



AUTORITA' DI BACINO REGIONALE SINISTRA SELE

Via A. Sabatini, 3-84121 Salerno-tel.089.236922-fax.0892582774



Progetto di Piano Stralcio Erosione Costiera

Ai sensi dell'art. 17 commi 1 e 6 della Legge 18 maggio 1989 n. 183 s.m.i. e Legge 4 dicembre 1993 n. 493

TAV: REL. 2

RELAZIONE SPECIALISTICA

"Aspetti generali di geologia, geomorfologia costiera e sismicità dell'area"



Redatto da:

Segreteria Tecnica Operativa:

Dr. geol. Aniello Aloia (*aspetti geologici e siti campioni coste alte*)
Dr. geol. Saverio Maietta
Dr. geol. Filomena Moretta (*aspetti geologici e siti campioni coste alte- informatizzazione*)

Ing. Elisabetta Romano
Ing. Manlio Mugnani (*attività di pianificazione idraulico fluviali*)
Ing. M.Patrizia Positano

Arch. Antonio Tedesco (*vulnerabilità ed informatizzazione - GIS-*)
Arch. Carlo Banco (*aspetti antropici e norme di salvaguardia*)
Arch. Vincenzo Andreola

Dr. Vincenzo Liguori
Dr. Angelo Padovano (*rapporti con Enti, conferenze programmatiche ed aspetti amministrativi*)

Rag. Antonio Farina (*supporto tecnico-amministrativo*)
Geom. Giuseppe Taddeo

Il Responsabile del Procedimento:

Ing. Raffaele Doto

Consulenti e Responsabili Scientifici:

Prof. geol. Paolo Budetta (geologia)
Prof. ing. Domenico Pianese (idraulica fluviale)
Prof. ing. Mario Calabrese (idraulica marittima)
Prof. avv. Vincenzo Pepe (aspetti giuridici)

Il Segretario Generale
ing. Carlo Camilleri

Data: settembre 2005

1. PREMESSA.....	Pag. 2
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED ASSETTO TETTONICO.....	Pag. 2
3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	Pag. 6
4. LO STATO DELLE CONOSCENZE SULL'AREA COSTIERA CILENTANA.....	Pag. 9
5. LA SISMICITA' DELLE AREE CIRCOSTANTI IL MEDITERRANEO.....	Pag. 13
6. LA SISMICITA' DELL'AREA ITALIANA.....	Pag. 14
7. MODELLO SISMOTETTONICO ITALIANO.....	Pag. 17
8. PRINCIPALI TERREMOTI E MAREMOTI CHE HANNO INTERESSATO L'AREA DI STUDIO.....	Pag. 20
9. GLI TSUNAMI.....	Pag. 21
10. IL CATALOGO DEGLI TSUNAMI DEL BASSO TIRRENO.....	Pag. 24
11. RISCHIO TSUNAMI E MONITORAGGIO.....	Pag. 27
12. CONCLUSIONI.....	Pag. 28
BIBLIOGRAFIA.....	Pag. 28

1. PREMESSA

Nell'ambito delle attività svolte per la redazione del Piano Stralcio per l'erosione costiera del territorio dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele, particolare attenzione è stata rivolta allo studio dell'assetto geologico e geomorfologico del perimetro costiero studiato nonché alla definizione dei suoi caratteri di sismicità anche e soprattutto in relazione al pericolo "maremoti". Infatti, sebbene il Cilento in quanto tale non sia interessato da attiva sismicità, esso tuttavia risente degli effetti dei terremoti appenninici più orientali ed il suo perimetro costiero è potenzialmente esposto agli effetti di onde di maremoti (tsunami) che si potrebbero generare più a sud, lungo l'arcipelago delle Eolie o in corrispondenza degli edifici vulcanici sommersi al centro del Tirreno. Di recente, l'evento di tsunami generatosi a seguito della frana della Sciara del Fuoco a Stromboli del 30 dicembre 2002, ha provocato onde che, seppur marginalmente, si sono risentite fin sulla costa cilentana (Marina di Camerata). Come noto il centro del Tirreno è sede di un'intensa sismicità con terremoti generalmente profondi che si originano lungo un piano di subduzione tra la zolla ionica e l'Arco Calabro.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED ASSETTO TETTONICO

La fascia costiera dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele, ricade nel settore tirrenico della catena appenninica e più precisamente nel tratto compreso tra la foce del Fiume Sele a nord ed il comune di Sapri a sud (Fig. 1). La costa presenta uno sviluppo di circa 140 km di lunghezza, ed è caratterizzato dall'alternanza di coste alte (falesie e pendii variamente acclivi) e di spiagge, queste ultime presenti con estensioni considerevoli soprattutto lungo la piana del Sele, a S. Maria di Castellabate e nella piana del Fiume Alento.

Le differenze orografiche della costa sono legate alla complessa storia geologica di questo settore dell'Appennino meridionale; infatti, fasi tettoniche compressive, mio-plioceniche hanno articolato la costa per l'accostamento e la sovrapposizione di terreni appartenenti a diversi domini paleogeografici che, successivamente, sono stati interessati da faglie con prevalenti movimenti verticali durante il Plio-Quaternario. Le diverse fasi di sollevamento hanno lasciato le loro tracce in numerosi terrazzi marini correlabili ad antichi stazionamenti del livello del mare che, attualmente, sono dislocati a diverse quote, quali i diversi ordini di terrazzi riconosciuti al Monte Bulgheria e al promontorio di Punta Licosa (Ascione e Romano, 1999; Cinque et alii, 1994). Al M. Bulgheria in

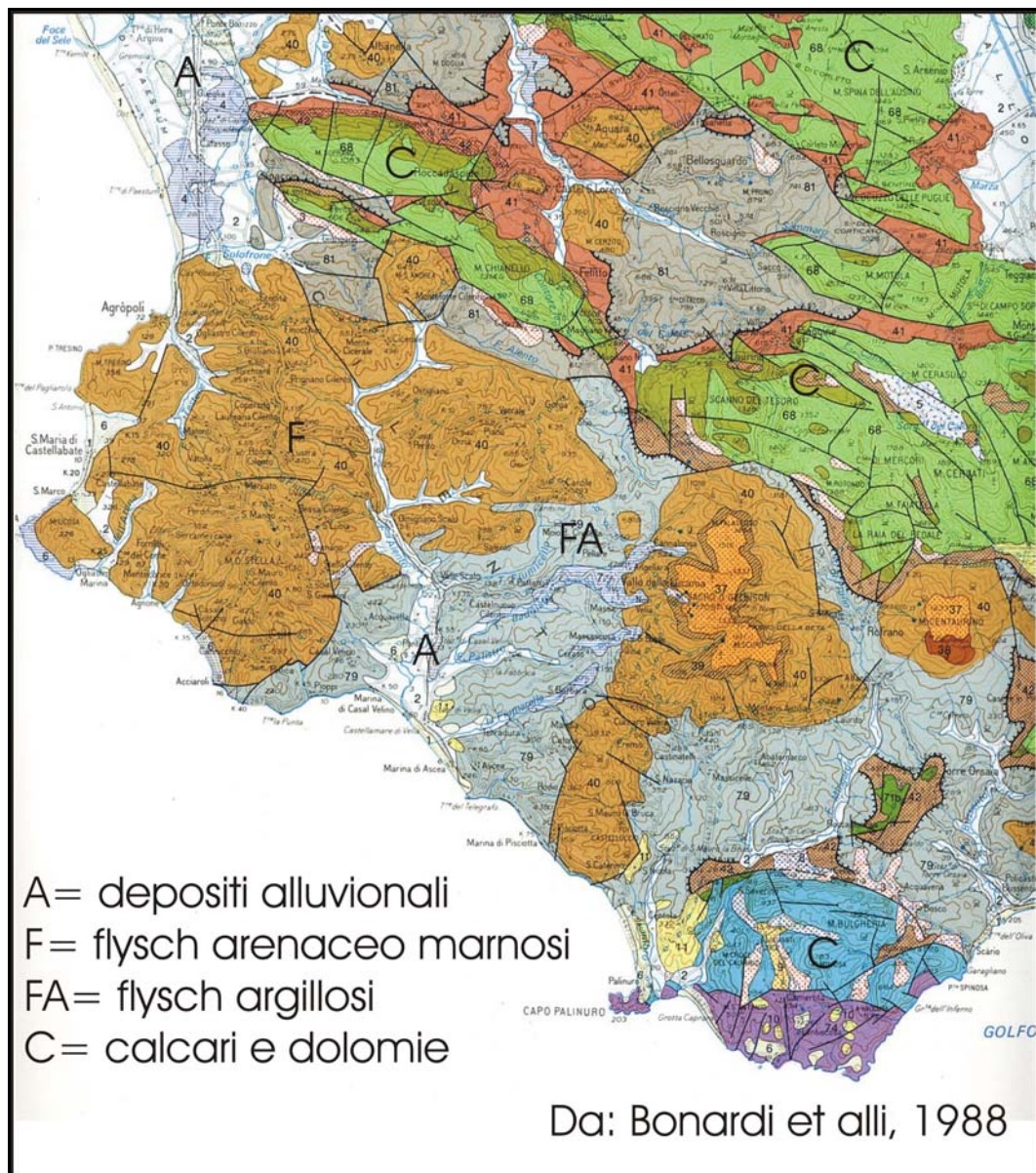


Fig. 1: Assetto geologico dell'area cilentana tra la Piana del Fiume Sele ed il golfo di Sapri. (da Bonari et alii, 1988).

particolare, sui diversi ordini di terrazzi, sono ancora presenti piccoli lembi di puddinghe marine la cui età varia dal plio-quadernario (terrazzi più alti ed antichi) al Pleistocene superiore (terrazzi più recenti e presenti lungo l'attuale costa).

Le fasi tettoniche plio-pleistoceniche, da associare ai movimenti distensivi del margine tirrenico, hanno generato inoltre i principali graben costieri. Il più significativo è rappresentato sicuramente dalla grande Piana del Sele, con tipica forma sub triangolare e che divide i domini carbonatici dei monti Lattari e Picentini a nord da quelli del Cilento a sud. In questo profondo graben i depositi mio-pliocenici del substrato sono ribassati di alcune centinaia di metri ed il suo

riempimento è costituito da potenti alternanze di depositi argilloso-ghiaioso-sabbiosi di ambiente transizionale e marino.

Le altre depressioni costiere sono di minore entità e solcate da corsi d'acqua che presentano a monte bacini imbriferi per estensione non paragonabili a quelli del Fiume Sele; per tale motivo sono caratterizzate da limitati affioramenti di depositi fluviali e transizionali come il golfo di S. Maria di Castellabate, l'area della Foce del Fiume Bussento ed il golfo di Sapri. Maggiore estensione presenta invece la zona della foce del Fiume Alento dove la piana e i depositi di spiaggia hanno uno sviluppo di circa 7 km.

Ai settori di spiaggia e costa bassa si alternano alti strutturali costieri che sono rappresentati da strutture monocliniche generalmente immergenti verso nord (M. Bulgheria e rilievi di Agropoli e M. Licosa) o da blande pieghe (Bacino dell'Alento, Lambro e Mingardo). Nel complesso tutti i terreni affioranti nei graben costieri e sugli alti strutturali fanno capo a diversi domini geologici che possono essere così brevemente elencati:

- Unità del Flysch del Cilento
- Unità Liguridi e Sicilidi
- Unità di Piattaforma carbonatica
- Depositi quaternari marini e transizionali.

I terreni riferibili al Flysch del Cilento affiorano diffusamente nel tratto compreso tra il promontorio di Agropoli ed Acciaroli; essi fanno capo prevalentemente a due note formazioni geologiche mioceniche: la formazione di San Mauro e quella di Pollica. I terreni appartenenti alla formazione di San Mauro sono quelli stratigraficamente più alti e sono costituiti da paraconglomerati, spesso a clasti poligenici, anche cristallini, che passano verso il basso ad intervalli prevalentemente arenacei alternati da intervalli arenaceo-marnosi e francamente marnosi (marna "fogliarina"). Affiorano prevalentemente nella zona di Agropoli e di S. Maria di Castellammare; lo spessore è di diverse centinaia di metri. La formazione di Pollica, più antica della sovrastante formazione di San Mauro, affiora prevalentemente nella zona di Monte Tresino e Monte Licosa; si presenta con strati arenacei di alcuni decimetri, costantemente intervallati a livelli pelitici nel complesso con spessori di alcune centinaia di metri. Talora è presente una facies più pelitica costituita da sottili strati arenacei (di alcuni centimetri di spessore) alternati a siltiti argillose, marne e argille nell'insieme fortemente fratturate; localmente, le arenarie fanno passaggio ad intervalli conglomeratici fortemente cementati, dello spessore di alcuni metri.

Nel settore compreso tra Acciaroli e Ascea affiorano invece terreni più antichi del Cretacico-Oligocene, facenti capo a formazioni alloctone Liguridi e Sicilidi; tra di esse hanno maggiore importanza per estensione la formazione di Ascea e quella delle Crete Nere. La prima si presenta

con calcilutiti e siltiti intervallate da sottili livelli pelitici, nell'insieme fortemente deformate e a luoghi debolmente metamorfosate. Tali terreni sono stati spesso associati alla formazione metamorfica del Frido delle unità alpine nord Calabresi; affiorano a punta del Telegrafo e in vicinanza di Acciaroli. L'unità delle Crete Nere si presenta invece con una maggiore componente pelitica, molto spesso con argilliti grigio scure intensamente fratturate che affiorano prevalentemente a Marina di Pisciotta e nei dintorni di Sapri.

I terreni facenti capo all'unità di piattaforma carbonatica sono localizzati tra Palinuro e Scario (Monte Bulgheria), e nel comune di Sapri. Nel primo tratto sono costituiti da calcari dolomitici triassico-giurassici, talora con lenti e noduli di selce, e sono riferibili all'unità del M. Bulgheria (Bonardi et alii, 1988); a Sapri affiorano prevalentemente calcari cretacici e paleogenici generalmente meglio stratificati e più carsificati. Nell'insieme, questi terreni hanno spessori superiori ai 1000 m e si presentano spesso fagliati e localmente molto fratturati.

I depositi quaternari affiorano infine prevalentemente nei principali golfi che a loro volta si sono impostati in depressioni di origine strutturale, fatta eccezione per la formazione Plio-quaternaria di Centola presente sui rilievi collinari di Pisciotta e Palinuro e costituita prevalentemente da conglomerati poligenici. Nei golfi di S. Maria, San Marco di Castellabate, ad Acciaroli, a Palinuro e a Sapri affiorano, in modo discontinuo, depositi marini quaternari costituiti da arenarie, calcareniti, e sabbie a cui fanno spesso passaggio corpi sabbiosi di natura eolica (dune antiche e recenti).

Per quanto riguarda l'assetto tettonico generale, si può affermare che i terreni delle formazioni di Ascea e Crete Nere si presentano costantemente molto deformati con pieghe visibili anche alla scala dell'affioramento; i depositi di San Mauro e Pollica e quelli di Piattaforma carbonatica sono anch'essi deformati in pieghe visibili però solo alla mesoscala. Nell'insieme queste ultime formazioni sono generalmente ben stratificate presentando una generale immersione verso nord-nord est ed originano alcune strutture monoclinali come quelle del Monte Licosa (326 m s.l.m.) e di Monte Tresino (356 m s.l.m.) che risultano fagliate sui versanti meridionali, da linee tettoniche ad andamento prevalentemente appenninico. Questo motivo strutturale ha fatto sì che alle varie monoclinali si alternino alcune depressioni tettoniche nelle quali sono conservati depositi elastici e marini di età quaternaria (graben costieri di S. Maria di Castellabate, di San Marco e dell'Alento).

3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'attuale conformazione morfologica del tratto costiero dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele è il risultato delle intense attività tettoniche plio-quaternarie che hanno accostato terreni a diverso grado di erodibilità e che hanno sensibilmente condizionato l'orografia, il reticolo fluviale e quindi le fasi erosive e deposizionali.

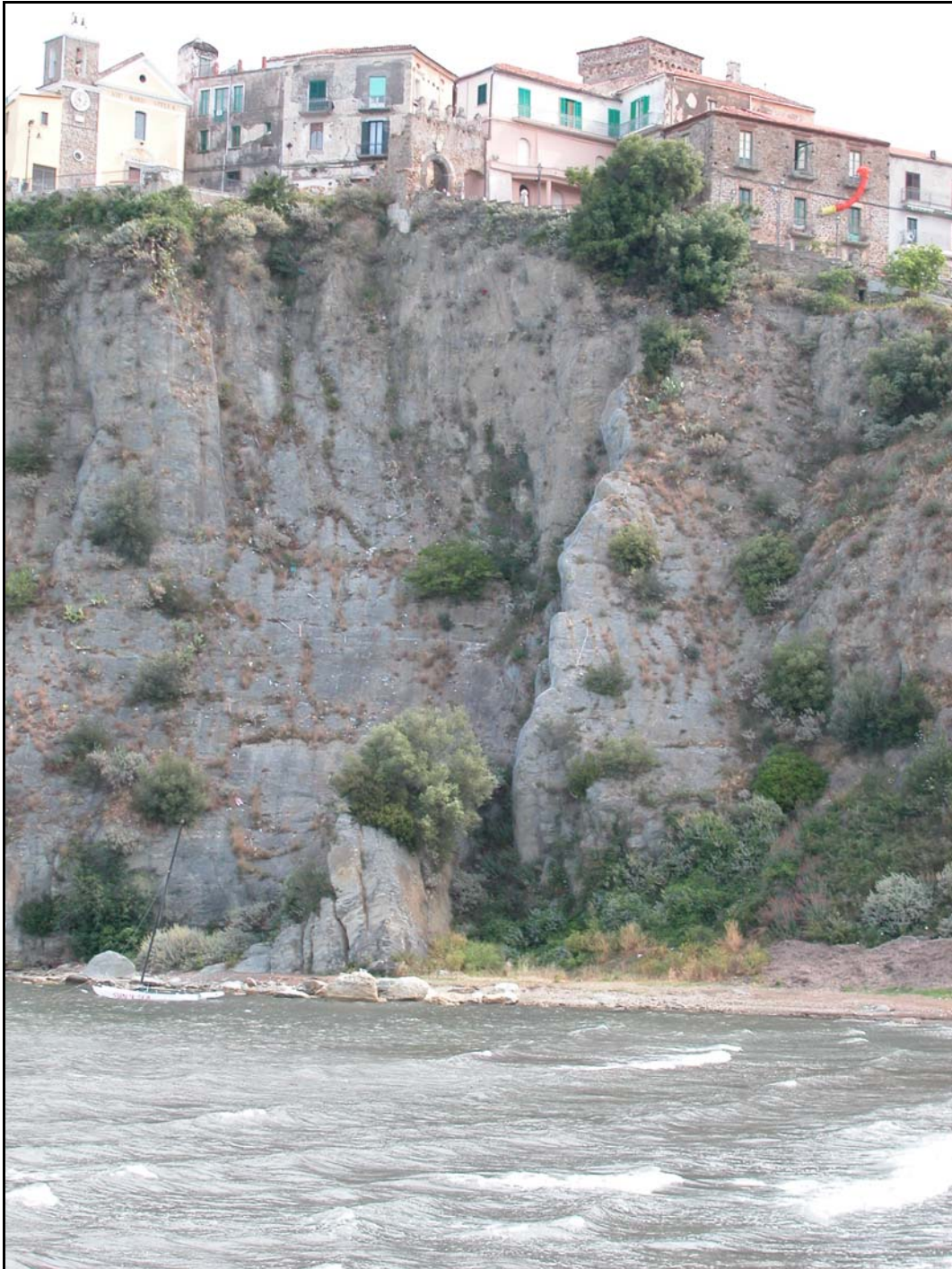


Fig.2: La falesia sottostante il centro storico di Agropoli interessata da crolli con risentimenti sul sottostante arenile prospiciente il porto.

In corrispondenza degli alti strutturali si sono originati alcuni promontori caratterizzati dalla presenza di numerose falesie attive (Agropoli, Punta del Pagliarolo, Tresino, ecc.) frequentemente soggette a fenomeni di erosione e frane (Fig. 2). In corrispondenza delle depressioni tettoniche, invece, si sono formati dei profondi golfi nei quali si sono accumulati e conservati depositi marini antichi, spiagge e corpi dunari (Litorale di San Marco ad Agropoli; zona di S. Maria di Castellabate), molto spesso in accentuata erosione (Fig. 3).



Fig. 3: Il cimitero di Ispani ormai aggredito dal mare, a causa della completa erosione della spiaggia antistante.

Su entrambe le tipologie costiere, il motivo geomorfologico ricorrente è quello della presenza di alcuni terrazzi marini, sia deposizionali che erosionali, sui quali spesso si sono sviluppati i principali centri abitati. E' il caso dei terrazzi marini di Santa Maria e San Marco di Castellabate che si estendono nell'entroterra per oltre un chilometro e sono costituiti da areniti cementate di antichi depositi marini la cui età è da riferirsi molto probabilmente al Pleistocene medio (Cinque et alii, 1994). Più recenti invece sono le piattaforme di abrasione marina ben evidenti soprattutto lungo tutto il tratto costiero compreso tra Punta Licosa e la Baia di Ogliastro; esse risultano intagliate nelle arenarie della formazione di Pollica, terrazzate in più ordini e riferibili al tirreniano (Iannace et alii 2001). Analoghi terrazzi sono ben visibili lungo il tratto costiero di Palinuro; essi sono intagliati sui calcari anche al Monte Bulgheria e a Sapri.

Tutto il tratto di costa alta è caratterizzato da falesie impostate sia in flysch che nei calcari; le falesie impostate nei flysch lapidei come quelli della formazione di Pollica e nei calcari, sono in lento ma progressivo arretramento ad opera di frane da crollo generalmente di modeste dimensioni.

Diversa è la situazione dei tratti di falesie intagliate nei flysch a maggiore componente pelitica (ad esempio, “Crete nere”) dove si assiste a notevoli arretramenti della scarpata operata dalla frequente riattivazione di scorrimenti rotazionali e colate lente che possono presentare anche notevoli dimensioni. In tutto il tratto costiero, sono state censite numerose frane riconducibili per lo più a



Fig. 4: La foce del fiume Testene ad Agropoli negli anni 60 del secolo scorso: si noti l'ampia spiaggia del lungomare di San Marco, prima dell'inizio della fase erosiva.

scorrimenti rotazionali, che evolvono a colata, e crolli. Molte di queste frane si sono chiaramente riattivate per l'azione erosiva di scalzamento al piede operata dal moto ondoso; sono numerose le evidenze lungo costa di tali riattivazione, come la presenza di numerosi cumuli che hanno ricoperto la spiaggia ciottolosa e le numerose anomalie nella vegetazione lungo le falesie (Fig. 5). I piani di scorrimento presentano profondità variabili da pochi metri sino a più di 10 m; i cumuli, spesso reincise dal moto ondoso lungo costa, hanno mostrato spessori anche dell'ordine di 10-15 m. Gli aspetti geologici e morfoevolutivi più significativi sono riportati, con maggiore dettaglio, nelle relazioni illustrative degli elaborati relativi ai singoli comuni alle quali si rimanda per ulteriori dati.



Fig. 5: Processi erosivi ad opera del mare lungo falesie in flysch con risentimenti sulla sovrastante rete stradale (zona di Pisciotta).

4. LO STATO DELLE CONOSCENZE SULL'AREA COSTIERA CILENTANA

Tra i numerosi lavori scientifici che hanno riguardato lo studio delle aree costiere campane, verranno citati solo quelli più significativi relativamente al territorio dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele.

Alcuni autori hanno eseguito studi a carattere regionale: in Brancaccio et alii, 1990; 1991; 1995 ed in Romano, 1992 si compara l'evoluzione geomorfologia e tettonica delle principali piane costiere della Campania (Garigliano, Campana e Sele) durante gli intervalli temporali del Pliocene, Pleistocene inferiore - medio e Pleistocene superiore - Olocene. Gli autori propongono una ricostruzione paleogeografia giungendo alle conclusioni che l'attività neotettonica è stata più intensa durante il Pleistocene inferiore - medio, provocando effetti diversi nei tre settori esaminati. Nel Pleistocene sup. e nell'Olocene i tassi di sollevamento diminuirono e alcune aree raggiunsero la stabilità, mentre in altre continuò la subsidenza o si invertirono i movimenti. Si è evidenziato,

inoltre, che in tutte le aree pianeggianti i fattori climatici condizionarono il livello del mare e quindi, di conseguenza, il modellamento del territorio.

Altri lavori si sono interessati nel dettaglio di analisi biostratigrafiche e di datazioni assolute che hanno permesso di datare alcuni terrazzi ed antiche fasi di ingressione marina. In Brancaccio et alii 1990, sono discussi i dati cronologici, geomorfologici e stratigrafici relativi a depositi marini di età eutirreniana, affioranti a Ogliastro Marina, Palinuro e Sapri. Le datazioni, effettuate con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi, hanno permesso di differenziare in termini cronologici almeno tre paleolivelli marini eutirreniani, riferibili a picchi glacioeustatici positivi. Gli autori segnalano inoltre, per le località ricadenti su costa bassa, affioramenti riferibili ad un solo evento trasgressivo corrispondente probabilmente al primo e più marcato picco caldo dell'ultimo interglaciale.

Lungo il promontorio di Punta Licosa (Iannace et alii, 2001), attraverso un accurato rilievo geologico e geomorfologico sono stati riconosciuti 4 ordini di terrazzi marini; l'età relativa dei terrazzi è stata determinata attraverso correlazioni con i dati morfostratigrafici di aree adiacenti (S. Maria di Castellabate ed Ogliastro Marina) e attraverso datazioni assolute sulle alghe rosse contenute nei depositi clastici del terrazzo di +5 metri con il metodo U/Th. L'età ottenuta è in buon accordo con le datazioni relative; si giunge anche alla conclusione che l'area in oggetto era tettonicamente stabile dallo stadio 5e.

Alcune note scientifiche analizzano nel dettaglio l'assetto geologico e l'evoluzione geomorfologica di alcuni settori costieri. Tra essi si ricordano i lavori di Cinque et alii 1994; Iannace et alii, 2001; e di Ascione e Romano 1999, nei quali vengono discussi i dati ottenuti da rilevamenti di dettaglio di depositi quaternari presenti lungo il tratto di litorale tirrenico tra Agropoli ed Ogliastro Marina ed al Monte Bulgheria. Si riconoscono diversi ordini di paleostazionamenti del livello marino, che vengono attribuiti per via indiretta a vari *stages* della stratigrafia isotopica. Gli studi evidenziano, inoltre, che nelle due aree si sono verificati movimenti tettonici differenziali.

Altri ricercatori si sono interessati di studi sedimentologici delle scarpate sottomarine peritirreniche come Buccheri et. alii 2002 che presentano i risultati di uno studio multidisciplinare (biostratigrafico, paleoclimatologico, tefrocronologico, sedimentologico e paleoambientale) eseguito su una successione proveniente da una carota estratta sulla scarpata del Golfo di Policastro. Dal punto di vista sedimentologico sono state distinte pelagiti e torbiditi, cui si intercalano quattro livelli piroclastici. Sono state condotte analisi paleontologiche sui Foraminiferi planctonici e bentonici e sui Pteropodi al fine di evidenziare le variazioni climatiche. Le fluttuazioni climatiche ricavate, la distribuzione della frequenza relativa di alcuni taxa, i dati tefrocronologici, e le datazioni C¹⁴, hanno consentito la correlazione della carota con il record standard del Mediterraneo

e il riconoscimento dei più significativi eventi paleoclimatici e biologici che hanno contraddistinto il Pleistocene terminale e l'Olocene.

In Coppa et alii, 1988, utilizzando profili acustici, sono state elaborate una carta batimetrica e una carta geomorfologia del margine continentale tirrenico tra Punta Campanella e Punta degli Infreschi, al fine di evidenziare i principali processi sedimentari attuali e le caratteristiche morfologiche di questo settore. Sono state riconosciute tre unità morfostrutturali: Piattaforma continentale del Golfo di Salerno, Piattaforma continentale del Cilento, Scarpate e Bacini. La scarpata continentale risulta molto articolata, per la presenza di una serie di bacini e rilievi ed è attraversata da vari canali; sono molto diffusi, in queste zone sommerse, fenomeni di franamento e creeping.

Altri lavori riguardano l'evoluzione storica e le tendenze di riva di alcune coste basse; si citano quelli di Cocco e De Magistris 1988 e di Cocco et alii, 1988 e 1989. Dall'analisi di cartografia storica e recente del margine costiero della Piana del Sele, congiuntamente all'ubicazione di linee di riva protostoriche, viene tracciato un quadro evolutivo del litorale dall'Olocene ai giorni nostri. Nell'Olocene la linea di riva era ubicata 1Km più all'interno, mentre in epoca romana si trovava avanzata di 500 m rispetto alla precedente. A partire dal 1200 –1300 si assiste ad una progradazione del litorale, mentre dalla metà del secolo scorso l'avanzamento risulta notevolmente attenuato, anzi in alcune aree si assiste ad una netta tendenza all'arretramento, imputabile a fattori antropici.

In Cocco et alii, 1989 dopo un'ampia introduzione sulla dinamica delle spiagge e sulle tendenze evolutive delle linee di costa italiane, vengono discusse in dettaglio i risultati delle ricerche condotte lungo i litorali della Campania e della Lucania. Viene tracciato un quadro evolutivo, che mostra una spiccata fase di protendimento iniziata in epoca protostorica e protratta fino alla metà circa del secolo scorso. Segue quindi un'altrettanto spiccata tendenza all'arretramento, marcata da evidenti fenomeni erosivi; la causa di tale tendenza è diretta conseguenza di interventi antropici, quali prelievi negli alvei fluviali, urbanizzazione indiscriminata delle fasce costiere, realizzazione di porti turistici. Inoltre, vengono esposti i risultati preliminari delle indagini effettuate lungo il litorale della piana del Sele; si distinguono dal punto di vista morfologico due tipi di spiaggia: la prima prevalentemente sabbiosa, la seconda prevalentemente ghiaiosa. Per quanto riguarda la dinamica dei sedimenti si evidenzia uno spostamento verso SE dei materiali ad opera delle correnti lungo costa. Infine, dal confronto cartografico, si evidenzia che la tendenza plurisecolare al protendimento della spiaggia risulta attenuata o addirittura mostra indizi di arretramento, imputabili a fattori antropici.

In Ortolani e Pagliuca 2002, vengono presentate le tendenze evolutive dei litorali della Campania, correlabili con le variazioni climatico - ambientali. Vengono sintetizzati i risultati acquisiti con le ricerche geoambientali effettuate su alcuni tratti costieri e sono inoltre esposte delle linee guida per interventi di risanamento e valorizzazione ambientale.

Sono pochi invece i lavori che hanno riguardato lo studio delle relazioni tra azione del moto ondoso, erosione costiera e frane. Trattasi, per lo più, di studi puntuali che utilizzando rilievi di notevole dettaglio legano le caratteristiche fisico - meccaniche di ammassi rocciosi ai tassi di arretramento della costa ed all'energia incidente del moto ondoso.

In Budetta et alii 1999, viene proposta una metodologia per il calcolo dell'azione erosiva del moto ondoso alla base di falesie prive di dettagliati rilievi batimetrici, correlando mediante un'espressione semilogaritmica la velocità di arretramento della costa alle resistenze meccaniche di terreni e rocce. La resistenza a compressione degli ammassi è stata stimata mediante il metodo RMI (Rock Mass index), mentre quella dei terreni mediante prove penetrometriche speditive. La metodologia è stata testata nella zona di Acciaroli (tra Torre la Punta e Punta Caleo) lungo un tratto di 6 km esposto al moto ondoso da SW con altezze d'onda significative, in mare profondo, varianti tra 1 e 3 metri e periodi d'onda significativi tra 4 e 7 s. L'arretramento della costa è stato valutato sulla base del confronto cartografico e di foto aeree riprese in epoche successive (intervalli di 30 e 45 anni) che hanno permesso di stimare velocità medie dell'ordine di 0,5 – 0,8 m all'anno. Sulla base di questi dati, è stata fatta una stima di massima dell'energia media incidente del moto ondoso che, per la zona studiata, è valutabile in circa 24 MPa nel periodo considerato.

In Budetta e Santo 2000, vengono invece riportati i risultati di uno studio geostrutturale e geomeccanico effettuato sull'arco naturale di Palinuro allo scopo di individuare le tipologie d'intervento più idonee atte a garantirne il consolidamento. Sui diversi fronti sono stati riconosciuti diversi sistemi di discontinuità le cui intersezioni determinano principalmente meccanismi di rottura per scivolamento planare e ribaltamento. La resistenza a compressione è stata determinata con il metodo RMI (Rock Mass index), utilizzando dati di perforazioni, prove di laboratorio ed indicizzando opportunamente le caratteristiche delle discontinuità. Per quanto riguarda le caratteristiche di permeabilità è stato calcolato, mediante prove d'assorbimento, che il coefficiente di conducibilità idraulica di due dei sistemi più diffusi, è compreso tra 10^{-2} e 10^{-3} cm/s e che l'apertura delle fratture varia più frequentemente tra 0,5 e 0, 2 mm. Grazie a questo studio geomeccanico di dettaglio è stato possibile suddividere l'ammasso in tre zone omogenee, dal punto di vista della qualità; quest'ultima è risultata quasi sempre scadente o mediocre e solo in pochi casi buona.

5. LA SISMICITÀ DELLE AREE CIRCOSTANTI IL MEDITERRANEO

Nelle regioni circostanti il mar Mediterraneo, la sismicità è molto elevata, sia per frequenza che per entità e sebbene i cataloghi dei terremoti siano incompleti, una mappa degli eventi con magnitudo bassa ($M < 4$), permette di identificare subito alcune zone particolarmente attive (Fig. 6).

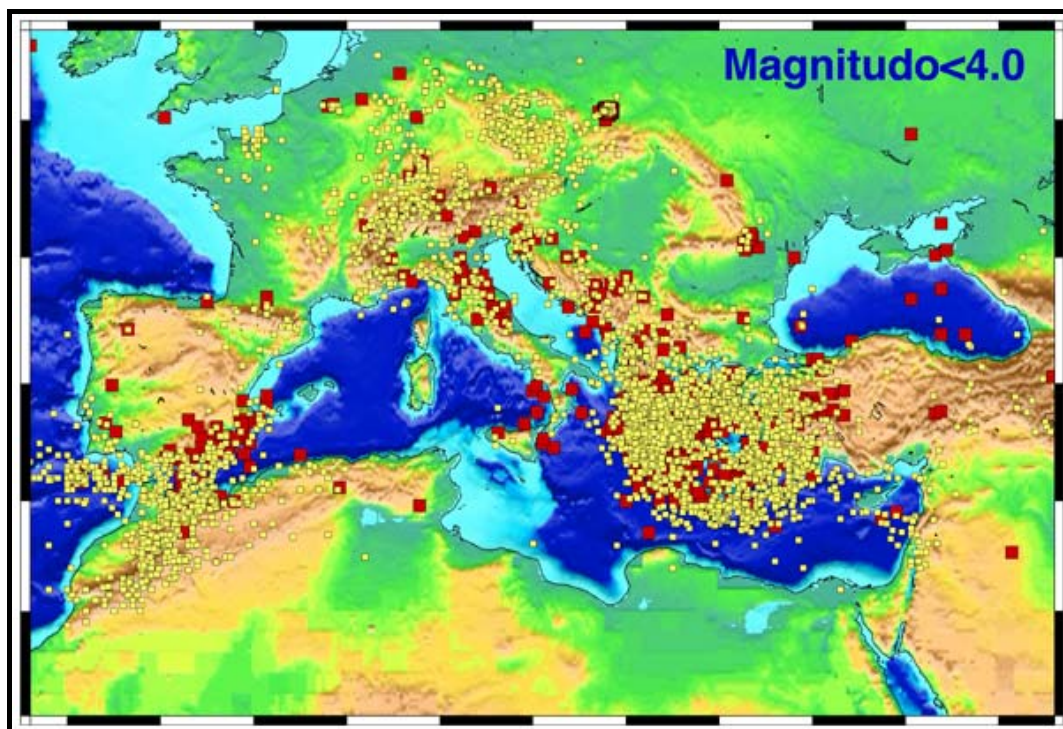


Fig. 6: Distribuzione dei terremoti con Magnitudo minore di 4 nell'area circumediterranea

Se poi si fa riferimento ai fenomeni con magnitudo M maggiore di 4, è possibile osservare che l'andamento dei meccanismi focali (Fig. 7) si correla coi maggiori sistemi tettonici conosciuti e permette di identificare chiaramente alcuni tratti del margine tettonico fra la placca euroasiatica ed africana, quali, ad esempio, Gibilterra-Magrebridi-Appennino-Alpi-Dinaridi-Arco Ellenico. La profondità dei terremoti di norma non è elevata, escluso alcune zone lungo le quali si ha subduzione e dove gli eventi si generano a profondità intermedie ed elevate. Ciò accade lungo l'Arco Ellenico, nel Golfo di Antalia (Turchia meridionale), in Romania, lungo la costa della Jugoslava e nella zona dell'Arco Calabro-Isole Eolie. All'interno del bacino mediterraneo, la zona che risulta maggiormente attiva è la Grecia. La sismicità si concentra principalmente lungo la fascia di subduzione dell'Arco Ellenico e lungo la complessa zona comprendente la Jugoslavia meridionale, l'Albania, la regione balcanica, la Grecia centrale, il Mar Egeo e la Turchia occidentale.

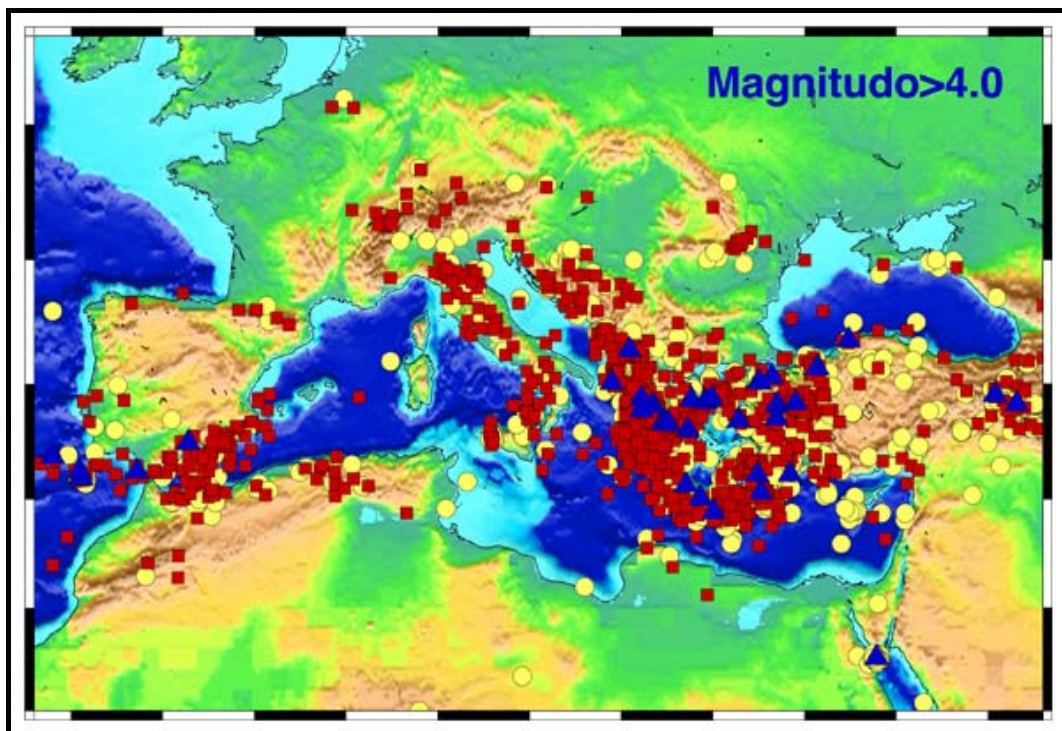


Fig. 7: Distribuzione dei terremoti con Magnitudo maggiore di 4 nell'area circumediterranea

In tutta quest'area è evidente l'elevata frequenza di eventi con magnitudo maggiore di 4, ma numerosissimi sono anche gli eventi di minor entità. Altri sistemi sismogenetici di grande rilievo, in cui però gli eventi hanno minore frequenza, sono la catena alpina, la catena appenninica, la zona costiera della Jugoslavia, lungo le Dinaridi, la regione della Vrancea nei Carpazi, la faglia Nord Anatolica e il sistema della faglia Est Anatomica - arco di Cipro - faglia del Mar Morto. Un'altra zona significativa è quella che, partendo dalle Azzorre, si sviluppa da Ovest ad Est e che, attraversata Gibilterra, si biforca fra la Spagna meridionale (Cordigliera Betica) e il Marocco (catena del Riff), prosegue in Algeria (catena dell'Atlas), in Sicilia e nell'Arco Calabro. Quest'intera fascia viene considerata particolarmente rappresentativa del margine fra placca africana ed eurasiatica.

6. LA SISMICITÀ DELL'AREA ITALIANA

In Italia la sismicità è abbastanza elevata e risultano frequenti non solo gli eventi di bassa entità, ma anche quelli con magnitudo più elevata. Lungo la catena alpina si hanno principalmente eventi con magnitudo minore di 3 e, nelle Alpi occidentali, si hanno anche terremoti con magnitudo maggiore di 4; per magnitudo più elevate, gli eventi diventano sporadici. In Friuli l'attività è simile a quella del resto dell'arco alpino, per quanto riguarda gli eventi di bassa entità, ma qui sono più frequenti i terremoti che hanno una magnitudo più elevata. Negli ultimi 30 anni circa, la maggior sismicità in Italia, sia per frequenza che per entità, si è avuta lungo l'Appennino, soprattutto quello

centro - meridionale. Sono numerosi gli eventi per i quali la magnitudo è maggiore di 5, fino all'evento dell'Irpinia del 1980 con magnitudo $M = 6$. Alcune zone sono particolarmente note per i terremoti distruttivi avvenuti in passato, come il Belice, ma si hanno anche delle zone attive in maniera continua e costante, pur con eventi di minore entità, quali il Basso Tirreno, dove la zona del Golfo di Patti-Isole Eolie-Arco Calabro è caratterizzata da una sismicità frequente con magnitudo anche maggiori di 5 e profondità da intermedie a elevate, e la zona dell'Etna, dove risultano molto frequenti gli eventi con magnitudo < 4 .

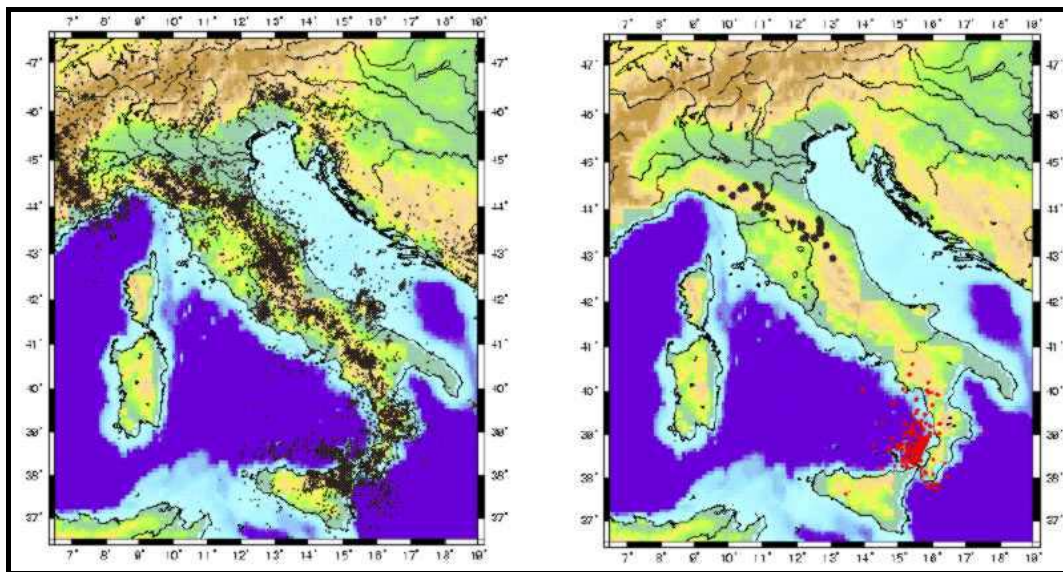


Fig. 8: La sismicità della Penisola italiana: a sinistra i terremoti con profondità ipocentrale minore di 40 km; a destra la sismicità intermedia e profonda (punti rossi). Fonte: INGV (Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia).

Il catalogo sismico nazionale riporta circa 35.000 terremoti verificatisi in Italia a partire dal 1975. La sismicità crostale (< 40 km) rappresenta la maggior parte dell'attività sismica registrata. Come risulta dalla mappa di figura 8, la sismicità si concentra soprattutto nelle Alpi, lungo gli Appennini e riguarda la maggior parte dei vulcani attivi del Quaternario (per esempio, L'Etna, il Vesuvio, i Campi Flegrei, i Colli Albani). Inoltre si verificano sequenze anche nel promontorio del Gargano mentre la Puglia e la Sardegna sembrano essere relativamente asismiche. La penisola italiana è interessata anche da terremoti intermedi e profondi (Fig. 8). Sebbene il loro numero sia relativamente esiguo, essi sono di grande importanza per la comprensione della dinamica dei processi profondi. Terremoti fino a 500 km di profondità avvengono nella zona del Tirreno meridionale e la loro profondità aumenta andando da Sud-Est verso Nord-Ovest. Questi eventi evidenziano la subduzione attiva della litosfera Ionica al disotto dell'Arco Calabro.

In risposta a questa situazione l'area centrale del Mediterraneo, e l'Italia in particolare, è sito di vigorosa attività sismica e vulcanica. In questa regione relativamente poco estesa il campo di stress ha prodotto un mosaico di sistemi tettonici diversi che hanno indotto terremoti. La proiezione in superficie di questi diversi sistemi permette di definire diverse zone sismogeniche (Fig. 9), aree nelle quali i meccanismi focali dei terremoti riflettono la diversa cinematica profonda. Alcune di queste strutture sismogeniche sono chiaramente identificabili come porzioni del margine Africa-Eurasia (ad es. l'allineamento Azzorre- Gibilterra-Algeria-Sicilia), mentre altre fanno parte di sistemi più complessi di microplacche.

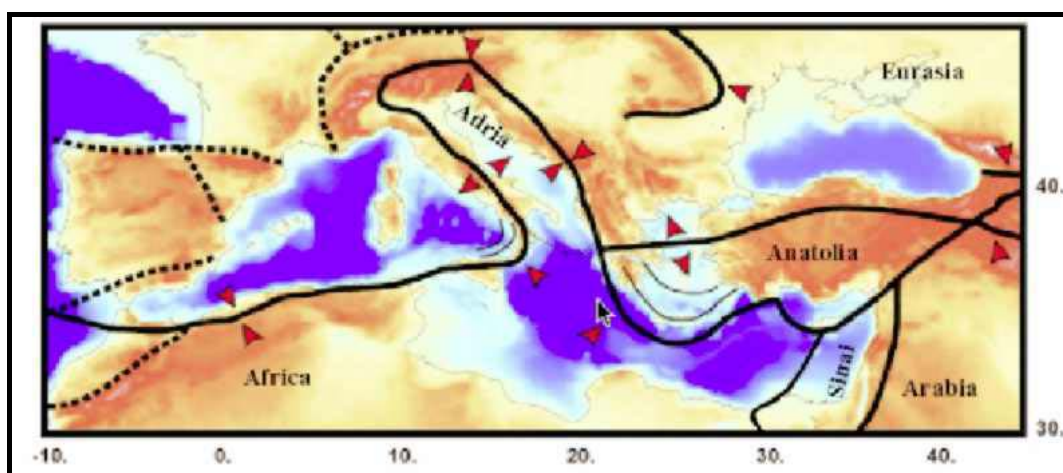


Fig. 9: Zone sismogenetiche dell'area circumediterranea.

Partendo dalla Sicilia verso N, si passa dalla zona a tettonica compressiva con direzione NW-SE, che complessivamente interessa la parte settentrionale dell'isola, alla zona caratterizzata da sismicità intermedia e profonda dell'Arco Calabro e del Basso Tirreno. Spostandoci verso nord, l'Appennino è interessato da una tettonica distensiva, con estensione in direzione NE-SW, che si manifesta lungo una serie di strutture sismotettoniche riscontrabili lungo tutta la catena. Lungo tutto il versante occidentale dell'Appennino settentrionale sono presenti una serie di bacini distensivi (Garfagnana, Mugello, Casentino), mentre sul versante orientale si hanno strutture da tettonica compressiva. Esistono diverse interpretazioni sullo sviluppo di questa distensione che molti ritengono sia prodotta per rotazione in senso antiorario di una microplacca adriatica. La coesistenza di deformazioni compressive ed estensive in un'area così ristretta è stata anche imputata alla presenza di forti disomogeneità crostali. Nell'Appennino settentrionale si ha, oltre alla sismicità crostale che caratterizza l'intera catena, anche una sismicità profonda che accompagna il trend compressivo del versante orientale della catena e che è stata recentemente interpretata come l'evidenza di un probabile tratto di subduzione ancora attivo della placca adriatica.

Passando dall'Appennino alle Alpi, si ha ancora una tettonica compressiva lungo tutto l'arco montuoso che, spostandoci verso est, si biforca: le Alpi settentrionali sono ricollegabili verso est ai Carpazi, mentre le Alpi meridionali sono in continuità verso sud con le Dinaridi, il Montenegro e le Ellenidi, lungo tutta la costa adriatica orientale. Lungo questa fascia, la direzione principale del campo di stress passa da NNW-SSE in Friuli a NE-SW sulle coste orientali dell'Adriatico, con fenomeni prevalenti di accorciamento, ma anche con strutture trascorrenti e miste.

La sismicità e la deformazione attorno all'Adriatico sono di notevole entità, in contrasto con i pochi eventi della parte centrale dello stesso bacino che, a differenza di tutto il resto del Mediterraneo, ha anche una batimetria particolarmente piatta. Questa zona stabile, che si estende da N verso S, dalla Pianura Padana alla Puglia, è oggi interpretata come una microplacca ("Adria"), mentre in passato l'interpretazione più diffusa era che la zona adriatica fosse un promontorio della placca africana spintosi in quella euroasiatica. Quest'ipotesi è ancora frequentemente proposta poichè la bassa sismicità del Basso Adriatico rende molto difficile l'individuazione di un eventuale margine fra placca africana e microplacca adriatica. L'individuazione della microplacca adriatica e l'ipotesi che essa ruoti in senso antiorario, con polo di rotazione in Liguria giustifica i diversi stili tettonici presenti nella zona periadriatica. Infatti, la rotazione della placca ben si accorda con una tettonica compressiva lungo la costa orientale e settentrionale e con una tettonica distensiva lungo la catena appenninica.

7. MODELLO SISMOTETTONICO ITALIANO

Si riporta di seguito la descrizione di un modello sismotettonico (Scandone e Stucchi, 1999) basato sulla correlazione incrociata di dati cinematica dai quali è possibile individuare le aree maggiormente interessate da eventi sismici e descriverne il tipo di meccanismo con cui si generano le rotture (Fig. 10).

Gli elementi rappresentati nella figura 10 sono i seguenti:

- la microplacca adriatica e le tracce dei vettori di spostamento che descrivono le interazioni tra Adria ed Europa;
- il margine settentrionale della placca africana e le tracce dei vettori di spostamento che descrivono, la convergenza tra Africa ed Europa;
- la placca europea, che include il blocco sardo-corso, il bacino del Mediterraneo Occidentale e la parte del Tirreno ormai solidale con il blocco sardo-corso;
- la Scarpata Ibleo-Maltese, interpretata come margine divergente della placca africana (divergenza Africa-Adria);
- i sistemi di catena e i principali svincoli laterali;

- le zone di risalita del mantello, alle spalle della catena, nelle quali il cuneo astenosferico (punteggiato) funge da leading edge del sistema sopracrostante in compressione;
- i fronti della compressione nei sistemi a vergenza europea (Alpi), a vergenza adriatica (Sudalpino e Dinaridi lungo il margine convergente Adria-Europa, Appennino ed Arco Calabro lungo il margine divergente) e a vergenza africana (Maghrebidi). Il fronte della compressione è inattivo (linea tratteggiata) nell'arco del Monferrato e nell'Appennino meridionale;

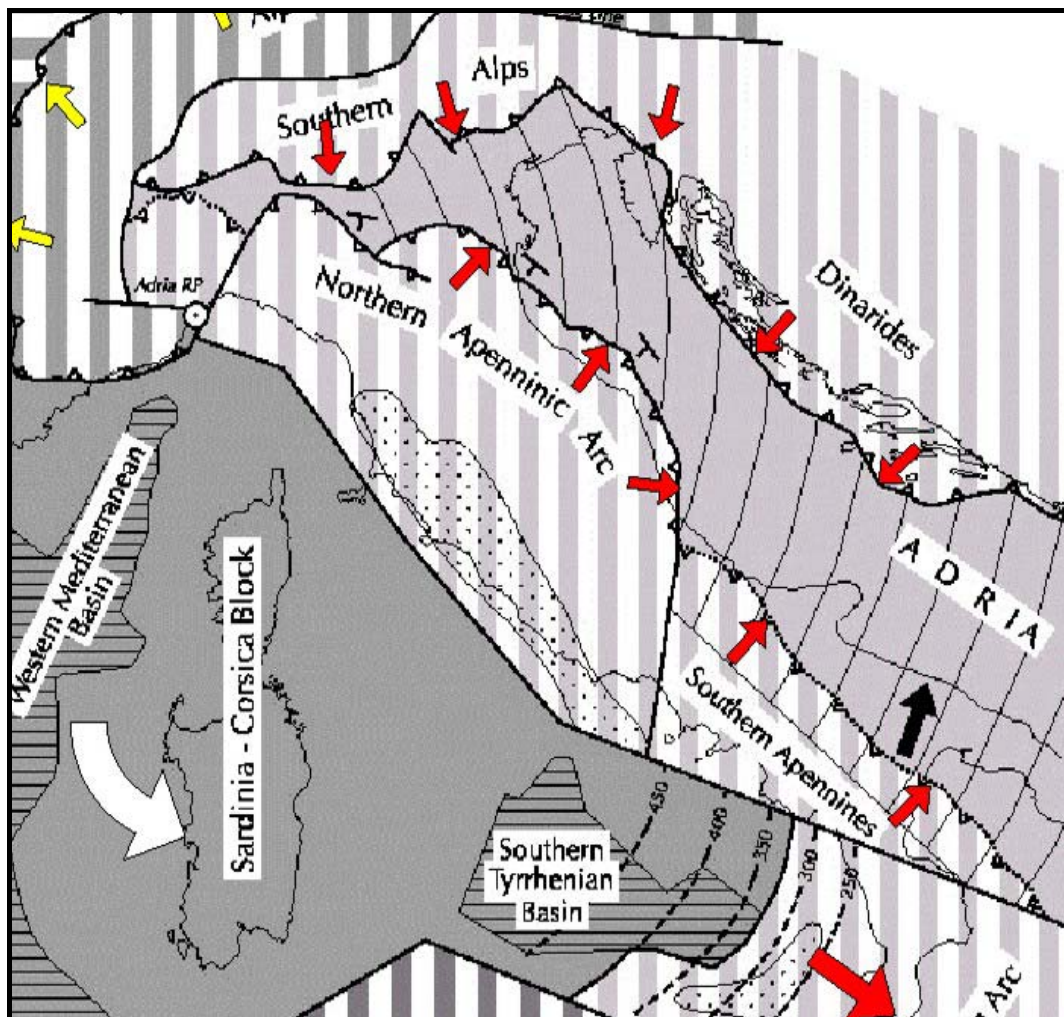


Fig. 10: Modello sismotettonico dell'area italiana

- la Linea Insubrica, quale principale elemento di separazione tra sistema alpino Europa-vergente e sistema sudalpino Adria-vergente;
- la zona di divergenza, nell'Appennino meridionale, tra placca europea e microplacca adriatica;
- la zona di Wadati-Benioff del Basso Tirreno.

Nell'Appennino meridionale esistono numerose evidenze circa la cessazione della subsidenza flessurale. Il regime estensionale attuale, responsabile dei numerosi terremoti distribuiti lungo l'asse della catena, è messo in relazione alla rotazione antioraria dell'Adria.

Sul comportamento cinematico attuale dell'Arco Calabro esistono numerose incertezze dal momento che non è chiaro se la zona di Wadati-Benioff del basso Tirreno sia ancora solidale o no con la litosfera ionica. Un serio motivo di dubbio è costituito dall'assenza di terremoti superficiali con meccanismo compressivo nelle strutture ioniche dell'Arco Calabro.

In Sicilia meridionale il quadro è profondamente diverso. La Scarpata Ibleo-Maltese viene interpretata come possibile limite di placca in un sistema divergente (Africa-Adria). Il sistema di faglie NE-SW presente lungo il margine nord occidentale del Plateau Ibleo è considerato attivo e legato alla flessura dell'avampaese. La sismicità del Belice è attribuita ad una zona di strappo litosferico lungo la quale vengono accomodati i diversi arretramenti flessurali del Plateau Ibleo (massimo arretramento) e della zona di Sciacca (minimo arretramento).

L'attività tettonica dell'area Gargano-Tremi e dell'Adriatico centrale è ancora mal conosciuta.

In conclusione, la sismicità dell'area italiana si inserisce in un quadro geodinamico complesso nel quale trovano coesistenza processi cinematici diversi:

- convergenza continente-continente tra Adria ed Europa (Alpi e Dinaridi);
- divergenza tra Europa ed Adria, con il margine interno dell'Adria ancora coinvolto dalla subduzione (Arco Appenninico Settentrionale, Arco Calabro), e sviluppo di bacini retroarco (Tirreno settentrionale, Tirreno meridionale) alle spalle di due sistemi arco-fossa entrambi in progressiva migrazione ma con diversa velocità di arretramento flessurale;
- divergenza tra Europa ed Adria, con il margine interno dell'Adria non più interessato da subsidenza flessurale anche se in precedenza coinvolto nella subduzione, e sviluppo di processi di rift all'interno del sistema a falde inattivo (Appennino meridionale);
- divergenza tra Africa ed Adria in zone non interessate dalla subduzione neogenico-quadernaria (Scarpata Ibleo-Maltese);
- transpressione (Sicilia settentrionale) dovuta all'effetto combinato della convergenza tra Africa ed Europa) e del rapido arretramento dell'asse di flessura della placca adriatica in subduzione;
- possibile riattivazione in compressione di precedenti strutture estensionali all'interno della placca adriatica (Gargano-Tremi, Adriatico centrale);
- rotture longitudinali (Iblei nord-occidentali) e faglie di strappo trasversali (Belice) in corrispondenza di zone di flessura della placca africana. Nel caso di strappi trasversali, meccanismi estensionali dip-slip nelle strutture più profonde possono coesistere con meccanismi strike-slip nelle unità tettoniche soprastanti la superficie di thrust basale.

8. PRINCIPALI TERREMOTI E MAREMOTI CHE HANNO INTERESSATO L'AREA DI STUDIO

Una ricerca effettuata nel sito internet dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ha permesso di accertare che l'area cilentana oggetto di studio e quelle a mare che si identificano con l'area del Basso Tirreno, sono state interessate in varia misura e a più riprese da eventi sismici.

Oltre ai terremoti che hanno interessato le aree di catena appenninica in diverse occasioni (Tab. I), provocando per lo più danni marginali alle aree costiere in esame, è parso utile evidenziare anche i fenomeni di maremoto (tsunami) che si sono generati in varie località del Basso Tirreno, per lo più a seguito di eventi sismici ma anche a causa di eruzioni vulcaniche sottomarine o frane sismoindotte.

Naturalmente, è apparso oltremodo interessante valutare la pericolosità di tali eventi in relazione alla possibile risalita delle onde sulle coste e per gli effetti che esse possono generare.

N°	Anno	Mese	Giorno	Ora	Lat.	Long.	I	Epicentro
1	79	8	25	7,00	40,833	14,383	V	Area vesuviana
2	1456	12	5	3,00	41,267	14,767	VII	Italia centro-meridionale
3	1561	8	19	14,10	40,500	15,550	IV	Vallo di Diano
4	1688	6	5	15,30	41,233	14,667	VII	Sannio
5	1694	9	8	11,40	40,883	15,300	VII	Irpinia-Basilicata
6	1732	11	29	7,40	41,067	14,967	IV	Irpinia
7	1783	3	28	18,55	38,833	16,483	IV	Calabria
8	1805	7	26	21,00	41,533	14,517	VI	Molise
9	1828	2	2	9,15	40,750	13,900	-	Casamicciola Terme
10	1851	8	14	13,20	40,967	15,667	V	Basilicata
11	1857	12	16	21,15	40,367	15,833	VII	Basilicata
12	1883	7	28	20,25	40,750	13,883	IV	Casamicciola Terme
13	1887	12	3	3,45	39,533	16,167	III	Calabria settentrionale
14	1905	9	8	1,43	38,667	16,050	V	Calabria
15	1908	12	28	4,20	38,183	15,684	IV	Calabria merid.-Messina
16	1910	6	7	2,04	40,967	15,300	V	Irpinia
17	1915	1	13	6,52	41,983	13,617	III	Marsica
18	1930	7	23	0,08	41,033	15,350	VII	Irpinia
19	1962	8	21	18,19	41,150	15,000	VII	Irpinia
20	1982	3	21	9,44	40,000	15,770	VII	Golfo di Policastro
21	1984	5	11	10,42	41,720	14,080	VII	Appennino abruzzese

Tab. I: Catalogo dei forti terremoti che hanno interessato anche l'area cilentana (da Boschi et al., 1995). LEGENDA: Lat. = latitudine dell'epicentro; Long. = Longitudine dell'epicentro; I = valore massimo d'intensità espressa in gradi MCS.

9. GLI TSUNAMI

I maremoti sono onde lunghe, con periodi compresi tra 5 e 60 minuti (mediamente 15-20 min), generate impulsivamente per lo spostamento delle masse d'acqua e che, avvicinandosi alla costa, possono raggiungere altezze molto elevate. La comunità scientifica internazionale ha unanimemente adottato il termine *tsunami*, dal giapponese *onde di porto*, per indicare il fenomeno dei maremoti. Gli tsunami sono causati, nella maggior parte dei casi, da terremoti sottomarini o in prossimità della costa e, meno frequentemente, da frane sottomarine o aeree, da eruzioni vulcaniche e, raramente, dall'impatto di meteoriti nell'acqua.

Non tutti i terremoti sottomarini sono in grado di generare maremoti. Perché ciò si verifichi occorre che il terremoto abbia una profondità focale non troppo elevata, una magnitudo rilevante e, soprattutto, abbia un meccanismo focale che provochi uno spostamento verticale del fondo marino in grado di mettere in moto la massa d'acqua sovrastante. Anche le frane sottomarine, con mobilitazione di corpi di dimensioni rilevanti (spesso attivati da terremoti), possono modificare l'equilibrio della massa d'acqua e produrre uno tsunami, così come la caduta in acqua di grossi blocchi rocciosi o di sedimenti in caso di frane subaeree. Talvolta violente eruzioni vulcaniche sottomarine possono creare una forza impulsiva che sposta la colonna d'acqua e genera il maremoto. Inoltre tsunami di origine vulcanica possono essere dovuti allo scivolamento in mare di masse di materiale lavico incandescente lungo i fianchi ripidi di un vulcano.

In occasione del maremoto generatosi il 30/12/2002 a seguito della frana sottomarina indotta dall'eruzione dello Stromboli (Fig. 11), effetti dell'ondazione sono stati segnalati anche a Marina di Camerota. Qui infatti, da notizie assunte in loco, sembra che alcune onde siano riuscite a scavalcare la diga foranea del porto, giungendo fino al distributore di benzina posizionato sul molo.

Da un punto di vista fisico le onde di maremoto sono caratterizzate da lunghezze d'onda molto elevate, dell'ordine delle decine o centinaia di chilometri, quindi molto grande rispetto alla profondità dell'acqua in cui viaggiano, anche in aperto oceano. Questa caratteristica fa sì che le onde di maremoto si comportino come "onde in acque basse" (*shallow water waves*). Queste onde viaggiano ad elevata velocità in mare aperto, raggiungendo anche i 700-800 km/ora, e sono in grado di propagarsi per migliaia di chilometri conservando pressoché inalterata la loro energia ed essendo quindi in grado di abbattersi con eccezionale violenza anche su coste molto lontane dal punto di origine. Le onde di tsunami, che in mare aperto passano spesso inosservate per la loro scarsa altezza, quando si avvicinano alla costa subiscono una trasformazione: la loro velocità si riduce (essendo direttamente proporzionale alla profondità dell'acqua) e di conseguenza l'altezza dell'onda aumenta, fino ad arrivare a raggiungere anche alcune decine di metri quando si abbatte sulla costa.

L'altezza e l'impatto delle onde sulla costa è funzione di molti parametri. Infatti, oltre alla profondità dell'acqua anche la topografia del fondale marino e le caratteristiche della costa, come la presenza di insenature, golfi, stretti, o foci di fiumi che possono produrre effetti di amplificazione, giocano un ruolo determinante. Talvolta il maremoto si manifesta con un fenomeno di iniziale ritiro delle acque (*regressione*) che lascia in secco i porti e le navi per breve tempo. In realtà questo rappresenta l'arrivo del cavo dell'onda ed è, pertanto, un fattore determinante che preannuncia l'arrivo della successiva cresta e la conseguente inondazione (*ingressione*). Lo tsunami che raggiunge la costa può apparire simile ad una marea che cresce e decresce rapidamente, sollevando il livello generale dell'acqua anche di molti metri; o si può presentare come un treno di onde, delle quali la prima non necessariamente è la maggiore; oppure si presenta come un vero e proprio muro d'acqua e, in questi casi, l'impatto delle onde di tsunami sulla costa è molto spesso devastante.

Dopo l'inondazione, quando un'onda di tsunami si ritira (*draw down*) tende a trascinare con sé tutto quello che ha incontrato nel suo percorso sulla spiaggia e a lasciare sul terreno acqua e detriti che formano depositi che sono importanti per ricostruire l'ingressione la massima quota raggiunta dall'onda (*runup*). I maremoti sono un fenomeno molto importante e spesso sottovalutato, in grado di produrre danni ingenti e perdita di molte vite umane. Fortunatamente i maremoti catastrofici sono eventi rari, tuttavia tsunami rilevanti e di entità minore colpiscono spesso nel mondo. In particolare l'area del Pacifico è quella nella quale questi fenomeni sono più frequenti e disastrosi, con onde in grado di attraversare l'intero Oceano Pacifico in meno di 24 ore. La regione del Giappone-Taiwan rappresenta l'area più attiva, dove si genera circa il 30% del totale degli tsunami del Pacifico, anche se non tutti sono distruttivi. Nel 1896 un forte maremoto in Giappone ha provocato 27.000 morti; quello seguito al terremoto del Cile del maggio 1960, ha causato oltre 1000 vittime nelle coste cilene. Lo tsunami ha poi raggiunto le coste delle isole Hawaii con ingenti danni e vittime e si è propagato fino in Giappone attraversando il Pacifico in 22 ore e provocando oltre 150 vittime. Nel marzo del 1964 un altro violento tsunami fu prodotto in Alaska, con poche vittime ma con onde che si propagarono sino alle coste della California. Il recente evento scatenatosi a largo di Sumatra il 26 dicembre 2004 ha provocato almeno 170.000 morti.



Fig. 11: Danni provocati sulla costa di Stromboli dal maremoto del 30/12/2002 (foto INGV).

Anche il Mediterraneo è stato interessato nei secoli da eventi di tsunami, sia distruttivi che di minore entità, principalmente lungo le coste della Grecia e dell'Italia. Il maremoto in assoluto più devastante è stato quello prodotto dal collasso della caldera del vulcano Santorini, circa nel 1400 a.C. dove l'esplosione ha prodotto il collasso della caldera con onde stimate tra 50-90 m di altezza. Il maremoto si propagò con una velocità di oltre 300 km orari e in pochi minuti raggiunse le coste della Turchia meridionale. Meno di tre ore dopo la Siria, l'Egitto e la Palestina furono devastati dalle onde. Questo evento è ritenuto essere la possibile causa della scomparsa della civiltà minoica. Per quanto riguarda le coste italiane, il maremoto più disastroso è quello seguito al terremoto di Messina del dicembre 1908. Il terremoto distrusse totalmente le città di Messina e Reggio Calabria ed un violento tsunami seguì la scossa principale, causando ingenti danni e centinaia di vittime, con onde che raggiunsero i 13 m di altezza sulle coste calabre, a Pellaro e 11,70 m a S. Alessio, sulle coste della Sicilia. L'ultimo maremoto italiano è quello avvenuto a Stromboli (Isole Eolie) il 30 Dicembre 2002, causato dallo scivolamento (prevalentemente sottomarino) di un'enorme massa di materiale vulcanico alla Sciara del Fuoco. Le onde, che hanno raggiunto 11 metri di altezza a Stromboli, hanno prodotto danni ingenti e si sono propagate fino a Ustica, Sicilia settentrionale e coste campane (Marina di Camerota).

10. IL CATALOGO DEGLI TSUNAMI DEL BASSO TIRRENO

I dati di seguito evidenziati sono tratti dalle attività di ricerca sui maremoti portate avanti presso l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Tale Ente ha prodotto, tra l'altro, un database digitale scaricabile al sito web www.ingv.it/italiantsunamis. Nel corso degli anni il database è stato revisionato ed aggiornato (Tinti et al., 2001; Maramai et al., 2003) e attualmente contiene circa 250 maremoti che coprono sia il mediterraneo che i mari europei (Mare del Nord, coste atlantiche del Portogallo, Mar Nero).

Contemporaneamente è stato realizzato il primo catalogo dei maremoti italiani (Tinti e Maramai, 1996), recentemente prodotto in forma di database digitale rivisto e aggiornato (Tinti et al., 2004). Il nuovo catalogo italiano digitale contiene 67 eventi, dall'eruzione Pliniana del Vesuvio (79 d.C.) al maremoto di Stromboli del 2002.

L'analisi del catalogo ha evidenziato, per l'area del Basso Tirreno compreso tra la Campania e la Sicilia, l'esistenza di 39 segnalazioni di maremoti dall'anno 79 al 2002 (Tab. II). Le aree costiere più esposte al rischio tsunami sono la Calabria meridionale, lo Stretto di Messina, la Sicilia orientale e, meno frequentemente, la Campania. Queste aree sono le zone dove si sono verificati i più significativi terremoti tsunamigenici, che hanno prodotto tsunami sia distruttivi che di minore entità. I maremoti che si sono verificati storicamente in queste regioni sono caratterizzati dal fatto che il primo movimento del mare è stato un movimento di ritiro, seguito entro 15-20 minuti dall'inondazione della costa.

N.	Anno	Mese	Giorno	Orario	Regione	Attendibilità	Causa	Lat.	Long.	Intensità (MCS)	Magnitudo	VEI	Runup (cm)	Tsu-int	Tsu-mag
1	79	8	24	-	Campania	2	VA	40 49	14 26	-	-	5	-	2	-
2	1112	6	20	-	Campania	2	UN	-	-	-	-	-	-	2	-
3	1169	2	4	-	Sicilia orientale	4	EA	37 19	15 02	10	6,6	-	-	4	-
4	1329	6	28	-	Sicilia orientale	2	VA	37 44	15 00	-	-	1	-	3	-
5	1613	8	25	4,3	Sicilia settentr.	1	EA	38 07	14 47	8	5,6	-	-	2	-
6	1631	12	17	9	Campania	4	VA	40 49	14 26	-	-	4	-	2	-
7	1638	3	27	15,05	Calabria tirrenica	2	EA	39 02	16 17	11	7	-	-	2	-
8	1649	1	-	-	Stretto di Messina	1	ER	38 11	15 33	6,5	5	-	-	3	-
9	1693	1	9	21	Sicilia orientale	2	ER	37 20	15 10	8,5	6	-	-	2	-
10	1693	1	11	13	Sicilia orientale	4	ER	37 08	15 01	11	7,4	-	-	5	2,3
11	1698	5	14	10	Campania	2	VA	40 49	14 26	-	-	3	-	2	-
12	1714	6	30	-	Campania	0	VA	40 49	14 26	-	-	2	-	2	-
13	1726	9	1	21,10	Sicilia settentr.	4	ER	38 07	13 21	8	5,6	-	-	2	-
14	1760	6	16	15	Campania	2	ER	40 51	14 16	6	4,3	-	-	2	-
15	1783	2	5	12	Calabria tirrenica	4	EA	38 18	15 58	11	6,9	-	-	3	1,8
16	1783	2	6	0,06	Stretto di Messina	4	EL	38 13	15 38	8,5	5,9	-	900	6	-
17	1783	2	7	13,10	Calabria tirrenica	1	EA	38 35	16 12	10,5	6,6	-	-	2	-
18	1783	3	1	1,40	Calabria tirrenica	3	EA	38 46	16 18	9	5,9	-	-	2	-
19	1783	3	28	18,35	Calabria tirrenica	3	EA	38 47	16 28	10	6,9	-	-	2	-

20	1784	1	19	-	Stretto di Messina	4	ER	38 10	15 38	6	4,1	-	-	3	-
21	1805	7	26	21,01	Campania	4	EA	41 30	14 28	10	6,6	-	-	2	-
22	1813	5	17	-	Campania	1	VA	40 49	14 26	-	-	2	-	2	-
23	1818	2	20	18,15	Sicilia orientale	4	EA	37 36	15 08	9	6	-	-	2	-
24	1823	3	5	16,37	Sicilia settentr.	4	ER	38 00	14 06	8,5	5,9	-	-	4	-
25	1847	8	26	-	Campania	0	UN	-	-	-	-	-	-	2	-
26	1894	11	16	17,52	Calabria tirrenica	4	EA	38 17	15 52	8,5	6,1	-	-	3	-
27	1905	9	8	1,43	Calabria tirrenica	4	EA	38 40	16 04	11	7,1	-	600	3	0,4
28	1906	4	4	-	Campania	4	VA	40 49	14 26	-	-	3	-	2	-
29	1908	12	28	4,20	Stretto di Messina	4	ER	38 09	15 41	11	7,2	-	1300	6	0,4
30	1916	7	3	23,21	Isole Eolie	4	ER	38 49	15 14	6,5	5,1	-	1000	2	-
31	1919	5	22	17,45	Isole Eolie	4	VO	38 48	15 12	-	-	3	-	3	-
32	1926	8	17	14,25	Isole Eolie	2	ER	38 34	14 50	7,5	5,3	-	-	2	-
33	1930	9	11	9,52	Isole Eolie	4	VO	38 48	15 12	-	-	3	250	3	-
34	1940	1	15	13,19	Sicilia settentr.	2	EA	38 05	13 26	7,5	5,3	-	-	2	-
35	1944	8	20	6,30	Isole Eolie	4	VO	38 48	15 12	-	-	2	-	4	-
36	1954	2	-	-	Isole Eolie	1	VO	38 48	15 12	-	-	2	-	2	-
37	1988	4	20	5,30	Isole Eolie	4	GL	38 24	14 58	-	-	-	-	2	-
38	1990	12	13	14,33	Sicilia orientale	4	ER	37 16	15 07	7	5,7	-	-	2	-
39	2002	12	30	13,15	Isole Eolie	4	VL	38 48	15 12	-	-	-	1090	5	-

Tab. II: Tabella sintetica contenente gli eventi di maremoto censiti nell'area tirrenica tra la Campania e la Sicilia. Legenda: **Attendibilità** del maremoto sulla base delle fonti bibliografiche. 0 = molto improbabile 1 = improbabile 2 = dubbio 3 = probabile 4 = sicuro. **Cause**: ER = terremoto sottomarino; EA = associato a terremoto (terremoto a terra); EL = frana a seguito di sisma; ES = frana sottomarina a seguito di sisma; VO = eruzione sottomarina; VA = associato ad eruzione; VL = frana indotta da attività vulcanica; VS = frana indotta da attività vulcanica marina; GL = movimento gravitativo; GS = movimento gravitativi a mare; UN = non definito. **Intensità**: intensità macrosismica del terremoto generante il maremoto (secondo la scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS)) **Magnitudo**: magnitudo del terremoto generante il maremoto. **VEI**: Indice di esplosività vulcanica (da Simkin) **Runup**: massimo runup osservato (in cm) **Tsu_int**: intensità del maremoto sulla base della scala Sieberg-Ambraseys; **Tsu_mag**: magnitudo del maremoto sulla base della formula di Murty-Loomis

11. RISCHIO TSUNAMI E MONITORAGGIO

Nel Mediterraneo e, in particolare nel Basso Tirreno, i tempi di tragitto dell'onda di tsunami dalla sorgente del maremoto alla costa sono molto brevi, generalmente non superiori ad una decina di minuti. Questo è il tempo che solitamente intercorre tra il verificarsi della scossa e l'arrivo dell'onda sulla costa. Ciò avviene in quanto la maggior parte dei terremoti tsunamigenici si verificano in mare a poca distanza dalla costa o addirittura in terra molto vicino alla costa.

Il fatto che il tempo di tragitto delle onde sia molto breve crea dei problemi rispetto alla progettazione e all'efficacia di sistemi di allarme maremoti. Ad esempio, quello esistente nel Pacifico è inadeguato per i nostri mari in quanto è efficace solo per tsunami che si generano in aree lontane, le cui onde raggiungono le coste anche dopo alcune ore.

Per quanto invece riguarda i terremoti locali, che come detto rappresentano la maggior parte dei terremoti tsunamigenici italiani, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia ha messo a punto un sistema di allarme alternativo. Esso è progettato come un sistema di allarme "locale", basato sull'acquisizione simultanea del segnale sismico, mareografico e di pressione atmosferica. Il sistema è in grado di processare tutti e tre i segnali per identificare una possibile condizione di "allerta" e, nel caso in cui si verifichi tale condizione, entro 4-5 minuti dalla scossa viene emesso un messaggio di allarme a specifiche unità locali di Protezione Civile localizzate lungo le coste. La stazione "pilota" è formata da un sensore di pressione posizionato in mare (ad una profondità di circa 4-5 metri) in prossimità della costa per la rilevazione di variazioni del livello marino, da una stazione sismica digitale a tre componenti per l'acquisizione del dato sismico, da un barometro per la determinazione delle variazioni di pressione atmosferica, da un sistema digitale di acquisizione e da un software di grafica per la visualizzazione dei dati. Attualmente è in procinto di essere installato un sismometro "strong-motion" (a soglia) per ridurre la possibilità di emissione di falsi segnali di allarme.

Il "test site" scelto dall'INGV per l'installazione di questa stazione di prova è posizionato sulle coste della Sicilia orientale, in particolare su un pontile fuori del porto di Augusta (a nord di Siracusa). La stazione "pilota" è stata installata in via sperimentale alla fine del 1998 ed è tuttora operante. Attualmente è stata inserita come stazione ausiliaria per l'integrazione di dati marini costieri all'interno di un progetto GNDT (Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti). In futuro verrà installata una seconda stazione del sistema di allarme italiano, con le stesse caratteristiche di quella di Augusta, lungo le coste ioniche della Calabria.

12. CONCLUSIONI

Alla luce di quanto precedentemente esposto, si può argomentare come l'area di studio presenti in generale un assetto geologico e geomorfologico abbastanza complesso ed articolato che rende ragione anche della diffusa presenza di fenomeni di arretramento costiero che interessano sia le spiagge che le coste alte. Sono proprio questi fattori naturali gli elementi essenziali responsabili dell'accelerazione dei processi erosivi in corso che, sommati ad una serie di concomitanti fattori antropici (di cui si tratterà in altra parte del Piano stralcio), determinano il quadro generale della situazione sulla quale l'Autorità di Bacino e gli altri Enti proposti sono chiamati ad intervenire.

A tanto occorre poi aggiungere l'eventualità (certamente non remota e dagli effetti complessi e altamente pericolosi) che l'area in oggetto possa essere interessata da fenomeni di maremoto indotti o da eventi sismici, che si attivano nel basso Tirreno, o da frane costiere e/o sottomarine di rilevanti dimensioni. Questi ultimi fenomeni possono risultare più probabili in corrispondenza o nelle vicinanze di edifici vulcanici emersi o sommersi (Isole Eolie, vulcani sottomarini dell'area tirrenica) posti a non grandi distanze dal perimetro costiero studiato.

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1994) – *Guida all'escursione* - Convegno internazionale di geologia subacquea, Palinuro 8-10 giugno 1994, ed. De Frede – Napoli.

Ascione A., Romano P. (1999) *Vertical movements on the eastern margin of the tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophisic, 315, 337-356.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F. & Santangelo N. (1995) – *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica* – Mem. Soc. Geografica Italiana, 53, 313 – 336.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) – *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)* – Z. Geomorph. N. F., Suppl. - Bd 82, 47 – 58.

Brancaccio L., Cinque A., Russo F., & Santangelo N. (1988) – *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Appennino meridionale)* – Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A, 55 - 62, G. Ricolò Ed. (BN).

- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Belluomini G., Branca M. & Delitala L. (1990) - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana* – Boll. Soc. Geol. It., 109, 259-265.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) – *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)* – Z. Geomorph. N. F., Suppl. - Bd 82, 47 – 58.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Belluomini G., Branca M. & Delitala L. (1990) – *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana* – Boll. Soc. Geol. It., 109, 259-265.
- Buccheri G., Bertoldo M., Coppa M.G., Munno R., Pennetta M., Siani G., Valente A. & Vecchione C. (2002) – *Evoluzione sedimentaria e Paleoclimatologia tardo-quadernaria della scarpata continentale del Golfo di Policastro (Mar Tirreno meridionale)* – Boll. Soc. Geol. It., 121, 187-210.
- Budetta p., Galiotta G., Santo A. (2000) – *A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses* – Engineering Geology 56, 243 – 256.
- Budetta P.& Santo A. (2001) – *Assetto geostrutturale e caratterizzazione geomeccanica dell'arco naturale di Palinuro (Campania)* – Quaderni di Geologia Applicata, 8 – 2.
- Caputo M. e Fatta G. (1984) - *Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane* - Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali Roma, serie VII, 17, 213-356.
- Cinque A. (a cura di) (1986) – *Guida alle escursioni geomorfologiche. Penisola sorrentina, Capri, Piana del Sele, e Monti Picentini.* – Gruppo Naz. Geogr. Fis. e Geomrf., Amalfi 9 - 12 giugno. Pubbl. n. 33 del Dip. Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II".
- Cinque A., Romano P., Roskopf C., Santangelo N. & Santo A. (1994) – *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento – Italia meridionale)* – Il Quaternario, 7(1), 3 – 16.
- Cocco E. & De Magistris M.A. (1988) – *Evoluzione storica e recente del litorale di Paestum (Golfo di Salerno)* - Mem. Soc. Geol. It., 41, 697-702.
- Cocco E. & De Magistris M.A. (1988) – *Evoluzione storica e recente del litorale di Paestum (Golfo di Salerno)* - Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A, 165-171, G. Ricolò Ed. (BN).

- Cocco E. & De Pippo T. (1988) – *Tendenze evolutive delle spiagge della Campania e della Lucania* - Mem. Soc. Geol. It., 41, 195 - 204.
- Cocco E., De Magistris M.A., Efaicchio M.T. & Giulivo I. (1989) – *Il trasporto dei sedimenti lungo il litorale del Volturno-Garigliano (Golfo di Gaeta) e del Sele (Golfo di Salerno)* - Confer. Scientif. Annuale sulle attività di ricerca dei Dipartimenti di Geofisica e Vulcanologia, di Paleontologia e di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II, 75-76.
- Cocco E., De Magistris M.A., Efaicchio M.T., Giulivo I. & Tarallo F. (1989) – *Il litorale della Piana del Sele (Golfo di Salerno): caratteri geoambientali, dinamica e tendenza evolutiva* - Confer. Scientif. Annuale sulle attività di ricerca dei Dipartimenti di Geofisica e Vulcanologia, di Paleontologia e di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II, 77-78.
- Cocco E., Iacono Y., Iuliano S. & Lista M.R. (2002) – *Lineamenti morfodinamici e sedimentari del litorale dei Campi Flegrei (Campania – Italia meridionale)* – Il Quaternario, 15(2), 209 – 220.
- Coppa M.G., Madonna M., Pescatore T., Putignano M., Russo P., Senatore M.R. & Verrengia A. (1988) – *Elementi geomorfologici e faunistici del margine continentale tirrenico tra Punta Campanella e Punta degli Infreschi (Golfo di Salerno)* - Mem. Soc. Geol. It., 41, 541-546.
- Coppa M.G., Madonna M., Pescatore T., Putignano M., Russo P., Senatore M.R. & Verrengia A. (1988) – *Elementi geomorfologici e faunistici del margine continentale tirrenico tra Punta Campanella e Punta degli Infreschi (Golfo di Salerno)* - Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A, 203 - 207, G. Ricolò Ed. (BN).
- Ferraro L., Pescatore T., Russo B., Senatore M.R., Vecchione C., Coppa M.G. & Di Tuoro A. (1997) – *Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licfosa e Capo Palinuro (Tirreno Meridionale)* - Boll. Soc. Geol. It., 116, 473 -485. (Solo carte, manca testo)
- Iannace A., Romano P., Santangelo N., Santo A. & Tuccimei P. (2001) – *The OIS 5c along Licosa cape promontory (Campania region, southern Italy): morfostratigraphy and U/Th dating* – Z. Geomorph. N. F., 45, 307 – 319.
- Laudonio D. (2003) – *Fenomeni erosivi delle coste rocciose: metodi di studio, modellizzazione ed applicazione alle falesie del Cilento (Campania)* – Tesi di laurea, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Facoltà di Ingegneria, a.a. 2002 - 2003.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (2000) – *Evoluzione ed erosione dei litorali della Campania* - : in "L'area costiera Mediterranea", a cura di Rosi M e Jannuzzi F., 39 – 77, ed. Giannini – Napoli, 2000.

Romano P. (1992) – *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca* – Studi Geologici Camerti, volume speciale (1992/1), 265 – 269.

Tinti S. and Maramai A. (1996) - *Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Cote d'Azur (France): a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe* - Annali di Geofisica, 39, 1253-1299. (Errata Corrige: Ann.Geofis. 40, 781).

Tinti S., Maramai A. and Graziani L. (2004) - *The New Catalogue of Italian Tsunamis*- Natural Hazards, Vol.33, n.3, 437-463.