi, di ottenere una serie di punti che, rappresentati in un grafico profondità-tempo, permetteranno di redigere una curva locale di risalita relativa del livello del mare; il singolo campione datato rappresenterà, infatti, la posizione del livello del mare al tempo t , eventualmente dislocata per subsidenza.

Confrontando tale curva con una curva eustatica, cioè non comprensiva di movimenti verticali locali (vedi anche capitolo sulla ricostruzione delle curve eustatiche), si può calcolare il rateo di subsidenza locale medio occorso nell'ultimo interglaciale (Antonioli et al., 2000b; 2000c).

Forza di gravità

Anche la forza di gravità contribuisce alle variazioni del livello marino. Essendo il livello del mare una superficie equipotenziale del campo di gravità terrestre, esso sarà influenzato da ogni forzante che interagisce con la forza di gravità (Pirazzoli, 2000); fra questi vi sono gli effetti astronomici, gli equilibri isostatici subcrostali (glacio ed idro-isostasia, cambiamenti di densità dell'acqua marina, vulcano-isostasia, isostasia sedimentaria) o profondi (termo-isostasia, cambiamenti interni di densità). Riguardo alle cause astronomiche, il cui effetto si esplica inducendo disturbi sulla superficie gravimetrica equipotenziale rappresentata dal livello del mare (Pugh, 1990), esse sono rappresentate da variazioni della rotazione terrestre (velocità angolare e migrazione dei poli, vedi anche gli effetti

sulla distribuzione delle masse d'acqua); questi fenomeni influenzano ad esempio le distribuzioni e le intensità delle maree, agendo a scala temporale giornaliera, mensile ed annuale (le maree lungo le coste italiane mostrano oggi escursioni medie comprese fra 0.25 e 0.44 m, con massime elevazioni locali di circa 1.2m nel Golfo di Trieste).

Subsidenza

I movimenti verticali dei settori litoranei rappresentano la seconda principale causa determinante il rischio da innalzamento del livello del mare, proprio nella sua accezione di sollevamento relativo.

Mentre fenomeni di uplift costiero sono, in linea generale, dei fattori mitiganti il rischio, la subsidenza può costituire infatti una significativa aliquota del RSLR.

Nelle aree di piana costiera l'evoluzione geologico-strutturale recente (con potenze dei corpi sedimentari sino a diverse decine di metri) e l'assetto idrogeologico (sviluppo degli acquiferi) contribuiscono ad individuare nella subsidenza un fattore di valutazione strategica nel Rischio da RSLR (Fig. 7). La subsidenza nelle piane può essere correlata sia a cause naturali (per es. costipamento dei sedimenti), sia connessa con le attività antropiche (bonifica idraulica, estrazione di fluidi, sfruttamento degli idrocarburi). A titolo di esempio, l'abbassamento del piano campagna della fascia costiera emiliano-romagnola ha fatto registrare tassi di subsidenza che hanno raggiunto i 70 mm/anno (delta del Po, Carminati e Martinelli, 2002), con tassi riconducibili esclusivamente ad attività umane di 10-30 mm/anno (Bonsignore e Vicari, 2000).

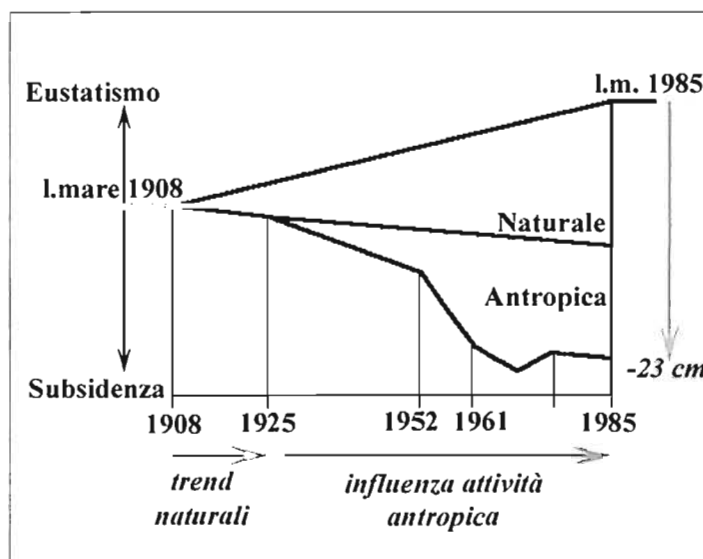


Figura 7 - Lo schema, riferito alla Laguna Veneta, mette in risalto l'importanza della componente della subsidenza nelle variazioni relative del livello del mare (semplificata da Carbognin, 1986).

Come conseguenze della sovrapposizione della subsidenza alle variazioni del livello marino (fattore d'incremento del rischio da RSLR) vi sono: erosione accelerata dei litorali, intrusione dell'acqua marina in falda, inefficienza della rete di drenaggio superficiale, cambiamento del regime idraulico delle falde e stabilità delle infrastrutture e dei manufatti.

Inoltre la sovrapposizione degli effetti relativi ai processi naturali a quelli dovuti all'attività antropica, rende problematica l'individuazione e il riconoscimento del ruolo svolto dalle diverse componenti e le loro interazioni. Tale difficoltà si proietta soprattutto nelle proiezioni degli scenari futuribili legati alla costipazione dei sedimenti, dove diviene complicato considerare i tempi di attuazione dei fenomeni (se non attraverso complicati modelli matematici ed utilizzando dati con lunghe serie temporali di misurazione del fenomeno); ad esempio un corpo torboso potrà compattarsi, per alterazione chimico-fisica della sostanza organica e per estrazione di fluidi, fino a raggiungere un equilibrio pressoché costante nel tempo: tale trend di costipazione, se applicato ad un lungo scenario di previsione,

non potrà in alcun caso comportare la virtuale scomparsa del corpo sedimentario. La strategia per l'individuazione delle aree a maggior criticità per subsidenza si può avvalere del reperimento di una vasta documentazione storica, geologica e topografica e dalla raccolta sistematica delle stratigrafie del sottosuolo relative a sondaggi e pozzi per acqua, dall'esame delle variazioni nell'assetto del drenaggio superficiale e della circolazione idrica sotterranea, nonché dalla correlazione tra rilievi realizzati in diversi archi temporali (per un es. di approccio metodologico esaustivo vedi Carminati e Martinelli, 2002). Infatti, l'attività di monitoraggio attraverso livellazioni topografiche con una rete di capisaldi significativi, il monitoraggio dei livelli di falda, il monitoraggio delle lesioni sui manufatti, ma anche la pianificazione controllata dello sfruttamento delle risorse idriche sotterranee e/o ricorso a fonti alternative di approvvigionamento idrico, e l'iniezione di acqua in pressione nelle falde, può contribuire a valutare il contributo della subsidenza nel calcolo del RSLR.

Le metodologie strumentali per la misura ed il monitoraggio dei fenomeni di subsidenza si dividono in tre categorie principali, caratterizzate da finalità, tecnologie, risoluzione, costi e tempi di realizzazione molto diversi tra loro (Tab. 2); queste metodologie sono: livellazioni topografiche, misure GPS e Interferometria SAR (vedi la review di Teatini, 2000, e riferimenti in essa contenuti).

Le livellazioni topografiche rappresentano una metodologia largamente utilizzata; essa si esplica attraverso misure di alta precisione, finalizzate alla misura differenziata nel tempo fra più capisaldi. La precisione raggiungibile è estremamente alta (ordine del millimetro), seppure i tempi di realizzazione sono medio-lunghi ed il costo di attuazione può essere elevato. I sistemi GPS tradizionali sfruttano i segnali provenienti da un gruppo di satelliti per calcolare la posizione dei capisaldi, dove lo strumento viene trasportato di volta in volta. Fra i vantaggi di questa metodologia vi sono la relativa economia della strumentazione, seppure le misure della componente verticale possono risentire di errori strumentali elevati (ordine del centimetro, ad esempio a causa del ritardo troposferico che subisce il segnale). Va sottolineato come la presenza di una rete GPS fissa, seppure economicamente svantaggiosa, permette di acquisire dati notevolmente più precisi.

L'interferometria SAR (Synthetic Aperture Radar), che acquisisce sequenze di interferogrammi differenziali, consente l'elaborazione di dati spaziali (in luogo di quelli puntuali forniti dalle altre metodologie) con contenuti margini di errore (qualche millimetro) ed in tempi ristretti.

Per il controllo della subsidenza in aree urbane si è dimostrata molto accurata e utile l'integrazione dei metodi tradizionali di livellazione geometrica di alta precisione e GPS.

In assenza, o ad integrazione, di informazioni ottenibili con tali metodi (misure strumentali e dati topografici), per compiere valutazioni sulla subsidenza di un'area costiera si possono adottare procedimenti basati su studi di neotettonica e/o tramite analisi paleoambientale e radiometrica di sondaggi geognostici. Chiaramente tale approccio fornirà dati in cui sarà pressoché impossibile distinguere le cause connesse all'attività antropica, come ad esempio il costipamento di sedimenti per emungimento, ma darà informazioni utili sulle dinamiche naturali di abbassamento/sollevamento dell'area, connesse alla geologia regionale della stessa.

Cause antropiche

Le cause antropiche vengono ritenute responsabili delle principali VLM riferibili all'ultimo secolo e, soprattutto, di poter causare le variazioni dei prossimi 100 anni. Infatti, l'espansione termica degli oceani e lo scioglimento dei ghiacciai possono aver subito un'accelerazione legata all'attività antropica, come ad esempio la massiccia immissione nell'atmosfera di gas serra (EEA, 2000).

Inoltre, alcune attività come il sovrasfruttamento delle falde idriche, lo sfruttamento di giacimenti metaniferi, l'escavazione di inerti per l'edilizia, le bonifiche idrauliche con conseguente modificazione degli equilibri chimico-fisici dei terreni (Brunamonte e Serva, 1990), possono causare abbassamenti del suolo e quindi un aumento relativo del livello del mare; l'effetto di questo fenomeno, in alcuni casi, può risultare estremamente sensibile tanto da superare quello eustatico.

L'azione dell'uomo entra quindi a far parte delle cause determinanti la variazione del livello del mare, probabilmente con un impatto maggiore rispetto alle dinamiche naturali di almeno un ordine di grandezza (Pirazzoli, 2000).

Tabella 2 - Metodi di misurazione della subsidenza.

Metodologia	Principali Vantaggi	Principali Svantaggi
Livellazione geometrica	<ul style="list-style-type: none"> - Errore contenuto - Facile elaborazione dei dati 	<ul style="list-style-type: none"> - Mantenimento dei capisaldi di riferimento
GPS	<ul style="list-style-type: none"> - Precisione nel posizionamento geografico - Indipendenza dalle condizioni climatiche - Automatizzazione delle misure - Facile utilizzo 	<ul style="list-style-type: none"> - Errore elevato nella precisione altimetrica - Difficoltà nell'interpretazione ed elaborazione del segnale - I dati sono puntuali
Interferometria SAR	<ul style="list-style-type: none"> - Scala di dettaglio nella restituzione delle deformazioni superficiali del terreno - Indipendenza dalle condizioni climatiche - Copertura spaziale 	<ul style="list-style-type: none"> - Necessità di applicazione su superfici estese - Necessità del filtraggio degli effetti d'interferenza del segnale

Metodologie per ricostruzioni delle variazioni del livello marino

Curve eustatiche

Per la ricostruzione di record (relativi) di VLM nel passato geologico, così come registrate dal territorio, vengono utilizzati dei marker databili e ben collegati ad una quota di stazionamento del livello marino. Al fine di ottenere delle ricostruzioni realmente descrittive del passato, saranno determinanti le capacità di considerare l'errore altimetrico dei marker utilizzati rispetto al livello marino cui sono connessi, e la capacità di poter effettuare su di essi delle datazioni (radiometriche od attribuzioni cronologiche storiche) affidabili e con margine di errore limitato.

I marker comunemente utilizzati a livello globale riguardano alcune specie coralline (come l'*Acropora palmata*) e, in particolare per il Mediterraneo, i sondaggi contenenti faune litorali o lagunari (come il *Cerastoderma* sp.), gli speleotemi sommersi (ma soprattutto i concrezionamenti di Policheti sugli stessi speleotemi) le beach-rock, gli organismi litorali come: *Lithophilum*, *Balanus*, *Dendropoma paetraeum*.

La definizione delle variazioni del livello del mare a cavallo dell'ultimo ciclo glaciale (25-18 ka BP) derivano principalmente da analisi stratigrafico-sismiche e stratigrafico-sequenziali ad alta risoluzione, calibrate attraverso l'ausilio di datazioni su fossili presenti in carotaggi profondi (una rassegna dei risultati lungo le coste italiane è in Tortora et al., 2001).

Fra le curve mondiali di VLM oloceniche più dettagliate vi sono quelle proposte da Cabioch et al. (1989), Bard et al. (1990 e 1996), Montaggioni et al. (1997), Montaggioni e Faure (1997), realizzate con carotaggi sulle scogliere coralline delle isole Barbados e Tahiti, Mauritius e Nuova Caledonia; questi carotaggi hanno perforato delle serie continue in zone rimaste permanentemente al di sotto del livello del mare e caratterizzate da ratei di subsidenza assolutamente trascurabili rispetto a quelli di VLM. In particolare, i record di Bard et al. (1990 e 1996) sono stati ottenuti plottando decine di dati ottenuti effettuando doppie datazioni cal ^{14}C AMS e UTh TIMS su coralli, prelevati in carotaggi fino a -120 m.

Per l'area mediterranea (per delle review complete vedere Pirazzoli, 1991 e 1996; Antonioli e Silenzi,

1998 e 2000), la mancanza di indicatori precisi quali i coralli tropicali rende necessaria l'integrazione di dati provenienti da aree e marker diversi. Fra i lavori con maggior dettaglio vi sono quelli di Laborel et al. (1994), che hanno ricostruito sulle coste francesi curve VLM ottenute per gli ultimi 4.5 ka datando fossili sino a -5 metri s.l.m.

Un'altra curva di riferimento per le coste tirreniche è quella proposta da Alessio et al. (1996) ottenuta datando concrezioni di *Serpulidi* su speleotemi sommersi in zone costiere stabili del Tirreno centrale. I dati sono infatti riferiti alla grotta dell'Argentarola (Grosseto) da cui provengono campioni sino a -21 m, e dal promontorio di capo Palinuro (Salerno) da cui provengono dati sino a -48 m. Le due grotte sono ubicate in zone costiere considerate stabili; infatti, i movimenti neotettonici delle coste a partire da 125 ka B.P. sono rispettivamente di -0.014 mm/anno a Palinuro e -0.038 mm/anno all'Argentarola (Antonioli e Oliverio, 1996; Alessio et al., 1996). Queste curve sono state aggiornate ed implementate, come si evince dai lavori di Antonioli et al. 2001a e 2002a.

De Muro e Orrù (1998), realizzano una curva di VLM utilizzando datazioni su beach-rock provenienti dalla piattaforma continentale sarda e campionate tra 0 m e -33 m.

Al fine di dettagliare gli ultimi 2000 anni, Antonioli et al. (1999), si avvalgono di alcuni reef a vermetidi (sostanzialmente edificati dal gasteropode *Dendropoma petraeum*) presenti sulle coste della Sicilia NW.

Similmente Antonioli e Leoni, 1998, mediante osservazioni e datazioni su reperti archeologici, costruiscono una curva di VLM che parte dal Mesolitico.

Sulla base di precise misure su piscine romane ubicate nel Tirreno, Anzidei et al. (comunicazione personale) misurano con dettaglio il livello del mare del Periodo Romano Imperiale, attribuendo a tale linea di riva una quota compresa fra -1m e -1.4 m (queste misure, assolutamente innovative, trovano una perfetta corrispondenza nei modelli di Lambeck et al., in stampa).

Sul versante Nord Adriatico Correggiari et al. (1997) elaborano una completa ed interessante curva effettuata su depositi torbosi compresi tra -9.5 e -52.9 m.

Numerose sono comunque le curve di VLM oloceniche effettuate lungo le coste italiane da diversi Autori, per i cui riferimenti si rimanda alla bibliografia presente nella Tabella 1 di Lambeck et al. (in stampa).

Caratteristica indispensabile affinché una curva di VLM sia valida è la stabilità verticale (cioè l'assenza di movimenti di qualsiasi natura) della porzione costiera sulla quale vengono effettuate le ricerche (Antonioli e Silenzi, 1998); in questo modo, infatti, le misure rilevate non risulteranno inficiate da successivi eventuali movimenti verticali subiti dai marker utilizzati.

In realtà, come discusso in precedenza, tutte le curve di VLM costruite a scala regionale presentano almeno differenti quantità e combinazioni di effetti glacio-idro-isostatici; se alcune curve sono paragonabili, significa sicuramente che oltre ai dati eustatici, i valori di riaggiustamento crostale glacio-isostatici sono simili (Antonioli e Silenzi, 2000): ad esempio le curve oloceniche presentate da Bard et al. (1996), ed effettuate a Tahiti, Nuova Guinea e Barbados (grosso modo quindi alle stesse latitudini assolute) si sovrappongono con pochi metri di differenza (2-5m) negli ultimi 18 ka.

Nel corso dell'Olocene il livello del Mare Mediterraneo si è sollevato con una velocità di circa 10 metri per secolo tra 10 e 6 ka BP (Tab. 3), questo trend positivo ha subito un netto rallentamento tra 6 e 2 ka BP (circa 3 m di RSLR). La risalita media negli ultimi 2000 anni è stata stimata in circa 2.8 cm/secolo (Schmiedt, 1981; Leoni e Dai Pra, 1996; Antonioli et al., 1999); ma si deve notare che mentre da 2000 a 400 anni BP il MSL è aumentato di circa 20 cm, da 400 a 150 anni BP si è avuta una RSLR di 10 cm, e negli ultimi 150 anni di ben 30 cm e quindi una sensibile accelerazione della risalita del mare (20 cm/secolo).

Appare chiaro, perciò, che il RSLR nel corso degli ultimi 22 ka anni non è stato uniforme; ad esempio la trasgressione versiliana (Blanc, 1937; 1942) avrebbe permesso al mare nella Toscana nord-occidentale, di ingredire per circa 32 km (Federici e Mazzanti, 1994).

Tabella 3 – Variazioni del livello del Mare Tirreno da 10 ka BP al presente e relativi tassi di sollevamento (da Antonioli e Silenzi, 2000).

Variazione temporale e altimetrica della linea di riva olocenica (anni cal B.P. / metri rispetto al livello attuale)	Corrispondente variazione del livello del mare (metri)	Rateo di risalita del livello marino (mm/anno)
22000 / - 120 ⇒ 10000 / - 47	+73	6.08
10000 / -47 ⇒ 9000 / -44	+ 3	3
9000 / -44 ⇒ 8000 / - 15	+29	29
8000 / - 15 ⇒ 7000 / -10	+ 5	5
7000 / -10 ⇒ 6000 / -3,5	+6.5	6.5
6000 / -3,5 ⇒ 5000 / -3,5	0	0
5000 / -3,5 ⇒ 4000 / -3	+ 0,5	0,5
4000 / -3 ⇒ 3000 / -2.5	+ 0,5	0,5
3000 / -2.5 ⇒ 2000 / -0.6	~ +1.9	~ 1.9
2000 / -1.5 ⇒ 500 / -0.4	~ +1.1	~ 0.73
500 / -0.4 ⇒ 150 / -0.3	~ +0.10	~ 0.66
150 / -0.3 ⇒ 100 / -0.15	~ +0.15	~ 3
100 / -0.15 ⇒ Presente / 0	~ +0.15	~ 1.5

Misure mareografiche

Le misure mareografiche forniscono dati di VLM con un risoluzione superiore alle curve ottenute tramite i paleoindicatori discussi in precedenza (Tab. 4); ovviamente, però, questi dati si riferiscono, nelle rare serie longeve, solo agli ultimi due secoli, quando hanno iniziato a funzionare nel mondo, per periodi variabili, più di un migliaio di mareografi installati per facilitare la navigazione; i valori medi mensili ed annuali di queste registrazioni sono riuniti in una banca dati del Permanent Service for Mean Sea Level a Birkenhead (Inghilterra).

La più lunga serie mareografica esistente proviene da Stoccolma nel Mar Baltico, e riporta dati collezionati a partire dal 1774; questi dati indicano un RSLR di 0 mm/anno al termine della piccola età glaciale (1550-1850 AD), di circa 1 mm/anno durante il secolo XIX, e di nuovo circa 0 mm/anno per l'ultimo secolo.

I dati mareografici storici più continui delle VLM mediterranee, indicano invece, per gli ultimi 100 anni, risalite di livello marino comprese tra 12 e 15 cm/secolo (Pirazzoli, 1993).

I risultati di un recente lavoro di Tsimplis e Baker (2000), sembrerebbero smentire questa evidenza. I dati raccolti tra il 1960 e il 1990, relativi a sette mareografi ubicati nel Mediterraneo occidentale e nell'Adriatico, mostrerebbero, infatti, un decremento del livello del Mar Mediterraneo a partire dal 1960, con un rateo di -1.3 mm/anno. Altre stazioni hanno indicato, per il Mar Nero, un aumento del livello del mare con un tasso di 2.2 mm/anno; inoltre i dati del livello dell'atlantico nord-orientale, seppur ancora in aumento, mostrerebbe nello stesso periodo un trend ridotto di circa 1.1 mm/anno. Secondo gli Autori, la variazione di tendenza nel Mediterraneo sarebbe riconducibile in parte a cause locali (Bethoux et al., 1998), in parte a variazioni di temperatura e salinità delle acque profonde da correlare ad oscillazioni dell'indice NAO (North Atlantic Oscillation) (Send et al., 1999; Vignudelli et al., 1999; Tsimplis e Baker, 2001); la relazione sarebbe dovuta agli effetti combinati delle anomalie nella pressione atmosferica e nei cambiamenti dei regimi di evaporazione e precipitazione.

Queste osservazioni sulla riduzione del MSL nel Mediterraneo avvengono contemporaneamente alle predizioni di un accelerazione del livello del mare a causa di cambiamenti climatici indotti dall'uomo;

Tabella 4 – Stime dell'innalzamento globale (medio) del livello marino ottenute da registrazioni mareografiche (da Pirazzoli, 2000).

Autori	Numero di stazioni	Periodo considerato	Velocità media d'innalzamento del livello marino
1 Gutenberg, 1941	69	1807-1937	1,1
2 Polli, 1952	110	1871-1940	1,1
3 Cailleux, 1952	76	1885-1951	1,3
4 Valentin, 1952	253	1807-1947	1,1
5 Lisitzin, 1958	6	1807-1943	1,1
6 Fairbridge e Krebs, 1962	non precisato	1860-1960	1,2
7 Kalinin e Klige, 1978	126	1900-1964	1,5
8 Emery, 1980	247	1850-1978	3,0
9 Gornitz et al., 1982	193	1880-1980	1,2
10 Barnett, 1983	9	1903-1969	1,5
11 Barnett, 1984	152	1881-1980	1,4
		1930-1980	2,3
12 Pirazzoli, 1986	229	1807-1984	indeterminabile
13 Gornitz e Lebedeff, 1987	130	1880-1982	0,9-1,2
14 Peltier e Tushingham, 1989	40	1920-1970	2,4
15 Pirazzoli, 1989	58 (Europa)	1880-1980	0,52 <1,26
16 Stewart, 1989	152	18881-1980	indeterminabile
17 Trupin e Wahr, 1990	84 (a N di 30°N)	1900-1979	1,75
18 Douglas, 1991	21	1880-1980	1,8
19 Emery e Aubrey, 1991	517	1807-1986	indeterminabile
20 Shennan e Woodworth, 1992	33 (U.K. e Mare del Nord)	1901-1988	1,0
21 Groëger e Plag, 1993	854	1807-1992	indeterminabile

d'altro canto si può pensare che l'aumento del livello del Mediterraneo connesso alle cause antropiche è stato finora mascherato proprio dalla variabilità dei fenomeni atmosferici che agiscono sul bacino (Tsimplis e Josey, 2001).

In ogni caso, le incertezze e le incongruenze che scaturiscono da questi dati sono dovute a più fattori. Le registrazioni sono in genere localizzate lungo le coste di paesi sviluppati, soprattutto in regioni costiere di estuario o di laguna, che spesso includono movimenti per subsidenza. Inoltre, la discontinua distribuzione geografica dei mareografi contribuisce a rendere particolarmente difficile una stima delle variazioni globali del livello marino (Pirazzoli, 2000). Infine, per avere la certezza che i dati mareografici dipendano realisticamente da trend climatici e non da fluttuazioni decennali o secolari, sarebbe necessario analizzare serie storiche molto più lunghe (Antonoli e Silenzi, 2000).

Malgrado questi problemi, i dati mareografici hanno fornito delle indicazioni interessanti:

- il livello marino globale non sembra essersi mai abbassato nel corso dell'ultimo secolo (Pirazzoli, 2000);
- sempre nell'ultimo secolo non sembra essersi verificata alcuna accelerazione nel SLR (Woodworth, 1990, Douglas, 1992).

In un recente lavoro, Cazenave et al. (2002), discutono le misure dei mareografi mediterranei comparandole ai dati da satellite: gli Autori mostrano come il livello del mare non sia risalito più di 0.5 - 1 mm/anno nelle ultime decadi, e come i 7 mm/anno delle misure satellitari (vedi oltre) vadano interpretate come una variazione della circolazione superficiale piuttosto che come un'accelerazione nella risalita del livello marino.

Rilievi satellitari

La geodesia spaziale viene da pochi anni utilizzata in associazione alle stazioni mareografiche per la determinazione dei movimenti verticali del suolo vicino alle stazioni stesse; attraverso tecniche tipo GPS (Global Positioning System) si ottengono misure puntuali con precisione centimetrica, e si possono determinare spostamenti dell'ordine di 3 mm/anno (Zerbini et al. 1996; Wöppelmann, 1997). Sebbene questa tecnica presenti il grande vantaggio di ottenere risultati estremamente rapidi in confronto alle livellazioni tradizionali, i movimenti del suolo vicino ad un mareografo possono inficiare la stima diretta dell'eustatismo (Pirazzoli, 2000).

La messa in orbita del satellite franco-americano Topex/Poseidon nel 1992 ha consentito continue misurazioni di VLM, passando ogni 10 giorni al disopra delle stesse zone. La sua precisione altimetrica, che è di circa 2 cm per le misure puntuali, diviene via via più raffinata se si calcolano medie su vaste aree; i dati di questo satellite, infatti, filtrati delle variazioni mareali mondiali, sono teoricamente in grado di rilevare differenze dell'ordine del millimetro per anno. Diventa pertanto possibile osservare, praticamente in tempo reale, come varia il livello degli oceani sia a scala regionale che a scala globale.

Le misurazioni satellitari del Topex/Poseidon del periodo 1993-1998 AD e le misurazioni mareografiche effettuate a scala planetaria sull'innalzamento del livello marino negli ultimi 40 (periodo 1955-1996 AD) anni indicano come la risalita marina di $+3.2 \pm 0.2$ mm/anno individuata dai mareografi possa essere completamente spiegata dall'espansione termica degli oceani (Cabanes et al., 2001). Tale evidenza permette agli Autori di ipotizzare che la risalita del livello del mare, derivata dalle misure mareografiche, possa essere stata sovrastimata, riconciliando la componente di sollevamento marino dovuta ai cambiamenti climatici con quella ipotizzata dall'IPCC 2001 (0.7 mm/anno a scala mondiale).

I dati preliminari relativi al Mediterraneo (1993-1996) evidenziavano, a fronte di un innalzamento medio del livello marino di oltre 10 mm/anno, alcune discordanze, con picchi positivi di alcuni mm nel Mediterraneo Orientale (+30 mm/anno a Sud di Creta) e picchi negativi nel Mar Ionio e a Sud delle Isole Baleari (-10 mm/anno).

Cazenave et al. (2002) compiono un'analisi avanzata dei cambiamenti attuali nel SL nel Mediterraneo e nel Mar Nero, sfruttando le misure del satellite Topex/Poseidon dal gennaio 1993 sino al dicembre 1998 (Fig. 8) e dei satelliti ERS-1 e 2 fra l'ottobre del 1992 e giugno del 1996. Le misurazioni mostrano come i ratei di sollevamento del livello marino siano di 7 ± 1.5 mm/anno sul Mediterraneo e 27 ± 2.5 mm/anno sul Mar Nero.

Gli Autori misurano dai +20 ai +30 mm/anno di VLM nel bacino Levantino, mentre nel Mare Ionio tale trend è addirittura negativo (da -15 a -20 mm/anno).

Nel Mediterraneo occidentale i trend hanno valori più bassi, seppure vi siano aree con risalita del livello marino ed aree in abbassamento. In più sembra esserci una forte correlazione fra trend di VLM e temperature superficiali del mare, il che suggerisce che parte delle variazioni osservate nel periodo di misurazione sono dovute a cause termiche e di variazione della salinità, in accordo con i cambiamenti descritti negli ultimi decenni nella circolazione termoalina (Bethoux et al., 1990; Bethoux e Gentili, 1996).

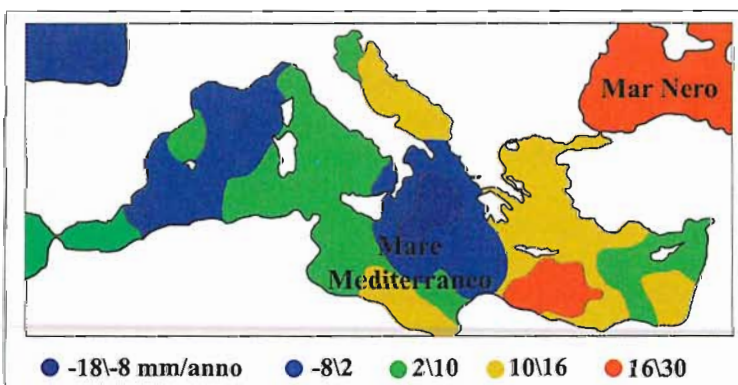


Figura 8 – Semplificazione delle variazioni del livello del Mare Mediterraneo misurate dal satellite Topex-Poseidon tra il 1993 e il 1998 (ridisegnato da Cazenave et al., 2002).

La media del sollevamento complessivo del Mediterraneo è individuata in circa 7 mm/anno, ed è in parte interpretata da Cazenave et al. (2002) come il risultato di cambiamenti nel bilancio termico e idrologico del bacino, soprattutto nelle regioni di formazione delle acque profonde; l'alta variabilità presentata dai diversi bacini viene riferita dagli Autori alle oscillazioni decadali nella circolazione mediterranea.

Previsioni di innalzamento del mare per i prossimi 100 anni

Stor et al. (2000), comparando osservazioni e simulazioni di dati relativi alla circolazione atmosferica ed oceanica con i forzanti antropogenici, individuano come questi ultimi abbiano contribuito ai cambiamenti di temperatura del XX secolo, in misura superiore al 60% delle variazioni decennali e cinquantennali globali. I dati indicano, inoltre, per l'ultimo trentennio un aumento della temperatura superficiale del pianeta di circa 0.2° ogni 10 anni, mostrando perciò un comportamento inusuale rispetto a quanto osservato (ricostruito) nel millennio precedente; gli scenari di emissione dei gas serra potrebbero apportare alle variazioni climatiche, per le future decadi, un contributo quantitativamente analogo a quello passato (Fig. 9).

Dai dati precedentemente discussi si evince come sulla passata, e soprattutto sull'attuale tendenza evolutiva del livello medio dei mari, permangano numerose incertezze; queste divengono ancora più rilevanti se si tenta di prevedere gli scenari futuri.

In tal senso i quesiti irrisolti riguardano: i) la possibilità di determinare se nel prossimo futuro si assisterà o meno ad un innalzamento del livello del mare in conseguenza ad un riscaldamento globale del pianeta; ii) se tale riscaldamento, secondo alcuni Autori ancora da dimostrare, sarà dovuto ad un ciclico andamento naturale oppure verrà fortemente condizionato dalle attività dell'uomo; iii) quali saranno i tassi dell'eventuale innalzamento del livello delle acque.

Per dare una risposta a questi quesiti si sono moltiplicati, negli ultimi decenni, i programmi di ricerca che tentano di quantificare le oscillazioni eustatiche future e di prevederne gli impatti.

Le proiezioni fin'ora realizzate sono basate essenzialmente su record olocenici, su ricostruzioni paleoclimatiche, sui dati mareografici misurati nel corso dell'ultimo secolo, ma anche sulle variazioni storiche della temperatura media della Terra e sulle masse di ghiaccio potenzialmente in scioglimento, valutando, quindi, la misura dell'aumento del mare nel corso dei prossimi 100 anni.

Queste proiezioni risultano estremamente controverse; addirittura alcuni Autori ipotizzano per il futuro un raffreddamento climatico e, quindi, un abbassamento del livello del mare, anche come conseguenza della terminazione del periodo interglaciale in cui stiamo vivendo (vedi Silenzi e Antonioli, 2000, Bard et al., 2002, e i riferimenti in essi contenuti per un approfondimento sulla durata dei cicli climatici tardo quaternari e sui loro rapporti con i cicli astronomici).

Comunque, è opinione diffusa che l'eccedenza di gas serra condurrà ad un riscaldamento globale con conseguente aumento dello scioglimento delle grandi calotte glaciali e, quindi, un ulteriore ritardo della fine dell'attuale periodo interglaciale, che, coerentemente con le ciclicità descritte da Milankovitch (1938), è comunque ineluttabile; ma secondo Broecker (1998), l'aumento dei gas serra di origine antropica potrebbe paradossalmente condurre ad un'accelerazione della fine dell'attuale periodo caldo. Tale meccanismo si potrebbe instaurare in conseguenza di un iniziale rilascio negli oceani di acque fredde provenienti dalle calotte e dai ghiacci continentali; le seguenti modifiche della circolazione oceanica nelle alte latitudini potrebbero allora invertire lo stato del sistema.

Un altro aspetto da tenere in forte considerazione è rappresentato dal fatto che le proiezioni risultano sottoposte ad una costante revisione.

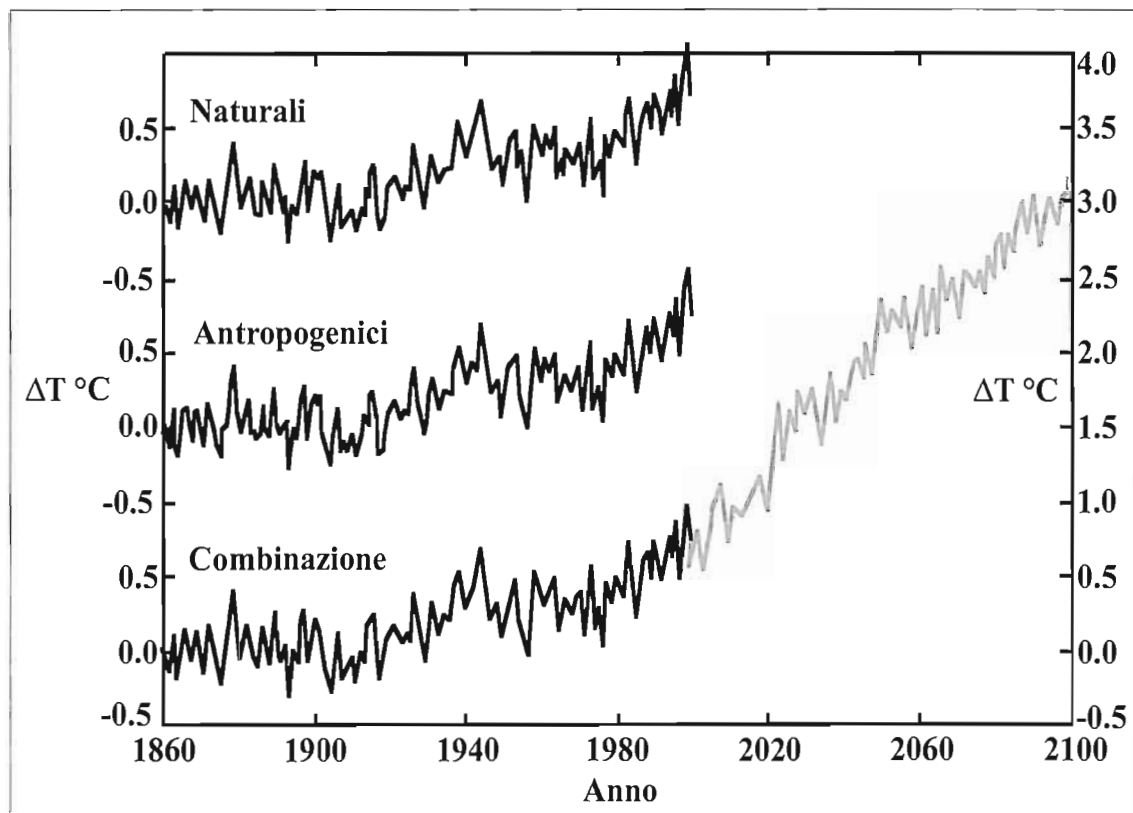


Figura 9 - Media annuale delle anomalie di temperatura globali al suolo (curva in nero) connesse ai forzanti naturali ed antropogenici, e loro sommatoria. L'estrapolazione dei dati futuri (curva in grigio), basata sugli scenari d'emissione, mostra per il prossimo secolo un aumento delle temperature ben maggiore di quanto occorso nei precedenti 100 anni. Ridisegnata da Stot et al., 2000.

La Figura 10 dimostra che, con l'aumentare del progresso scientifico, tali valutazioni si sono modificate nel tempo: a partire dagli oltre 3 metri di SLR previsti agli inizi degli anni '80 ed estendendo questa tendenza ai prossimi 10 anni, si potrebbe affermare che le future stime indicheranno addirittura un abbassamento del livello del mare; si tratta ovviamente di un altro paradosso ottenuto "giocando" con i numeri, ma che sottolinea la necessità di un continuo sforzo nell'affinare i modelli di previsione (Antonioli e Silenzi, 2000).

Malgrado le incertezze e le contraddizioni che accendono il dibattito scientifico, permangono sostanzialmente come le più accreditate le previsioni che indicano una crescita del livello del mare a livello globale. Inoltre, è opinione di chi scrive che per poter gestire in futuro le risorse delle fasce costiere nazionali è opportuno prevedere gli impatti del RLSR presupponendo il verificarsi sia dello scenario più probabile sia di quello più estremo e pessimistico.

Le stime di SLR utilizzate nello sviluppo del Rischio da RSLR in questo volume sono quelle relative alle più recenti valutazioni accreditate dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), tenendo presente che esse si basano su specifici modelli di previsione (General Circulation Models) che assumono i mutamenti climatici dovuti all'effetto serra come variabile principale.

Nel rapporto IPCC (2001; vedi anche <http://www.ipcc.ch>, dove sono scaricabili le pubblicazioni IPCC), afferente agli ultimi 5 anni di ricerca sui cambiamenti climatici e sottoscritto da centinaia di specialisti, vengono proposti sei scenari di immissione di gas serra sulla base dei possibili futuri assetti socio-economici del pianeta, variando alcuni parametri come la crescita economica, la crescita e la

distribuzione della popolazione mondiale, il grado e l'efficienza del progresso tecnologico, le strategie alternative in campo energetico, le interazioni sociali e culturali, ecc.

Alcuni dei punti salienti del rapporto possono essere così riassunti:

- La temperatura superficiale globale media è aumentata a partire dal 1861; nel corso del XX secolo l'incremento è stato di 0.6 ± 0.2 °C, tale crescita risulta essere la più forte registrata negli ultimi 1000 anni (Fig. 11); inoltre, l'estensione delle nevi e dei ghiacci risultano in decremento.

- Le emissioni di gas serra e di aerosol dovuti ad attività umane continuano ad alterare l'atmosfera e potrebbero influenzare le variazioni climatiche, con una tendenza al riscaldamento globale; inoltre i cambiamenti climatici già indotti dall'uomo nel corso degli ultimi 50 anni potrebbero persistere per molti secoli. Con ogni evidenza, le influenze antropiche continueranno a modificare la composizione atmosferica nel corso del XXI secolo.

L'affidabilità dei modelli di previsione delle variazioni climatiche future è sensibilmente aumentata. Questi mostrano che la temperatura globale media e il livello medio marino sono previsti in aumento secondo tutti gli scenari di emissione proposti dallo Special Report on Emission Scenarios (SRES) dell'IPCC. In particolare: la temperatura superficiale media globale è prevista in aumento, tra 1.4 e 5.8 °C, per il periodo 1990-2100.

Considerando il range completo degli scenari SRES per lo stesso arco di tempo, il livello globale medio marino è previsto in aumento tra +0.09 e +0.88 metri (Figura 12; tale fenomeno appare dovuto essenzialmente all'espansione termica delle acque e alla perdita di massa delle calotte e dei ghiacciai continentali).

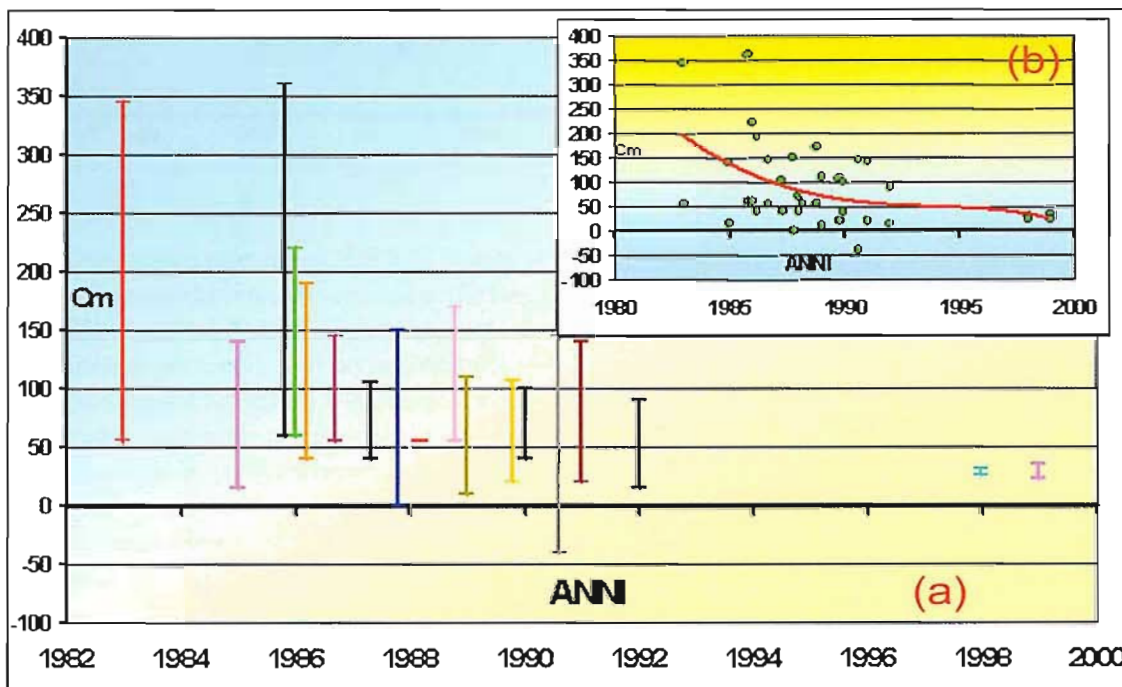
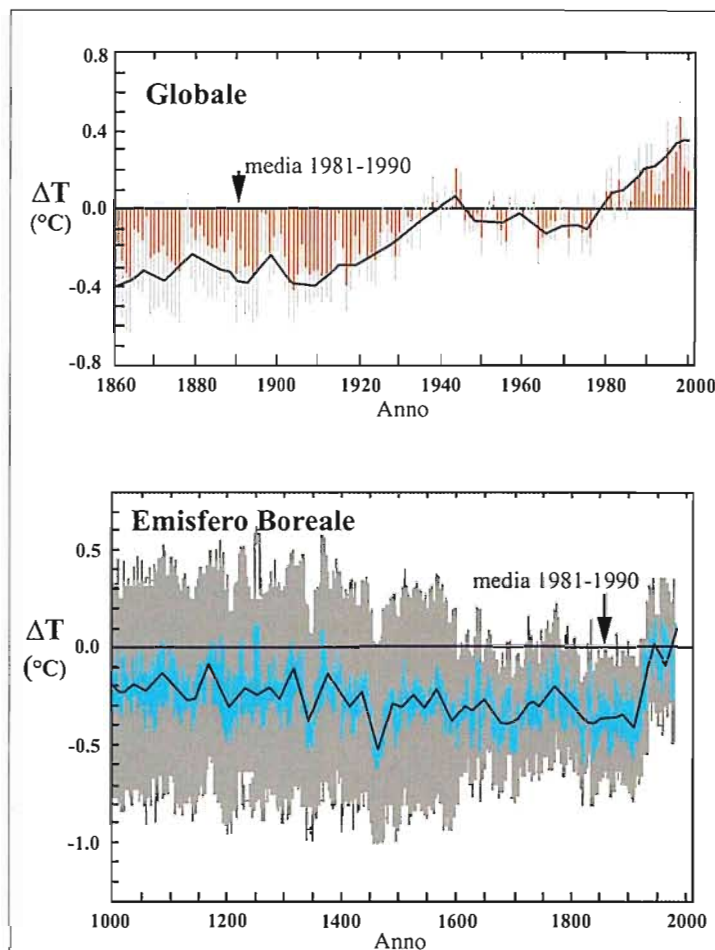


Figura 10 – In a) è rappresentato l'andamento delle stime della risalita globale del livello del mare nel 2000 (in cm), così come sono state pubblicate dagli anni '80 (ridisegnata da Antonioli e Silenzi, 2000). In b) è riportata la linea di tendenza relativa agli stessi dati che mostra il progressivo abbassamento delle proiezioni con l'aumentare del progresso scientifico.

Figura 11 – Variazioni della temperatura superficiale terrestre nel corso degli ultimi 140 anni (grafico in alto) e dell'ultimo millennio (grafico in basso). I dati derivano da misure termometriche (per il periodo 1860-2000), da ricostruzioni dendrologiche, su coralli, su ghiacci e da serie storiche (curva in blu). Le differenze di temperatura sono valutate rispetto alla media del periodo 1981-1990 (ridisegnata da IPCC, 2001). Da rilevare, in entrambi i grafici, l'ampiezza delle barre di errore.



Considerazioni conclusive

Dalla breve revisione esposta appare evidente come le misure di RSLR forniscono indicazioni diverse da area ad area, a volte anche alla scala chilometrica (vedi tettonica); esse fanno sì (come scritto sin dal 1978 da Mörner e riportato da Tooley, 1993; Bosi et al, 1996; Antonioli e Silenzi, 1998 e 2000) che sia impossibile la definizione di una curva eustatica valida globalmente (se non a carattere descrittivo del passato), dovendo essere valutate curve specifiche per ogni singola unità geologica, fisiografica, ecc. Sull'attuale e futura tendenza del livello degli oceani rimangono ancora molte incertezze. Infatti, i dati storico-geologici delle VLM oloceniche e le sincrone evidenze climatiche non mostrano un segnale univoco.

Nei dati climatici a partire dall'inizio dell'Olocene, si osserva una prolungata uniformità climatica che tende ad un raffreddamento del clima a partire da 8 ka BP (vedi le *ice core* di Grip, Gisp, e per il Mediterraneo i dati di Antonioli et al, 2001a, e Marchal et al., 2002) che non trova riscontro nella continua risalita eustatica. Inoltre, anche i calcoli sul volume delle acque provenienti dallo scioglimento delle coltri glaciali non forniscono risposte certe, come in Bentley (1999) dove le stime relative al contributo all'innalzamento olocenico di 120 metri del LM non trovano corrispondenza nei volumi dei ghiacci di Nord America, Europa e Antartide.

Come messo in evidenza da Antonioli e Silenzi (2000), le cause di questa discrepanza vanno ricercate principalmente nella difficoltà di stimare lo spessore e comportamento degli attuali *ice sheet*. Tale comprensione, sottolineano gli Autori, permetterà di distinguere le VLM naturali da quelle indotte dai fenomeni di natura antropica, quali l'effetto serra.

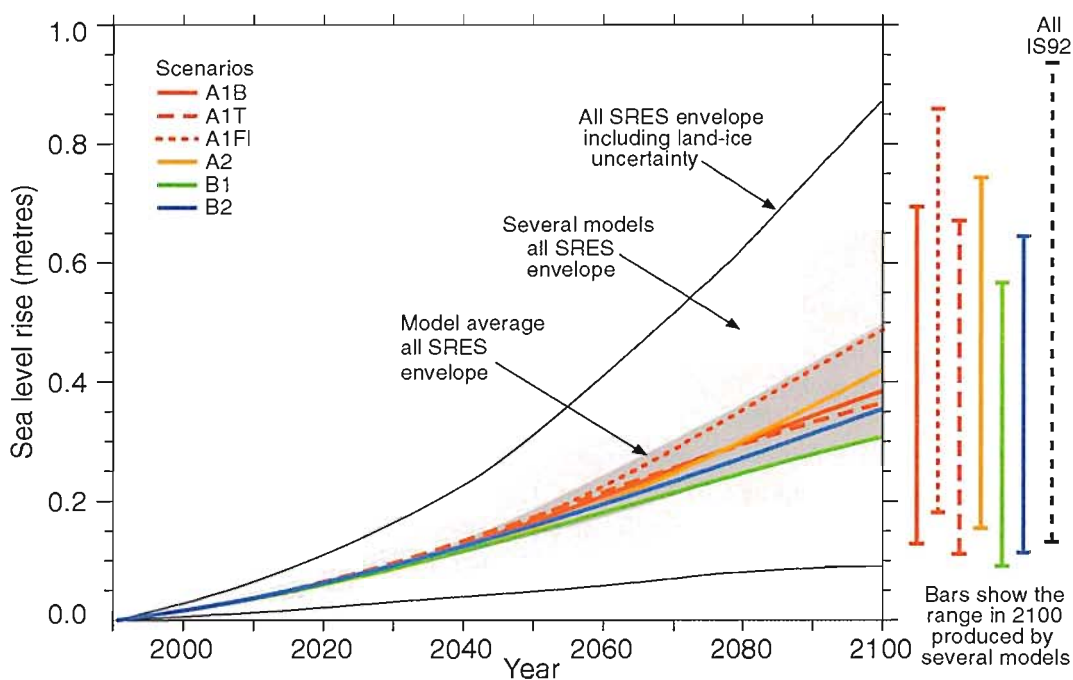


Figura 12 - Range delle previsioni di risalita del livello del mare per i prossimi 100 anni; la notevole ampiezza delle barre è dovuta alle incertezze relative alle variazioni della coltre glaciale antartica e a quelle relative alle concentrazioni future dei gas serra e degli aerosol (da IPCC, 2001).

D'altra parte gli stessi autori menzionano come si siano succedute già nel corso dell'Olocene due rapide risalite del LM, occorse 11.8 ka (esattamente di 13.5 m; Bard et al., 1996) e 10 ka cal BP (di 7.5 metri; Blanchon e Shaw, 1995), riferibili a improvvisi aumenti di temperatura, con conseguente scioglimento di ghiacci. Comunque la consapevolezza dei cambiamenti globali in corso è stata spesso indotta da eventi catastrofici di varia natura dove si riscontra un incremento di quelli correlati alle modificazioni climatiche.

Seppure le previsioni apocalittiche sull'innalzamento del livello medio dei mari prospettate durante gli anni '80, con sollevamenti sino a +3.45 m per il 2100, siano state clamorosamente smentite dai fatti, e si sia assistito ad una revisione verso il basso delle stime, e seppure i margini d'incertezza dei vari modelli finora implementati risultino ancora troppo elevati (dello stesso ordine di grandezza delle variazioni stesse), la gestione del territorio può avvalersi di quello che viene definito "principio di precauzione": le previsioni degli scenari pessimistici, per quanto incerte, possono comunque essere considerate nelle attività di programmazione e fruizione dell'ambiente (Silenzi et al., 2000).

In base ai valori di innalzamento del mare IPCC (2001), sono stati estrapolati i valori di SLR previsti per l'anno 2025, 2050 e 2100, che sono stati utilizzati per le modellizzazioni di ingressione marina inserite nella valutazione del Rischio proposta in questo volume (Tab. 5).

Tabella 5 - Valori minimi, medi e massimi di innalzamento del mare previsti per gli anni 2025, 2050 e 2100.

Risalita Del Livello Medio Marino (Srl) Globale (cm)			
Anno AD	Scenario min SLR	Scenario intermedio	Scenario max SLR
2025	3	8	14
2050	5	18	31
2100	9	48	88

Per ognuno di questi periodi di predizione sono stati considerati tre diversi valori, afferenti rispettivamente ad uno scenario di minima, ad uno scenario intermedio e ad uno scenario di massima risalita del livello del mare. A questi valori sarà sommato l'effetto della componente verticale delle eventuali dislocazioni che agiscono a scala locale. Queste ultime potranno proficuamente derivare dall'analisi comparata dei fenomeni di eustatismo, isostasia e tettonica per ogni singola porzione di territorio costiero (ad esempio comparando i modelli glacio-idro-isostatici con curve locali), arrivando a descriverne i movimenti verticali nel tempo ed acquisendo, perciò, parametri indispensabili da sommare ai tassi di subsidenza per arrivare alla valutazione delle cause determinanti il rischio da RSLR.

Bibliografia

- Adem J. (1989) - *On the effect of the orbital variation on the climates from 4000 yr ago to present*. *Annales geophysicae*, 7 (6): 599-606.
- Antonioli F. e Oliverio M. (1996) - *Holocene sea level rise recorded by a radiocarbon-dated mussel in a submerged speleothem beneath the Mediterranean Sea*. *Quaternary Research*, 45: 241-244.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L. e Preite Martinez M. (1998) - *La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 Ka, ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, 52: 261-276.
- Antonioli F. e Silenzi S. (1998) - *Rassegna dello stato dell'arte sulle ricerche delle variazioni del livello del mare relativo all'ultimo semiciclo climatico e sul concetto di stabilità tettonica*. *Il Quaternario*, 11: 5-18.
- Antonioli F. e Leoni G. (1998) - *Siti Archeologici e Loro Utilizzazione Quali Indicatori per lo Studio delle Variazioni Recenti del livello del Mare*. *Il Quaternario*, 11: 122-139.
- Antonioli F., Silenzi S. e Vittori E. (1999) - *Sea Level Changes and Tectonic Mobility: Precise Measurements in Three Coastlines of Italy Considered Stable During the Last 125 kyr*. *Physics and Chemistry of the Earth*, N. 24, 4: 337-342.
- Antonioli F., Chemello R., Improta S. e Riggio S. (1999) - *Dendropoma lower intertidal reef formation and their paleoclimatological significance, NW Sicily*. *Marine Geology*, 26: 1-17.
- Antonioli F. e Leoni G. (2000) - *Risk assessment of coastal flooding by the sea of Italian coastal Plain*. Technical report ENEA for the Environmental Ministry, Project 4.8, line 3b. Pp. 45.
- Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G., Nisi M.F. e Silenzi S. (2000a) - *Mobilità tettonica costiera desunta dalla quota della massima trasgressione eutirreniana nella zona compresa tra le pianure della Versilia e del Garigliano*. *Comunicazioni del Convegno AIQUA "L'Eemiano e il Tirreniano in Italia"*, Verona 12-13 Settembre 2000. Pp. 30-33.
- Antonioli F., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000b) - *Late quaternary eustatism and neotectonic of the pisano-versiliese littoral which predisposing factors for marine ingression hazard*. *The European Multi-Hazard Risk Assessment Project, Intermediate Report*. European Commission, Directorate General for Science, Research and Development. Pp 30.
- Antonioli F., Improta S., Nisi M.F., Puglisi C. e Verrubbi V. (2000c) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e la subsidenza della pianura versiliese (Toscana Nord-Occidentale)*. *Regione Emilia-Romagna, Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra"*, 8/10 Novembre 1999. Pp. 214-218.
- Antonioli F. e Silenzi S. (2000) - *La risalita del mare nel corso dell'Olocene*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 29-42.
- Antonioli, Leoni G. e Margottini C. (2001) - *The risk of sea flooding in 33 Italian coastal plains*. *Workshop "Global climate changes during the late Quaternary"* *Accademia dei Lincei of Rome*, Abstract volume. Pp. 29-34.
- Antonioli F., Silenzi S. e Frisia S. (2001a) - *Tyrrhenian Holocene Palaeoclimate Trends From Spelean Serpulids*. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1661-1670.

- Antonioli F., Cremona G., Immordino F., Puglisi C., Romagnoli C., Silenzi S., Valpreda E. e Verrubbi V. (2002) - *New data on the holocene Sea Level Rise in Sicily (Central Mediterranean Sea)*. Global and Planetary Change, 34: 121-140.
- Antonioli F., Lambeck K. e Silenzi S. (2002a) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 years*. Coastal Environmental Change During Sea Level Highstands, 26 October - 2 November 2002, Barbados - International Conference on "Quaternary Sea Level Change", Barbados (W.I.).
- Antonioli F., Ferranti L., Lambeck K. e Verrubbi V. (2003) - *Evidence for non-uniform uplift rates in southern Italy on glacial-cycle timescales*. EGS, Nizza 06-11 Aprile 2003, Volume degli abstracts, Geophysical Research Abstracts, European Geophysical Society 2003. Vol. 5, 06509.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. e Zindler A. (1990) - *Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals*. Nature, 345: 405-410.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. e Rougerie F. (1996) - *De-glacial sea-level record from Thaiti corals and the timing of global meltwater discharge*. Nature, 382: 241-244.
- Bard E., Antonioli F. e Silenzi S. (2002) - *Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)*. Earth Plat. Sci. Lett., 196: 135-146.
- Bentley M.J. (1999) - *Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change*. Quaternary Science Reviews, 18, 14: 1569-1595.
- Bethoux JP, Gentili B., Raunet J. e Tailliez D. (1990) - *Warming Trend In the Western Mediterranean Deep-Water*. Nature 347, 6294: 660-662.
- Bethoux J.P. e Gentili B. (1996) - *The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic-and-environmental changes*. J. mar. Syst., 5, 383-394.
- Bethoux J.P., Gentili B. e Tailliez D. (1998) - *Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect*. Geophys. Res. Lett., 25: 1023-1026.
- Blanc A.C. (1937) - *La stratigraphie de la plaine cotière de la Bassa Versilia (Italie) et la transgression flandrienne en Méditerranée*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 9: 129-162.
- Blanc A.C. (1942) - *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era Glaciale*. Sond. Geologie Meere Binnenengenwasser, 5: 50-90.
- Blanchon P. e Shaw J. (1995) - *Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse*. Geology, 23, 1: 4-8.
- Bonsignore F. e Vicari L. (2000) - *La subsidenza nella Pianura emiliano-romagnola: criticità ed iniziative in atto*. Regione Emilia-Romagna, Atti del Convegno "Le Pianure: Conoscenza e Salvaguardia. Il contributo delle scienze della terra", 8/10 Novembre 1999. Pp. 119-121.
- Bordoni P. e Valensise G. (1998) - *Deformation of 125 ka marine terrace in Italy: tectonics implications*. In: Vita-Finzi, eds., Coastal Tectonic, Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 71-110.
- Bosi C., Carobene L. e Sposato A. (1996) - *Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., 51: 363-382.
- Broecker W.S. (1998) - *The end of the present interglacial: how and when?* Quaternary Science Reviews, 17: 689-694.
- Brunamonte F. e Serva L. (1990) - *Subsidenza e distribuzione dei terreni ad elevata componente organica nella Pianura Pontina (Lazio meridionale)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 25: 235-264.
- Cabanes C., Cazenave A. e Le Provost C. (2001) - *Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations*. Science, 294 : 840-842.
- Cabioch G., Thomassin B.A. e Lecolle J. (1989) - *Age d'emersion des reciffrangeant holocenes autor de la "Grande Terre" de Nouvelle Calédonie, nouvelle interpretation de la courbe des niveaux marins depuis 8000 ans B.P*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II), 308: 419-425.
- Carbognin L. (1986) - *La subsidenza indotta dall'uomo nel mondo. I casi più significativi*. Boll. Ass.

- Min. Subalpina, anno 23, 4: 433-468.
- Carminati E. e Martinelli G. (2002) - *Subsidence rates in the Po Plain, northern Italy: the relative impact of natural and anthropogenic causation*. Engineering Geology, 66: 241-255.
- Carobene L. e Dai Pra G. (1990) - *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of Northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variations*. Il Quaternario, 3 (2): 75-94.
- Carobene L. e Dai Pra G. (1991) - *Middle and upper Pleistocene sea level highstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, 4 (1a): 173-202.
- Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F., Dominh K., Toumazou V. (2002) - *Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges*. Global and Planetary Change, 34: 59-86.
- Clark J., Farrell W.E. e Peltier W.R. (1978) - *Global Changes in Postglacial Sea Level: A Numerical Calculation*. Quaternary Res., 9: 265-287.
- Conato V. e Dai Pra G. (1980) - *Livelli marini pleistocenici e neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia Centrale)*. Geologica Romana, 19: 181-194.
- Correggiari A., Roveri M. e Trincardi F. (1997) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic sea*. Il Quaternario 9: 697-704.
- Cosentino D. e Ghiozzi E. (1988) - *Considerazioni sulla velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 653-665.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica*. Mem. Soc. Geol. Ital., 41: 637-644.
- De Muro S. e Orrù, P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock post-glaciali della Sardegna NE*. Il Quaternario 98, 1: 71-93.
- Douglas B.C. (1992) - *Global sea level acceleration*. Journal Geophysics. Research, 97: 12699-12706.
- E.E.A. (2000) - *State and pressu great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), Land Subsidence. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Balkema, Rotterdam: 3-18.
- Farrel W.E. e Clark J.A. (1976) - *On postglacial sea level*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 46: 647-667.
- Federici P.R., Mazzanti R. (1994) - *Note sulle pianure costiere della Toscana. Aspetti fisici e problemi ambientali delle pianure italiane*. Mem. Soc. Geogr. It., 53: 165-270.
- Gignoux M., 1913. *Les formation marines pliocenes et Quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Annales de l'Universite de Lyone. pp 36.
- Hayas J.D., Imbrie J. e Shackleton N.J. (1976) - *Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages*. Science, 194: 1121-1131.
- IPCC (2001) - *WGI Third Assessment Report. Summary for Policymakers, Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Ginevra, 13-16 Febbraio 2001.
- Laborel J., Mohorange R., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F. (1994) - *Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental France and Corsica*. Mar. Geol. 120: 203-223.
- Lambeck, K., (1993) - *Glacial rebound of the British Isles, II: a high resolution, high precision model*. Geophys. J. Int., 115: 960-990.
- Lambeck K., Johnston P. (1995) - *Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth*. In: Barends, F.J., Brouwer, F.J.J., Schroder, F.H. (Eds.), Land Subsidence. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence, Balkema, Rotterdam 3- 18.
- Lambeck K. e Bard E. (2000) - *Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum*. Earth Planet. Sci. Lett. 175, 3-4: 202-222.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcel T. e Silenzi S. (in stampa) - *Sea level change along the Italian coast*

- for the past 10,000 years. *Quaternary Science Reviews*.
- Maclaren C. (1842) - *The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel*. *Am. J. Sci.*, 42: 346-365.
- Marchal O., Cacho I., Stocker T. F., Grimalt J.O., Calvo E., Martrat B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., van Kreveland S., Andersson C., Ko N., Chapman M., Saffi L., Duplessy J.C., Sarnthein M., Turon J.L., Duprat J. e Eystein J. (2002) - *Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene*. *Quaternary Science Reviews*, 21: 455-483.
- Milankovitch M. (1938) - *Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*. *Handb. Geoph.*, 9: 593-698.
- Miyauchi T., Dai Pra G. e Sylos Labini S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. *Il Quaternario*, 7: 17-34.
- Monaco C., Bianca M., Catalano S., De Guidi G., Gresta S., Langher H. e Tortorici L. (2001) - *The geological map of the urban area of Catania (Sicily) morphotectonic and seismotectonic implications*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5: 425-438.
- Montaggioni L.F., Cabioch G., Camoin G., Bard E., Ribaud Laurenti A., Faure G., Dejardin P. e Recy J. (1997) - *Continuous record of reef growth over the past 14 ky on the mid-Pacific island of Tahiti*. *Geology*, 25: 555-558.
- Mörner N.A. (1978) - *Eustasy and geoid changes*. *J. Geol.*, 84: 123-151.
- Mörner N.A., (1999) - <http://www.pog.su.se/sea/pdf/Sea.pdf>.
- Montaggioni L.F. e Faure G. (1997) - *Response of reef coral communities to sea level rise: a Holocene model from Mauritius island*. *Sedimentology*, 44: 1053-1070.
- Nisi M.F., Antonioli F., Dai Pra G., Leoni G. e Silenzi S., (2003) - *Coastal Deformation between the Versilia and the Garigliano plains (Italy) derived from elevation of Last Interglacial Transgression data*. *J. Quaternary Science*, 18, 7: 1-15.
- Peltier W.R. e Andrews J.T. (1976) - *Glacial isostatic adjustment. The forward problem*. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 46: 605-646.
- Peltier W.R. (1998) - *Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and Solid-Earth geophysics*. *Rev. Geophys.*, 36, 4: 603-689.
- Pirazzoli P.A. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea Level Rise*. Elsevier Oceanography Series, 58.
- Pirazzoli P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurement*. *Global Planet Changes*, 8: 135-148.
- Pirazzoli P.A. (1996) - *Sea-level changes: the last 20000 years*. Ed. J. Wiley and Son, Chichester, England. Pp. 212.
- Pirazzoli P.A. (2000) - *Cambiamenti globali e variazione del livello del mare: meccanismi e tendenze evolutive*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. ICRAM. Pp. 15-28.
- Provansal M. (1991) - *Variations verticales du trait de côte en Provence depuis 5000 ans*. *Méditerranée*, 4: 15-22.
- Pugh D. (1990) - *Sea level: change and challenge*. *Nat. Resour.*, 26 (4): 36-46.
- Schmiedt G. (1981) - *Le viviers romains de la cote tyrrhenienne*. *Dossier de l'Archeologie*, 50: 28-44.
- Send U., Font J., Krahnemann G., Millot C., Rhein M. e Tintore J. (1999) - *Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea*. *Progress in Oceanogr.*, 44: 37-64.
- Silenzi S. e Antonioli F. (2000) - *Variazioni climatiche oloceniche: analisi geochimica di biomarker marini mediterranei e confronto con altri record*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 53-76.
- Silenzi S., Nisi M.F. e Gabellini M. (2000) - *Conclusioni*. In: "Mare e Cambiamenti Globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio." Ed. S. Silenzi, ICRAM. Pp. 231-232.
- Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Mitchell J.F.B. e Jenkins G.J. (2000) - *External Control*

- of 20th Century Temperature by Natural and Anthropogenic Forcings*. Science, 290: 2133-2137.
- Suess E. (1888) - *Das Anlitz der Erde, II: Die Meere der Erde*. Wien.
- Teatini P. (2000) - *Subsidence in Coastal areas*. In *Processes in the coastal zone: link to management issues*. Bologna, 3-14 July 2000, Summer Course.
- Tooley M.J. (1993) - *Long term changes in eustatic sea level*. In Warrick et al., *Climate and sea level change: observation, projections and implications*. Cambridge University Press, pp. 81-107.
- Tortora P., Bellotti P. e Valeri P. (2001) - *Late Pleistocene and Holocene deposition along the coasts and continental shelves of the Italian Peninsula*. In: Vai G.B., Martini I.P. (eds), *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basin*, Kluwer Academic Publishers, GB. Pp. 455-478.
- Tsimplis M.N. e Baker T.F. (2000) - *Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes?* Geophysical research Letters, 27 (12): 1731-1734.
- Tsimplis M.N. e Josey S.A. (2001) - *Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic*. Geophysical research Letters, 28 (5): 803-806.
- Vail P.R. (1977) *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In Payton C.E., *Seismic stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration*, A.A.P.G. Memoir, 26: 49-212.
- Vignudelli S., Gasparini G.P., Astraldi M. e Schiano M.E. (1999) - *A possibile influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea*. Geophys. Research Let., 26: 623-626.
- Westaway R. (1993) - *Quaternary uplift of southern Italy*. J. of Geoph. Res., 98, B 12: 21741-21772.
- Woodworth P.L. (1990) - *A search for accelerations in records of European mean sea level*. Int. J. Climate, 10: 129-143.
- Wöppelmann G. (1997) - *Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale*. Thèse de Doctorat ès Sciences, Observatoire de Paris, 23 juin 1997. Pp. 1-263.
- Zazo C., Silva P.G., Goy J.L., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., Lario J., Bardajì T. e González A., (1999) - *Coastal uplift in the continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain)*. Tectonophysics, 301: 95-109.
- Zerbini S., Plag H.-P., Baker T., Becker M., Billiris H., Bürki B., Kahle H., Marson I., Pezzoli L., Richter B., Romagnoli C., Sztobryn M., Tomasi P., Tsimplis N.M., Veis G. e Verrone G. (1996) - *Sea Level in Mediterranean: a first step towards separating movements and absolute sea-level variations*. Global and Planetary Change, 14: 1-48.

Manoscritto ricevuto il 5/7/2003, accettato il 30/11/2003.